



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

**CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA DE LAS
ALTERACIONES HIDROTERMALES EN EL YACIMIENTO
DE ORO LA INDIA, SONORA, MÉXICO**

T E S I S

Que para obtener el título de:

Ingeniero Geólogo

Presenta:

Dolores Reyes Guillermo

Director de tesis:

Dra. Teresa Pi Puig



México, D.F.

Noviembre 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

DEDICATORIA

A mis padres Guillermo Dolores Flores y Martha Reyes Palacios

A mis hermanos: Martha María, José Pablo y Lorena

A mi alma mater la Universidad Nacional Autónoma de México

AGRADECIMIENTOS

A **Dios**, por darme la dicha de existir y disfrutar del placer de vivir

A mis **padres**, por confiar siempre en mí, apoyarme incondicionalmente y darme el amor y la educación necesaria para ser un hombre de bien, sin ustedes esto no hubiera sido posible

A mis **hermanos**, por ser parte de mi vida entera, por su cariño, comprensión y apoyo y en los que veo un soporte para seguir adelante en mis sueños

A mis sinodales: **Dra. Teresa Pi Puig, M.C Augusto Antonio Rodríguez Díaz, Dr. Enrique Alejandro Gonzáles Torres, Ing. Alfredo Victoria Morales, Ing. Marco Antonio Rubio Ramos**, por sus excelentes observaciones y correcciones, así como por su valioso tiempo dedicado en acompañarme el día de mi examen profesional

A mis **amigos** por estar presentes siempre en esos momentos difíciles y alegres y con los cuales eh compartido momentos inolvidables en mi vida

Al Dr. **Hernando Rueda Galeano**, gerente de exploración y explotación, Agnico Eagle Mines México

A mi asesora de Tesis, **Dra. Teresa Pi Puig**, por enseñarme el camino del saber a través de sus excelentes conocimientos, por su paciencia, consejos y forma de ser que la hacen un gran ser humano

Al M.C. **Augusto Antonio Rodríguez Díaz**, por su valioso apoyo, paciencia, consejos e instruirme con sus conocimientos en el fascinante mundo de los yacimientos minerales

Al Dr. **Javier Aguilar Carrillo de Albornoz**, por su apoyo en el uso de la herramienta de espectrometría de Infrarrojo y sus observaciones aplicadas

A la Dra. **Marina Vega González**, por su valioso tiempo dedicado a enseñarme a utilizar la herramienta de microscopia electrónica de barrido

Al Ing. **Ernesto Serrano González**, geólogo de exploración en Agnico-Eagle Mines México

Al Ing. **Jorge Luis Karr** de la empresa GEOPERF

A la empresa **Agnico Eagle** por brindarme la oportunidad de realizar mi trabajo de tesis a través del aporte de muestras del yacimiento estudiado

Al personal de la **Unidad La India** por permitirme realizar este trabajo de tesis y la aportación de información bibliográfica necesaria

Al **Instituto de Geología de la UNAM** por permitirme el uso de sus instalaciones y apoyos otorgados para la realización de mi tesis

A la **Facultad de Ingeniería**, porque en sus aulas conseguí los conocimientos necesarios para convertirme en Ingeniero Geólogo

A la **Universidad Nacional Autónoma de México**

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
ABSTRACT	
Capítulo I Introducción	1
I.1 Objetivos	2
I.1.1 Objetivos generales	2
I.1.2 Objetivos particulares	2
I.2 Planteamiento del problema	3
I.3 Metas y/o alcances	3
I.4 Justificación	4
I.5 Antecedentes	5
I.6 Localización del área de estudio	6
Capítulo II Metodología	8
II.1 Trabajo de campo y caracterización macroscópica de las muestras	12
II.2 Microscopio petrográfico	12
II.3 Difracción de Rayos X (DRX)	14
II.3.1 Análisis de roca total	15
II.3.2 Análisis de fracción arcilla (<2 μ m)	16
II.3.3 Método de Celref y Rietveld	17
II.4 Espectrometría de Infrarrojo	18
II.5 Microscopio electrónico de barrido (SEM)	19
Capítulo III Yacimientos epitermales	21
III.1 Definición, características y tipos de yacimientos epitermales	21
III.2 Definición y características de los yacimientos epitermales de alta sulfuración	25
III.2.1 Definición	25
III.2.2 Distribución y ambiente geológico-tectónico de formación	26
III.2.3 Fuente, transporte de metales y deposición en los sistemas hidrotermales	28
III.2.4 Mineralización y estructuras típicas de los yacimientos epitermales de alta sulfuración	31
III.2.5 Alteraciones típicas en epitermales de alta sulfuración.	32
III.2.5.1 Marco teórico	32
III.2.5.2 Alteración cuarzo oqueroso (<i>vuggy silica</i>)	35
III.2.5.3 Alteración argílica avanzada	36
III.2.5.4 Alteración argílica	37
III.2.5.5 Alteración fílica (sericítica)	38
III.2.5.6 Alteración propilítica	39
Capítulo IV Marco geológico	41
IV.1 Provincia fisiográfica Sierra Madre Occidental	41

IV.2 Distrito Minero Mulatos	42
IV.2.1 Estratigrafía del Distrito Mulatos	44
IV.2.2 Geología estructural del Distrito Mulatos	46
IV.2.3 Alteración hidrotermal, mineralización y su distribución en el distrito	47
IV.3 Geología local en La India	51
IV.3.1 North Zone	53
IV.3.2 Main Zone	54
Capítulo V Resultados	56
V. 1 Caracterización macroscópica de muestras	56
V.1.1 Análisis de rocas superficiales	56
V.1.2 Análisis de rocas de barrenos	57
V. 2 Microscopía petrográfica	60
V.3 Difracción de rayos X	65
V.3.1 Análisis de roca total	65
V.3.2 Análisis de la fracción arcilla (<2 μ m)	77
V.3.3 Análisis mineralógico por Celref y Rietveld en alunitas	83
V.4 Espectrometría de Infrarrojo	86
V.5 Microscopía electrónica de barrido (SEM)	92
V.6 Tabla-resumen de las asociaciones minerales caracterizadas	96
Capítulo VI Discusión	101
VI.1 Ambiente geológico de formación	101
VI.2 Asociaciones mineralógicas y zonamiento de alteraciones	105
VI.2.1 Alteración supergénica	107
VI.3 Similitudes y diferencias del yacimiento La India con el distrito Mulatos	108
VI.3.1 Secuencia paragenética en ambos sistemas	108
VI.4 Variedades de alunitas (K, Na y Ca)	110
VI.5 Pertinencia de las técnicas analíticas	111
Capítulo VII. Conclusiones	113
VII.1 Recomendaciones	114
ANEXOS	116
Bibliografía	127

RESUMEN

En México, los yacimientos epitermales de alta sulfuración documentados, han sido muy pocos, a pesar de ser objetivo prioritario en la exploración de Au para las compañías mineras. Estos depósitos, se concentran principalmente en la parte NW de México en los estados de Sonora y Chihuahua, con edades que van del Eoceno al Oligoceno y están relacionados a procesos geotectónicos definidos.

En este trabajo se presentan los resultados de la caracterización mineralógica detallada (Petrografía, DRX, IR, SEM) de la alteración hidrotermal del depósito La India, que se encuentra localizado en el Municipio de Sahuaripa, en el estado de Sonora, muy próximo al límite estatal con el estado de Chihuahua, México. La mineralización, se localiza en el Distrito Minero La Amargosa y abarca una zona de aproximadamente 600 km² del denominado *cinturón de oro* de Mulatos y se manifiesta en forma de vetas, diseminaciones y brechas con concentraciones económicas de Au-(Ag)-(Cu).

En la mineralización de La India se identificaron dos tipos de asociaciones minerales, una de origen hipogénico de cuarzo-alunita-pirita-barita-diásporo-pirofilita y otra de origen supergénica correspondiente principalmente a óxidos de Fe, jarosita y alunita tardía. En la fracción arcilla (<2µm), se identificaron caolinita, illita, dickita e interstratificados illita-esméctica. Para el caso de la illita e interstratificados se utilizó el índice de cristalinidad (IK) para calcular de manera aproximada las temperaturas relacionadas al proceso hidrotermal, datos que resultaron comparables con los de microtermometría de inclusiones fluidas. En el caso de las alunitas se calcularon parámetros de celda y se ajustaron los perfiles de los difractogramas por el método de Rietveld para discriminar los dos posibles orígenes del mineral. También se utilizó la espectrometría de Infrarrojo para la identificación de las vibraciones de los grupos funcionales de cada extremo composicional de la alunita, obteniéndose composiciones sódico-potásicas con cierta variabilidad química.

En el estudio petrográfico se observaron texturas relacionadas a los procesos hidrotermales del yacimiento, entre las que destacan texturas tipo cuarzo oqueroso (*vuggy silica*), texturas de recristalización y texturas de reemplazamiento, que se pueden correlacionar con la asociación mineral caracterizada en La India y con las diferentes etapas paragenéticas reportadas en el Distrito Mulatos.

Con base en los datos mineralógicos obtenidos, se propusieron tres alteraciones hidrotermales basadas en la característica silícica que cada una comparte: a) silicificación-oxidación, b) silicificación-argilitización y c) silicificación-argilitización avanzada. Los datos mineralógicos obtenidos en la UNAM, se complementaron con datos de un estudio de PIMA (*Portable Infrared Mineral Analyzer*) realizado por la minera y en donde se correlacionaron los valores de Au para cada tipo de alteración, obteniéndose que: las asociaciones mineralógicas con una relación más fuerte en contenidos de oro fueron la silíceo, caolinita-alunita, caolinita, caolinita-dickita y la de alunita. Mientras que las asociaciones con menor relación en cuanto a la proporción de oro fueron la de clorita, sericita-clorita y la de esmectita-jarosita.

El yacimiento La India presenta patrones de alteración característicos, desde las zonas mineralizadas hacia el exterior, se identificaron: primero *vuggy silica*, pasando a alteración argílica avanzada con o sin *silica masiva* y finalmente alteración propilítica. Sobreimpuesto a lo anterior encontramos una alteración supergénica por procesos de oxidación. La determinación de estas alteraciones nos ayuda a comprender mejor el yacimiento de la India y confirmar su clasificación como un yacimiento epitermal de alta sulfuración.

ABSTRACT

In Mexico, documented epithermal high-sulfidation deposits have been very few, despite of being priority in Au exploration for mining companies. These deposits are mainly concentrated in the NW part of Mexico in the states of Sonora and Chihuahua, with ages ranging from Eocene to Oligocene defined and related to geotectonic processes.

This thesis shows the results of the detailed mineralogical characterization (petrography, XRD, IR, SEM) of hydrothermal alteration of La India ore deposit, which is located in the Municipality of Sahuaripa, in the State of Sonora, near of the state boundary with the State of Chihuahua, Mexico. The mineralization is located in the Amargosa Mining District and covers an area of approximately 600 km² of the gold belt known as Mulatos and manifests itself in the form of veins, breccias and disseminations with economic concentrations of Au-(Ag)-(Cu).

Two types of mineral associations were identified in La India, the first one of hypogene origin formed by alunite-quartz-barite-pyrite-diaspore-pyrophyllite and the other one of supergene origin mainly corresponding to Fe oxides, jarosite and late alunite. In the clay fraction (<2µm), kaolinite, illite, dickite and illite-smectite interstratified were identified. For the case of illite and interstratified, the crystallinity index (KI) was used to calculate the temperatures roughly related to the hydrothermal process, which were comparable to those obtained by microthermometry fluid inclusions. In the case of alunite minerals, cell parameters were calculated and XRD profiles were fitted by the Rietveld method to discriminate between two possible sources of the mineral. Also the IR spectrometry was used to identify vibration of the functional groups of each compositional end of alunite minerals. Sodium-potassium compositions were obtained with some chemical variability.

The petrographic study showed textures related to hydrothermal processes in the field, in particular *vuggy silica*, recrystallization and replacement textures, which can be correlated with the mineral assemblage characterized in La India and with the paragenetic stages observed and reported in the Mulatos Mining District.

Three hydrothermal alteration were proposed, everyone based on silicic feature: a) silicification-oxidation, b) silicification-argilitization and c) silicification-advanced argilitization. Mineralogical data from UNAM, supplemented with data from a PIMA study (Portable Infrared Mineral Analyzer) by mining, where the values of Au for each type of alteration were correlated, obtaining that: mineralogical associations with stronger relationship in gold contents were silica, kaolinite-alunite, kaolinite, kaolinite-dickite, and alunite. While less related associations regarding the proportion of gold were chlorite, sericite-chlorite and smectite-jarosite.

La India field shows characteristic alteration patterns from the mineralized zones outwards as follows: first vuggy silica, passing to advanced argillic alteration with or without massive silica and finally propylitic alteration. Superimposed on the above there is a supergene alteration by oxidation processes. The determination of these changes helps us to better understand La India field and confirm its classification as a high-sulfidation epithermal deposit.

Capítulo I

Introducción

I Introducción

México tiene una tradición minera importante y ha sido uno de los países con mayor producción de metales en el mundo, lo cual ha sido reflejado en su larga historia minera conocida desde la época prehispánica alrededor de los 600 d.C. (Ordóñez, 1986). Todo esto es posible debido a las características geológicas que posee nuestro país, consecuencia inherente a procesos geodinámicos favorables para la acumulación de los minerales económicos en regiones particulares de la corteza terrestre.

Afortunadamente, México cuenta con una de las provincias fisiográficas con mayor producción de plata a nivel mundial, la Sierra Madre Occidental, que coloca a México como el principal productor de este metal en el mundo y uno de los más destacados en la extracción de oro (12avo lugar). Esta provincia por sus características geológicas puede ser catalogada como una provincia metalogénica: Sierra Madre Occidental (SMOcc) (*Figura I.1*), la cual hospeda principalmente yacimientos tipo epitermal, primordialmente de edades Paleógeno al Neógeno, portadores de Ag y Au esencialmente, pero también, metales como Zn, Pb, Cu, Cd, As, Sb, Bi, entre otros (Camprubí y Albinson, 2006; Camprubí, 2009). De esta tipología de yacimiento se pueden diferenciar, por sus características, tres subtipos de yacimientos epitermales: los de alta sulfuración, sulfuración intermedia y baja sulfuración (Sillitoe y Hedenquist, 2003). Este trabajo se enfocará principalmente al estudio de un caso particular de un yacimiento tipo epitermal de alta sulfuración llamado “La india”, ubicado en la zona norte de esta provincia metalogénica.

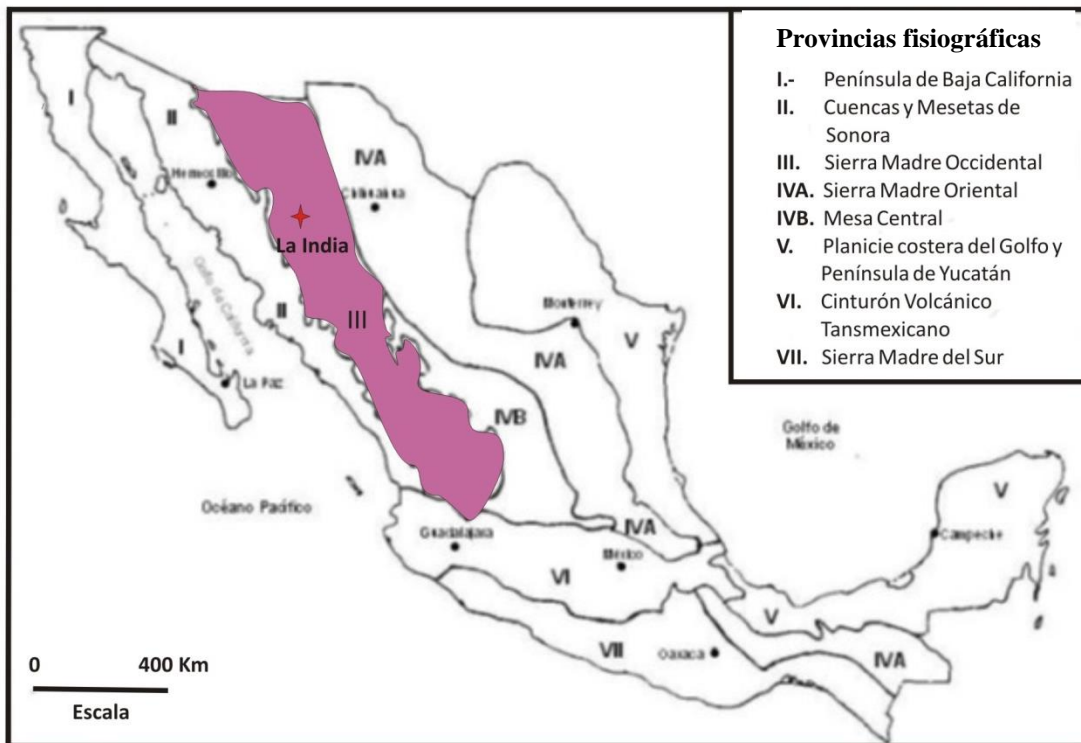


Figura I.1 Provincias fisiográficas de México. Nótese la coincidencia con la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Occidental y la ubicación del depósito La India, modificada de INEGI, 2014.

Los yacimientos epitermales de alta sulfuración en México, documentados, han sido pocos y escasos, a pesar de ser depósitos con altas producciones de oro (p.ej. Mulatos. Staude, 2001). Estos depósitos se concentran sobre todo en la parte NW de México en los estados de Sonora y Chihuahua, con edades que van entre los 40 y 28 Ma, Eoceno y el Oligoceno (Ochoa-Landín et al., 2011), lo cual nos expresa que son depósitos muy jóvenes con pocos niveles de erosión, lo que permite dejar semiexpuesto al sistema de mineralización. Es por tal motivo, que el estudio referente a sus alteraciones es factible y permite comprender más sobre los procesos de génesis y zonamiento de este tipo de mineralizaciones hidrotermales. El estudio de las alteraciones hidrotermales asociadas a mineralizaciones epitermales de alta sulfuración es muy importante, ya que es la pauta decisiva en la toma adecuada de decisiones para la exploración de metales preciosos, en particular de oro.

Las metodologías empleadas para caracterizar y definir asociaciones minerales de alteración y eventos mineralizantes pueden ser agrupadas en dos tipos: tradicionales o convencionales y las específicas o no convencionales (Melgarejo et al., 2010). Dentro de las metodologías tradicionales se distingue el estudio de microscopía óptica mediante luz transmitida y reflejada por su mayor aplicación y facilidad de uso e interpretación. Esta técnica denominada petrográfica, se apoya de otras técnicas analíticas convencionales, especialmente de la Difracción de Rayos X (DRX), la espectrometría de infrarrojo, el microscopio electrónico de barrido y análisis semicuantitativos de química mineral.

En el presente trabajo se abordara la caracterización de las asociaciones minerales de las alteraciones relacionadas a la mineralización de metales preciosos de tipo epitermal de alta sulfuración, mediante el empleo de técnicas analíticas tradicionales de una de las tipologías menos estudiadas en México.

I.1 Objetivos

I.1.1 Objetivos generales

- * Definir y caracterizar las asociaciones mineralógicas de las alteraciones de la zona mineralizada del yacimiento de oro La India, Sonora, mediante petrografía y técnicas analíticas: Difracción de rayos X y microscopio electrónico de barrido y análisis semicuantitativos de química mineral.
- * Identificar la evolución de los eventos mineralizantes (paragénesis) de uno de los dominios del yacimiento La India: Main Zone.

I.1.2 Objetivos particulares

- * Identificar los minerales y texturas que conforman las alteraciones hidrotermales, así como caracterizar su distribución o posible zonamiento en el depósito de La India

- * Aplicar metodologías para la identificación y caracterización de fases minerales, en específico minerales de arcilla y aquellos que no puedan ser identificados en métodos petrográficos, mediante difracción de rayos X.
- * Emplear el microscopio electrónico de barrido para denotar aspectos texturales de las asociaciones minerales de alteración y reconocer la química mineral de la alunita, minerales de arcillas y sulfuros. Incluye el potencial reconocimiento de metales preciosos.
- * Reconocer secuencias mineralógicas con propiedades de geotermómetros para el yacimiento de La India y dilucidar sobre las implicaciones que esto representa.

I.2 Planteamiento del problema

El oro está asociado frecuentemente a estructuras primarias y en ciertos casos secundarias, generalmente vinculado con alteraciones hidrotermales específicas dentro del contexto de mineralizaciones epitermales de alta sulfuración (Panteleyev, 2005). Reconocer las alteraciones hidrotermales asociadas a este tipo de depósito es primordial para identificar zonas potencialmente económicas (exploración), así como para evaluar su factibilidad durante la explotación. Al determinar las alteraciones hidrotermales y contrastarlas con el contenido y presencia de metales económicos en el depósito se puede definir y comprender mejor las asociaciones relacionadas a los eventos de mineralización y en especial los económicos.

Identificar la asociación mineral de las alteraciones involucradas y asociadas a concentraciones económicas de Au del dominio Main Zone, permitirá tener un panorama genético que justifique las tareas de exploración (inversión) dentro del yacimiento.

I.3 Metas y/o alcances

- * Consolidar mi formación como Ingeniero Geólogo, investigando, aplicando metodología y aportando mis conocimientos a este tema de tesis.
- * Aportar información de los yacimientos epitermales de alta sulfuración en México, documentando nuevas evidencias de alteraciones dentro del tren de mineralización del Distrito Mulatos.
- * Aplicar técnicas convencionales (petrografía) y analíticas que permitan identificar los minerales presentes en las alteraciones hidrotermales.
- * Utilizar metodologías para la aplicación de difracción de rayos X (DRX) para conocer aquellas fases minerales que no pueden ser identificadas macroscópicamente. Así mismo diferenciar minerales de arcilla y caracterizar fases minerales.

* Utilizar el microscopio electrónico de barrido (SEM, por las siglas en inglés de *Scanning Electron Microscopy*) y análisis semicuantitativos de química mineral (EDS por las siglas en inglés de *Energy Dispersive Spectroscopy*) para identificar texturas y fases minerales en específico, debido al tamaño de las mismas ($< 500\mu\text{m}$).

* Evidenciar las fases minerales y/o alteraciones estrechamente relacionadas con valores económicos de Au, así mismo clarificar alteraciones subeconómicas, realizando una comparación de las mismas.

* Ubicar a La India en un contexto espacial, respecto a las asociaciones mineralógicas analizadas

I.4 Justificación

Debido a la escasa documentación técnica y científica de este tipo de yacimientos hidrotermales en el país, como resultado de la falta de exploración bajo el contexto de alta sulfuración y estudios de yacimientos epitermales de alta sulfuración en producción, es conveniente dilucidar las características que los engloban y los mantienen como otra tipología más de los yacimientos minerales de relevancia económica para el país. Además de que son una de las fuentes importantes de metales preciosos en el mundo (Simmons et al., 2005).

Actualmente el oro se encuentra en el mejor periodo económico para su compra en su historia, p. ej. 1,235 USD la Oz Troy (preciooro, 2014). No obstante, la búsqueda de oro en nuestros tiempos se ha vuelto cada vez más difícil a pesar de los esfuerzos en exploración y la actual demanda. Por tal motivo la relevancia de resolver y entender aquellos patrones que hacen más fácil su búsqueda bajo ciertos parámetros geológicos y su explotación más certeros.

En los últimos años se han documentado características sobre la morfología, patrones de distribución y emplazamiento, asociaciones minerales, texturas y alteraciones que hospedan a los minerales económicos en yacimientos de alta sulfuración alrededor del mundo. Tal es el caso del depósito de Lagunas Norte en Perú, en donde Cerpa et al (2013) sostiene que dicho yacimiento presenta una alteración típica para los de su tipo, presentando cuarzo *vuggy*, rodeado de unas asociaciones de cuarzo-alunita y cuarzo-alunita-caolinita. También se reporta, que el oro se presenta como micro inclusiones o como solución solida dentro de la pirita, la cual se encuentra rellenando fracturas junto con cuarzo, alunita y enargita. Por otra parte y de la misma manera dentro del yacimiento de Summitville en Colorado, Stoffregen (1987) expone que la alteración más común en el yacimiento es la alteración cuarzo oqueroso (*vuggy silica*) y la argílica avanzada, así como una mineralización económica distribuida en la textura *vuggy silica*, en la matriz de micro brechas, en micro vetillas y en menor medida de forma diseminada. Esta mineralización económica está asociada a los sulfuros, en particular a la pirita. Así mismo, se ha identificado que procesos secundarios de removilización durante el intemperismo generan áreas de oportunidad para la concentración del oro, en este ambiente el oro está asociado a algunos óxidos e hidróxidos de Fe, a la jarosita y a la barita.

Dado lo anterior, se evidencia claramente que es importante conocer la forma en que el oro viene acompañado y si este proviene de diferentes eventos mineralizantes. Por lo tanto reconocer, caracterizar y evidenciar las alteraciones para el yacimiento La India, nos da la posibilidad de guiarnos con mayor fidelidad en el proceso de exploración.

I.5 Antecedentes

El área de la India cuenta con 54,981 hectáreas de concesión minera, propiedad de la empresa Agnico Eagle Mines Limited desde el 2011, quien la adquirió de la empresa minera *Grayd Resource Corporation*. Los trabajos de exploración empezaron en el 2004 y desde esa fecha a mayo del 2012 se obtuvieron 189 muestras de barrenos de diamante y 631 de circulación inversa de los dominios North Zone y Main Zone, calculando reservas probables de 930,000 oz de oro contenidas en 44.64 millones de toneladas con una ley de 0.65 g/t de Au.

La India pertenece al denominado *trend* de oro de Mulatos. El distrito Mulatos se localiza al SE de la India y es uno de los distritos con mayor producción de oro en México. Para 1999, las reservas fueron evaluadas en 43.5 millones de toneladas con 1.59 g/t de Au, con recursos globales de 68 millones de toneladas con 1.6 g/t de Au (Ochoa-Landín et al., 2011).

Reportes técnicos de la minera y trabajos con PIMA relacionados a las alteraciones hidrotermales son los únicos trabajos que documentan al yacimiento La India, mientras que para el distrito Mulatos, Staude (2001) y Ochoa-Landín et al (2011) son algunos de los que reportan información geológica y geoquímica del ambiente volcánico de formación y de la mineralización del distrito. También se han hecho trabajos de la provincia metalogénica Sierra Madre Occidental (SMOcc), documentándose las implicaciones tectónicas en su formación y la consiguiente relación con los yacimientos minerales que hospeda.

I.6 Localización del área de estudio

El depósito La India se encuentra localizado en el municipio de Sahuaripa a 60 km al sureste de dicho poblado, en el estado de Sonora, México, aproximadamente a 210 km al E-SE de la capital del estado, Hermosillo y muy próxima al límite federal con el estado de Chihuahua. La mineralización abarca una zona de aproximadamente 600 km² situados en el cinturón de oro del prolifero distrito de oro de Mulatos, en la provincia metalogénica de la Sierra Madre Occidental (SMOcc) (*Figura I.2*), la cual se caracteriza por sus grandes acumulaciones de lavas silíceas e ignimbritas mayor conocidas sobre la Tierra, (Albrecht y Goldstein, 2000) y albergando a depósitos y yacimientos de carácter mundial de metales preciosos y base (Clark y Fitch, 2013)

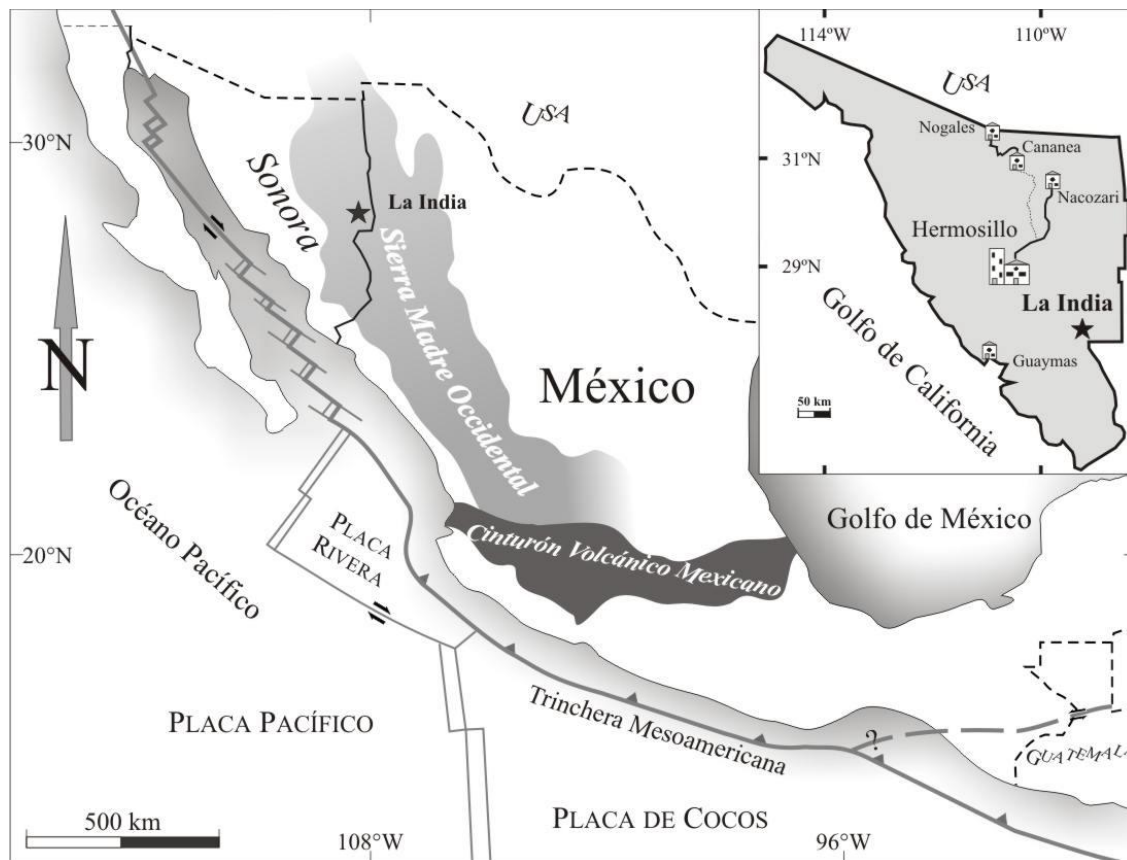


Figura I.2 Ubicación del yacimiento La India, ubicado al Este del estado de Sonora, sobre la SMOcc.

Las vías de acceso para llegar al yacimiento de La India son por carretera desde Hermosillo, lo cual toma unas 7 horas aproximadamente. Los primeros 150 km son por vía pavimentada hasta el pueblo de Arivechi, mientras que la distancia restante se recorre por terracería, hasta llegar al proyecto que se encuentra entre los pueblos Tarachi y Matarachi, como se menciona en el reporte técnico de Doucet et al (2012), otra alternativa de acceso es desde el estado de Chihuahua, desde Cd Cuauhtémoc por la carretera 16 en dirección a Hermosillo, pasando por el poblado de Yecora y desviándose hacia el norte en dirección al poblado de Guisamopa y desde ahí en camino sin asfaltar

hasta el depósito (**Figura I.3**). Además, existe una vía aérea local para acceder al depósito de la India, partiendo desde la Unidad Minera de Pinos Altos, en Chihuahua.

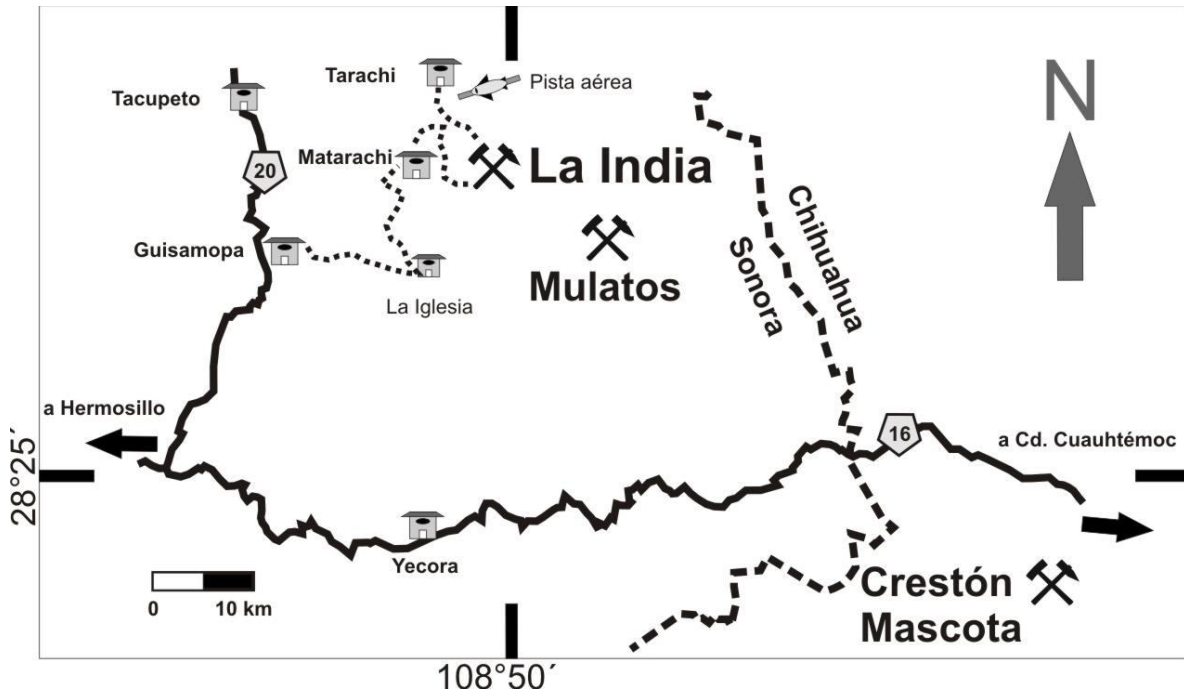


Figura I.3 Ubicación y vías de acceso para el yacimiento La India dentro del área de Mulatos.

Capítulo II

Metodología

II Metodología

En los últimos diez años el uso de herramientas analíticas tanto en la exploración como en el ámbito académico ha estado aportando un valioso apoyo en el estudio mineralógico, procesos de mineralización y delimitación de estructuras de interés minero. Las técnicas analíticas son de suma importancia y representan una poderosa herramienta que nos ayuda a entender al modelo de depósito mineral. Existen una serie de técnicas que son utilizadas comúnmente en tareas de exploración y explotación minera que son denominadas como técnicas convencionales, p.ej. difracción de rayos X, fluorescencia de rayos X, microtermometría de inclusiones fluidas, etc. Adicionalmente existen otras técnicas analíticas de vanguardia, aunque menos accesibles, que se están aplicando a la rama minera con resultados exitosos, p.ej. la espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo (*laser ablation microprobe + inductively coupled plasma-mass spectrometry*) (LA-ICP-MS) para química mineral puntual de muy alta precisión y bajos límites de detección (del orden de ppb) (Melgarejo et al., 2010).

En el presente trabajo de investigación se analizaron 25 muestras provenientes del yacimiento epitermal de alta sulfuración Au-(Ag), La India, Sonora, México (**Tabla II.1**). Estas muestras tanto de barreno como muestras de mano, fueron analizadas con técnicas convencionales para su caracterización, estas diferentes técnicas comprenden la Difracción de Rayos X, la espectrometría de Infrarrojo, en las regiones espectrales SWIR (*Short-Wave Infrared*) y MIR (*Mid-Infrared*) y microscopio electrónico de barrido (**Figura II.1**). Previamente a la aplicación de las técnicas analíticas convencionales se realizó una petrografía y mineragrafía para que de manera sistemática y cuidadosa se identificaran las asociaciones minerales y texturas y se seleccionará el método más adecuado para caracterizar de forma detallada a cada una de las muestras en base a las características que presentan para su mejor entendimiento.

Previo a los análisis de las muestras del depósito se realizó una recopilación bibliográfica de la zona de estudio, estudiando mapas geológicos, reportes técnicos mineros y artículos. Los datos de la geología local, estratigrafía y detalles particulares del depósito fueron tomados de un reporte interno de la compañía. Debido a la situación actual del depósito: explotación y exploración; información de interés económico y geológico trascendental ha sido considerada como confidencial por la compañía.

Tabla II.1 Muestras de roca utilizadas en el presente trabajo de tesis, se señala la clave utilizada y la clave proveniente de la minera, así como el dominio al que pertenece, las coordenadas y si la muestra es superficial o de barreno.

MUESTRA (BARRENO)	DOMINIO	PROFUNDIDAD DE BARRENO	SUPERFICIAL
G1 (IND-NNZ-3)	North Zone		x
G2 (IND-NNZ-4)	North Zone		x

MUESTRA (BARRENO)	DOMINIO	PROFUNDIDAD DE BARRENO	SUPERFICIAL
G3 (IND-NNZ-1)	North Zone		x
G4 (IND-NNZ-4)	North Zone		x
G5 (IND-NNZ-5)	North Zone		x
G6 (IN-13-589)	Main Zone	117.9 m.	
G7 (IN-13-589-3)	Main Zone	116.9	
G8 (IN-13-589-2)	Main Zone	64 - 66.2 m	
G9 (IN-13-589)	Main Zone	64 m	
G10 (IN-13-589)	Main Zone	57.9 - 59.65 m	
G11 (IN-13-589)	Main Zone	64 - 67.5 m	
G12 (NZW-3)	North Zone		x
G13 (IND-1)	La India		x
G14 (IND-2)	La India		x
G15 (IND-3)	La India		x
G16 (IN-13-582)	Main Zone	46.9 m	

MUESTRA (BARRENO)	DOMINIO	PROFUNDIDAD DE BARRENO	SUPERFICIAL
G17 (IN-13-550)	Main Zone	34 m	
G18 (IN-13-563)	Main Zone	32.5 m	
G19 (IN-13-484, 111299 C7)	La India	13.4 m	
G20 (IN-13-568)	Main Zone	33.10 m	
G21 (DDH-11-183, 492701)	North Zone	23 - 24 m	
G22 (DDH-10-155, 9434)	La India	20.35 - 22m	
G23 (DDH-11-183, 492700)	North Zone	22 - 23 m	
G24 (DDH-11-183, 492726)	North Zone	53-54 m	
G25 (DDH-10-155, 9433)	La India	19-20.35 m	

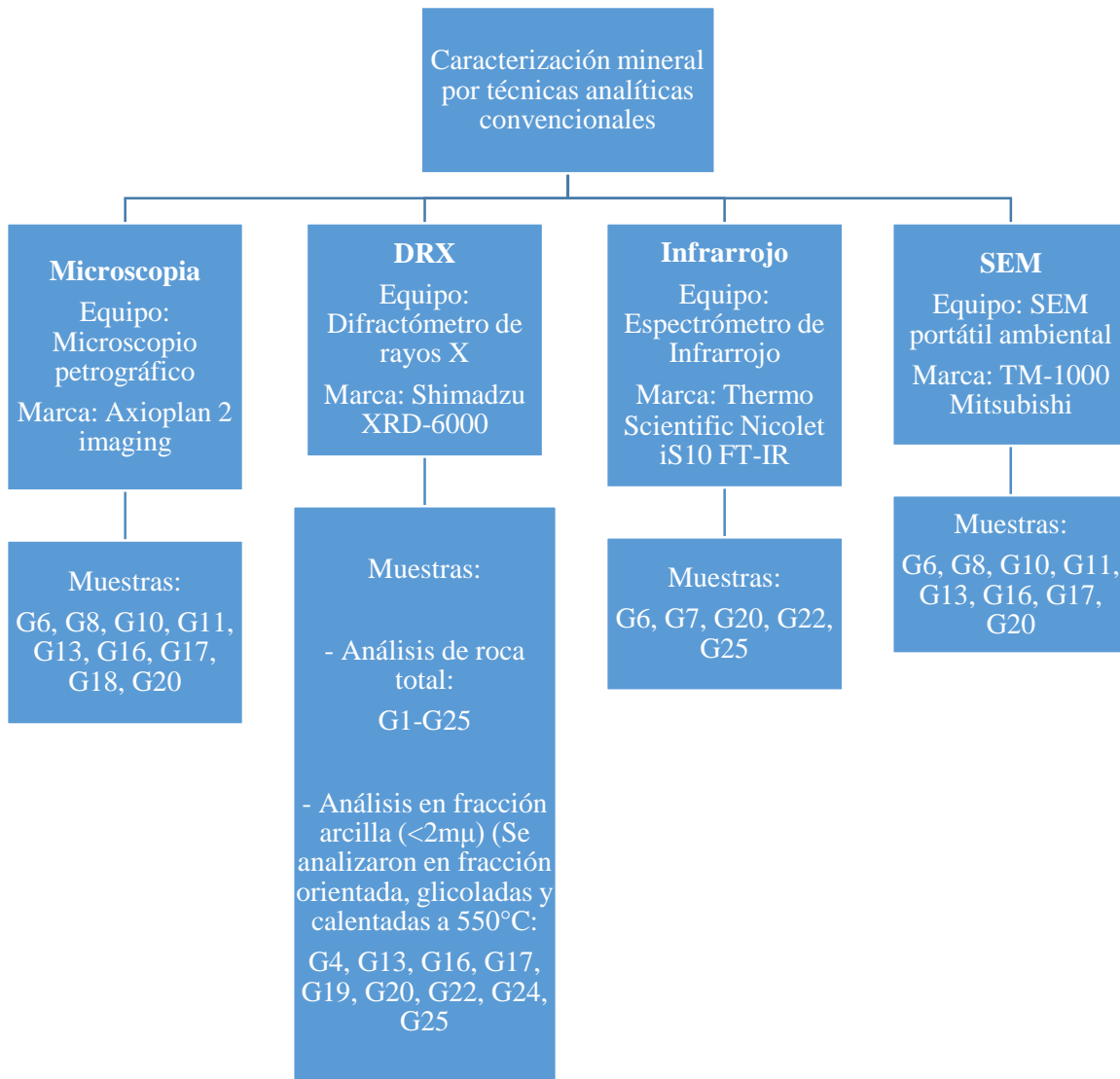


Figura II.1 Esquema representativo de las muestras utilizadas para su caracterización mineral por medio de técnicas analíticas convencionales. Se muestra el equipo utilizado y la marca.

II.1 Trabajo de campo y caracterización macroscópica de las muestras

Las muestras analizadas corresponden a una selección derivada de una campaña de campo y de una selección de muestras estratégicas de barrenos en los diferentes dominios del depósito La India. La campaña de campo fue realizada por personal de Agnico y la colaboración de un consultor. El muestreo sistemático con base en criterios geológicos generó un total de 9 muestras superficiales, que fueron estudiadas y seleccionadas para su caracterización detallada en el presente trabajo. Además, a través de un estudio detallado en la base de datos de la compañía, trabajando con 28,831 datos sobre muestras de barreno y alteraciones determinadas con PIMA (*Portable Infrared Mineral Analyzer*) se determinaron los intervalos de barreno que representaban mayor interés geológico-económico.

Las muestras de barreno estudiadas con PIMA en el depósito La India muestran alteraciones compuestas por alunita sódica, sílice, caolinita, caolinita-alunite, alunite potásica, caolinita-dickita, alunite-caolinita-dickita, dickita, illita-esmectita, caolinita-esmectita, sílice-alunite, sílice-dickita, sílice-caolinita, esmectita, sílice-caolinita-alunite, entre otras menos importantes. Éstas fueron correlacionadas con sus valores de oro (leyes), los cuales fueron medidos mediante LA-ICP-MS y absorción atómica, obteniendo como resultado histogramas (alteración vs ley de Au), que las cuatro alteraciones más importantes son la silíceo, caolinita-alunite, caolinita y caolinita-dickita.

Con base en el estudio estadístico de las muestras se seleccionaron intervalos de interés de barreno para ser caracterizadas de forma detallada debido a su importancia en campañas de exploración recientes. El total de muestras analizadas procedentes de barrenos fue de 16 muestras.

Para las 25 muestras de roca aportadas por la minera (9 de superficie + 16 de barreno), se hizo una descripción macroscópica a detalle de las características mineralógicas, estructurales y texturales que presentan (*Ver anexo*), en base a la descripción hecha se seleccionaron las muestras que se debían analizar con las distintas técnicas analíticas empleadas.

II.2 Microscopio petrográfico

El uso de la microscopía óptica en el estudio de minerales y rocas, es una de las técnicas más usadas por los especialistas en ciencias de la Tierra, debido a la amplia información que aporta, desde la identificación de la fase mineral hasta el ámbito genético que presenta por sus características texturales. El microscopio petrográfico se basa en las características ópticas que presentan los minerales y en el uso de luz polarizada (Carretero y Pozo, 2007), así como de luz transmitida y/o reflejada. La luz transmitida es útil para observaciones petrográficas de minerales traslucidos, mientras que para los minerales opacos (mena) se emplea la luz reflejada.

La luz utilizada por los microscopios petrográficos abarca la radiación del espectro de luz UV y la parte del espectro visible para el ojo humano (400 – 700nm) (Pino, 2014) (*Figura II.2*). La resolución de la imagen que se observa es limitada por el límite de difracción, el cual es

aproximadamente de $1\mu\text{m}$, así que objetos menores de ese tamaño, no pueden ser visibles usando el microscopio petrográfico (McMahon, 2007).

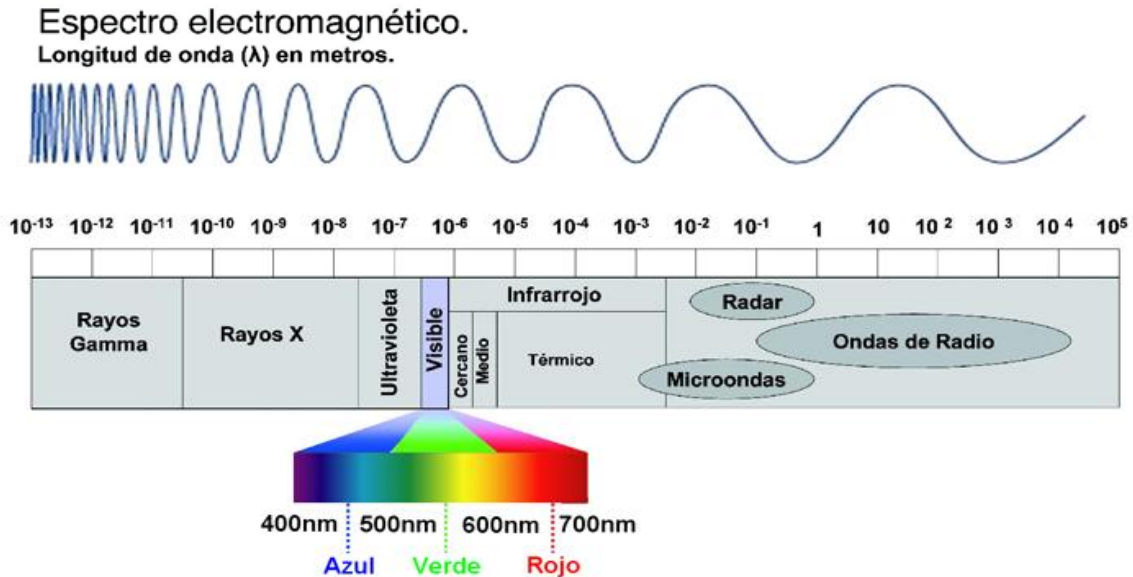


Figura II.2 Espectro electromagnético que muestra las diferencias en longitud de onda para las distintas radiaciones conocidas, desde los Rayos Gamma hasta las ondas de radio, tomada de González, 2010.

En el instituto de Geofísica de la UNAM, se realizaron las descripciones petrográficas y minerográficas utilizando un microscopio petrográfico marca Axioplan 2 imaging que cuenta con transmisión de luz reflejada y transmitida, así como de una cámara marca CMEX-1300X digital de 1.3 Mpx (*Figura II.3*). Independientemente del equipo a usar, el microscopio petrográfico consta de las siguientes partes básicas:

- **Fuente de iluminación:** Usualmente se usa una lámpara de emisión de luz blanca, la luz puede provenir de la parte inferior del microscopio si es luz transmitida o de la parte superior si es reflejada. Viene acompañada de un diafragma que regula la intensidad de luz.
- **Polarizador:** Su función es convertir la luz que sale del sistema de iluminación en luz polarizada plana.
- **Platina:** Soporta la muestra a analizar y hace posible su manipulación debido a su aspecto giratorio.
- **Revolver:** El cual es un soporte rotatorio que es utilizado para manipular los objetivos a utilizar.
- **Objetivos:** Aumentan la resolución de la imagen, existen oculares de 4X, 10X, 40X, etc., que significan las veces de la imagen aumentada.
- **Lente de Bertrand:** La lente trae el campo de visión de la figura de interferencia al plano del ocular.
- **Ocular:** Lente que en conjunto con los objetivos aumentan la imagen, la luz viaja por última vez a través del ocular hasta llegar a nuestros ojos.

Para que la muestra pueda ser analizada microscópicamente (luz transmitida y/o reflejada), se deben cortar fragmentos representativos de la misma con una cortadora de rocas, posteriormente devastarla hasta dejar una superficie pulida, preferentemente de un grosor de $30\mu\text{m}$.

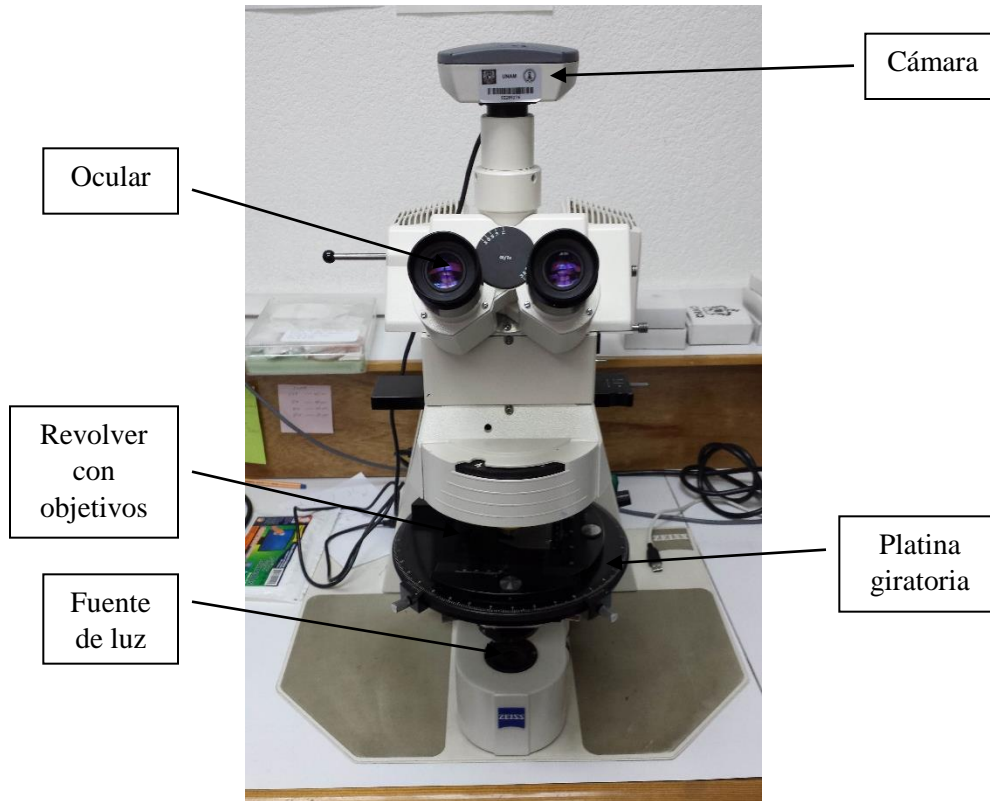


Figura II.3 Microscopio petrográfico marca Axioplan 2 imaging, ubicado en el laboratorio de Petrografía y Minerografía del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica, UNAM.

II.3 Difracción de Rayos X (DRX)

La técnica por Difracción de Rayos X es una técnica no destructiva y altamente empleada para la caracterización e identificación de las fases mineralógicas, especialmente de los sedimentos y rocas con mineralogía arcillosa. La técnica se basa en la interferencia de los rayos X con la muestra a analizar y su respectiva red cristalina, gracias a que los rayos X presentan una longitud de onda similar al espaciado interplanar de las estructuras cristalinas.

Los rayos X se definen como una radiación electromagnética de longitud de onda corta que presentan longitudes en el rango de $\sim 0.1 \text{ \AA}$ a $\sim 100 \text{ \AA}$ (**Figura II.2**), y se encuentran localizados entre la radiación (gama) y ultravioleta. La región específica, en el espectro, que más comúnmente utilizamos para la DRX, abarca de $\sim 0.5 \text{ \AA}$ a $\sim 2.5 \text{ \AA}$ por ser del mismo orden que las distancias interatómicas observadas tanto para materiales orgánicos como para inorgánicos (Pecharsky y Zavalij, 2005).

Los rayos X pueden ser fácilmente producidos en cualquier laboratorio de investigación. Se generan en un tubo en el que electrones de alta energía que proceden de un filamento calentado o cátodo, bombardean a un ánodo de metal (principalmente de Cu o Co), como resultado obtenemos dos tipos de radiación con las siguientes características:

- De radiación blanca, que es una banda continua de radiación, producto de la transformación de energía cinética en rayos X, de los electrones del filamento que se desaceleran al golpear el ánodo.
- De radiación característica, los cuales son un grupo de líneas de intensidades variables, representando la energía liberada, producto del cambio o reordenamiento de los electrones en sus niveles energéticos, durante el proceso de excitación de los átomos metálicos. Dichas líneas se conocen como K, L, M, etc. Dependiendo de la posición de los electrones participantes. (Carretero y Pozo, 2007).

El difractómetro que se encuentra en el laboratorio de Rayos X del Instituto de Geología de la UNAM, es un equipo Shimadzu XRD-6000 (*Figura II.4*) y consta, al igual que otros difractómetros, de los siguientes componentes básicos para su funcionamiento:

- **Una fuente de rayos X**, la cual es llamada tubo de rayos X, dicho tubo se encuentra al alto vacío y en donde los electrones de alta energía provenientes del filamento golpean al ánodo de Cu, mayormente usado.
- **Filtros y monocromadores**, los cuales discriminan entre las longitudes de onda deseadas.
- **Soporte para muestras y goniómetro**, el soporte mantiene la muestra fija, mientras el goniómetro gira.
- **Detectores de rayos X**, el cual transforma la energía de rayos X en pulsos de voltaje, la potencia del haz se registra en términos de número de cuentas por segundo. El tipo de detector usado fue el de centilleo.
- **Un dispositivo de lectura**, dicho dispositivo permite leer y procesar la información en una computadora.

El fundamento de la técnica se basa en la ley de Bragg, dicha ley establece que los rayos X se difractan sobre los planos reticulares de los cristales según un ángulo (θ) que depende del espaciado de los mismos (Melgarejo et al, 2010). La fórmula de la ley de Bragg es la siguiente: $\lambda = 2d_{hkl}\sin\theta$, donde: λ = longitud de onda de los rayos X, d_{hkl} = distancia interplanar de un plano cristalográfico con índices de Miller hkl . La fórmula permite convertir el ángulo de difracción a la distancia interplanar de los cristales en unidades Å o nm, en donde posteriormente, basados en una base de datos digital (basada en el sistema de indexación de Hanawalt) podemos identificar el mineral en cuestión.

II.3.1 Análisis de roca total

La preparación de la muestra es relativamente simple, solo se tiene que molturarla en un mortero de ágata o alúmina hasta dejarla lo más fino posible (método del polvo cristalino). El polvo

se coloca en un portamuestras de aluminio que después se posicionará en el soporte para muestras del difractómetro. El análisis se puede llevar a cabo de 2 formas, la forma rutinaria en donde se analiza en el intervalo angular 2θ de 4° a 70° por escaneo continuo (velocidades de 4 a 1 grado por minuto), pero si se requiere un análisis más profundo y detallado se utiliza el escaneo por pasos (*step scan*) (**Tabla II.2**).

Tabla II. 2 Tabla de condiciones de medición en análisis de difracción por rayos X para roca total, fracción arcilla y escaneo por pasos.

Tubo de rayos X: Cu (1.54060)	Voltaje: 40 kV	Corriente: 30 mA
Rango de escaneo: $4^\circ - 70^\circ$ (roca total), $4^\circ - 30^\circ$ (fracción arcilla)	Tamaño del paso: 0.02°	Tiempo de integración: 1.2 s (roca total), 0.6 s (fracción arcilla) y 2 s para escaneo por pasos (<i>step scan</i>)
Ventana de divergencia: 1°	Ventana de dispersión: 1°	Ventana de recepción: 0.15 mm

II.3.2 Análisis de fracción arcilla ($<2\mu\text{m}$)

Cuando se requiere caracterizar los filosilicatos de la muestra, la preparación de la muestra es distinta y consiste de las siguientes tres etapas: 1) seleccionar un fragmento de la muestra y moltarla en un mortero a golpes, cuidando que las partículas no queden tan finas como en el preparado anterior, 2) después se pone dicho material en un frasco con agua destilada y se empieza a dispersar y homogenizar con ayuda de un agitador mecánico durante 24 h, y 3) se centrifuga la muestra a dos velocidades distintas por 5 minutos, la primera es a 600 rpm para retirar la fracción mayor a $4\mu\text{m}$, posteriormente se programa a una velocidad de 6000 rpm para dejar la fracción menor a $2\mu\text{m}$ que corresponde con los minerales arcillosos. La medición es en general por escaneo continuo. La centrifugadora utilizada fue marca ROTANTA 46 RSC ROBOTIC de Hettich Lab, ubicada en el laboratorio de Química del IGEOL en la UNAM.

Una vez que tenemos solo la fracción arcilla ($<2\mu\text{m}$) en el tubo de ensayo, procedemos a extraer el líquido con las arcillas con ayuda de una pipeta y lo colocamos sobre el porta muestras de vidrio (se preparan 3 fracciones orientadas), después de 24 horas las muestras se secan y se procede a analizarlas por DRX. La primera alícuota se analiza sin tratamiento, la segunda es glicolada con etilenglicol durante 24 h en un horno eléctrico a 70°C y servirá para detectar la presencia de arcillas expandibles, la tercera alícuota se calienta en una mufla eléctrica a 550°C para discriminar aquellos minerales de arcilla que se destruyen a ésta temperatura.



Figura II.4 Difractómetro de rayos X marca Shimadzu XRD-6000 del laboratorio de Rayos X del instituto de geología de la UNAM.

II.3.3 Método de Celref y Rietveld

Celref es un software de cálculo de parámetros (a , b y c) y volumen de celda unitaria de las estructuras mineralógicas mediante un cálculo por mínimos cuadrados. Una vez que se ha estudiado y analizado el difractograma a analizar por celref, se introducen los datos del difractograma al programa, se eligen solo los picos (reflexiones) de la estructura mineral a estudiar para que no exista interferencia de celdas unitarias de otras fases minerales. Una vez seleccionados los picos de la fase mineral se procede a introducir valores de la literatura de los parámetros cristalográficos del mineral (sistema cristalográfico, grupo puntual, parámetros de celda) con el fin de que el programa reconozca las referencias a través de los cuales calculara los valores específicos para los parámetros de celda del mineral en cuestión.

El método de Rietveld surge a partir de la necesidad de identificar grupos minerales complejos en difractogramas, debido a las estructuras y composición variable que presentan ciertos grupos minerales, como por ejemplo los feldespatos, los filosilicatos y la variabilidad química de las alunitas (Galí, 2006).

El método consiste en el ajuste de parámetros del difractograma a modo que la diferencia entre el perfil obtenido experimentalmente y el calculado sea la más mínima posible, todo esto en base a un procedimiento matemático de convergencia mediante un ajuste por mínimos cuadrados. Dentro de los parámetros que considera el método se encuentran: (1) parámetros cristalográficos de los minerales, (2) parámetros relativos a la cantidad, dimensión, defectos, forma y orientación de los cristalitas en el polvo, y (3) parámetros instrumentales, que están relacionados al tipo de radiación y características geométrica del equipo (Galí, 2006).

Ya que se alcanzó la convergencia completa entre los dos perfiles se procede a extraer la información requerida que son: (1) la identificación de los minerales involucrados y la cantidad de cada uno, (2) la caracterización estructural de cada fase mineral (estructura, ocupaciones atómicas, etc.) y (3) parámetros físicos de las partículas cristalinas como la forma, tamaño, defectos cristalinos (Galí, 2006).

II.4 Espectrometría de Infrarrojo

La espectrometría de infrarrojo es una de las técnicas más usadas en el ámbito minero debido a la facilidad de uso en cuanto al equipo portátil, PIMA (*Portable Infrared Mineral Analyzer*), al bajo costo que implica y a la facilidad de detección de minerales, sobre todo aquellos de alteración, en campo.

La técnica está basada en el modo vibracional de los elementos constituyentes de los minerales, esta vibración puede ser de tensión y/o de flexión, lo cual nos da información referente a la estructura de las moléculas en términos de sus grupos funcionales y su orientación, así como información de isómeros existentes (McMahon, 2007). En el espectro de infrarrojo podemos descifrar la composición química obtenida, lo que permite determinar la mineralogía de la muestra. Esta técnica también nos da información acerca de las propiedades superficiales y de reactividad de la muestra, frente a los compuestos químicos del ambiente (Carretero y Pozo, 2007).

El fundamento en el cual está basada la técnica, es mediante la interacción puntual de un haz de luz infrarroja con la muestra (sólida, en polvo). Ésta absorbe la radiación infrarroja según las frecuencias de vibración de sus constituyentes, que depende de la simetría de su celda unidad. No todas las vibraciones son estimuladas por la radiación en cuestión, sino sólo aquellas que pueden experimentar un cambio en su momento dipolar durante la absorción (Carretero y Pozo, 2007).

La espectrometría de infrarrojo mide en la región media del infrarrojo, MIR (Mid-Infrared), que abarca el rango de longitud de onda de los $4000 - 400\text{cm}^{-1}$ (2500 - 25,000nm) (McMahon, 2007) (**Figura II.2**), sin embargo, según el cristal que utilice el equipo podemos aumentar o disminuir el rango de detección, entre los cristales más utilizados están los de seleniuro de zinc (ZnSe), los de diamante, los de germanio, entre otros.

En el Instituto de Geología de la UNAM, se cuenta con un equipo de espectrometría de infrarrojo, marca Thermo Scientific Nicolet iS10 FT-IR (*Fourier Transform-Infrared*) (Fourier Tran) (**Figura 2.5**) que utiliza cristal de ZnSe y en ocasiones de diamante, el cual permite la detección en el espectro de infrarrojo de $4000 - 650\text{ cm}^{-1}$ y de $4000 - 400\text{ cm}^{-1}$, respectivamente. El equipo consiste básicamente de las siguientes partes:

- **Fuente de radiación:** Existen dos tipos de fuentes; las de radiación térmica que consiste de un sólido inerte (cerámica o carburo de silíceo) calentado eléctricamente y por otra parte el uso de fuentes de láser (He-Ne) (Cardona, s.f), como el que utiliza el espectrómetro del Instituto de Geología.

- **Discriminador o interferómetro:** El más usado es el interferómetro de Michelson, el cual consiste de dos espejos y un divisor de haz, el cual separa el haz de luz proveniente de la fuente y los manda hacia ambos espejos, que están a diferente distancia. Y cuando los haces regresan al divisor se origina un espectro de interferencia de todas las longitudes de ondas antes de pasar a través de la muestra (McMahon, 2007).
- **Porta muestras:** Varía según el tipo de muestra, en muestras en polvo, solo basta con colocar la muestra sobre la ventana del haz.
- **Detector:** Transforma la energía comparada, entre la que proviene de la muestra y la de un patrón, a impulsos eléctricos.
- **Software:** Grafica el resultado colocando en la abscisa el rango de longitudes de onda barrido por el instrumento y en la ordenada la intensidad de la absorción del haz emergente de la muestra problema. Se utilizó el software Omnic versión 9.

La técnica analiza muestras líquidas, gaseosas y sólidas, para este trabajo de tesis, solo se usaron muestras sólidas, en donde solo fue necesario moltar la muestra en un mortero de ágata o porcelana, hasta dejar la muestra con una apariencia de polvo fino.



Figura II.5 Espectrómetro de Infrarrojo, marca Thermo Scientific Nicolet iS10 FT-IR, del IGEOL de la UNAM.

II.5 Microscopio electrónico de barrido (SEM)

SEM (*Scanning Electron Microscopy*, por sus siglas en inglés) es una técnica con bastante resolución a la hora de caracterizar partículas o superficies de minerales que no pueden ser captados en microscopía óptica, el rango de aumentos que pueden ser utilizados en la técnica abarca de los 20X hasta los 100,000X, el límite de resolución es de 0.01 μm (Carretero y Pozo, 2007).

La base de la técnica se fundamenta en la interacción de un haz de electrones con la muestra a analizar, lo que produce imágenes producto de la detección de electrones secundarios (SE,

Secondary Electrons) y/o electrones retrodispersados (BSE, *Backscattered Electrons*) que son producidos de la superficie de la muestra debido a la excitación producto de la interacción con el haz. Esta radiación producida por la muestra, presenta diferentes longitudes de onda, sin embargo, los más utilizados corresponden a los de radiación X. Por consiguiente se comparan las longitudes de onda o las intensidades de los rayos X con emisiones procedentes de patrones (McMahon, 2007; Carretero y Pozo, 2007).

El uso de SE-BSE, esto quiere decir, captando ambos tipos de electrones, se emplea de forma rutinaria para el estudio de materiales poco consolidados o consolidados, en donde es importante conocer preferentemente el aspecto morfológico que el composicional. Por otra parte cuando se usa solo BSE y mediante el sistema de análisis puntual del equipo, logramos diferenciar componentes por sus distintas reflectividades y la composición química en diferentes puntos de la muestra (Carretero y Pozo, 2007).

El equipo utilizado fue un SEM portátil ambiental TM-1000, marca Mitsubishi (*Figura II.6*), que funciona en condiciones de bajo vacío, en el Laboratorio de Petrografía y Minerografía del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica, UNAM. La ventaja en el uso de un microscopio de bajo vacío o ambiental es que se pueden analizar muestras sin tratamiento previo (sin recubrimiento). Las partes del equipo son las siguientes:

- **Fuente de electrones:** También llamado cañón de electrones, el cual los produce aplicando un alto voltaje a un filamento de tungsteno y los acelera utilizando un campo eléctrico de entre 10-50 kV. El haz es enfocado hacia la muestra con ayuda de campos magnéticos.
- **Discriminador:** Es un sistema deflector que provoca el barrido del haz sobre la superficie de la muestra.
- **Detector:** Captan la energía proveniente de la muestra y la transforman a imágenes que presentaran diversos contraste en función de la reflectividad de los constituyentes y la orientación de la muestra.
- **PC/salida:** Por medio de la computadora se controla el escaneado, y se manipula y muestra los datos recibidos por los detectores.



Figura II.6 Microscopio electrónico de barrido portátil TM-1000 del Laboratorio de Petrografía y Minerografía del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica, UNAM.

Capítulo III
Yacimientos
epidermales

III Yacimientos epitermales

III.1 Definición, características y tipos de yacimientos epitermales.

Para definir las características singulares de este tipo de yacimientos, es importante mencionar que en México los yacimientos epitermales son de los más importantes y comunes como fuentes de metales preciosos y base. Los depósitos epitermales han sido encontrados en una gran variedad de ambientes geológicos, los cuales reflejan una amplia gama de asociaciones litológicas, usualmente ígneas, tectónicas y estructurales. La mayoría de estos depósitos son del Cenozoico y se encuentran preferentemente a lo largo del anillo del Pacífico, cubriendo áreas de escala muy variable de <10 km² a >100 km² (Simmons et al, 2005).

El término epitermal hace referencia a las mineralizaciones hidrotermales, usualmente en vetas, que se emplazan a escasa profundidad, en un rango que abarca desde la superficie y hasta 1 o 2 km de profundidad, se forman a temperaturas entre 150°C y 300°C y a presiones de hasta varios centenares de bares, donde las condiciones hidrostáticas prevalecen (Simmons et al, 2005). Las características de los depósitos epitermales y su clasificación han sido recopiladas y resumidas por Camprubí y Albinson (2006), (*Tabla III. 1*).

Tabla III. 1 Comparación entre las características de los depósitos epitermales de alta, intermedia y baja sulfuración, tomada de Camprubí y Albinson, 2006.

	Epitermales alcalinos (BS y SD)		Epitermales ácidos (AS)		
	Somero	Profundo	Somero	Intermedio	Profundo
<i>Rocas volcánicas relacionadas</i>	Andesitas-riodacitas (AR), riolitas-basaltos bimodales (RB), alcalinas (A)		Andesitas-riodacitas, dominadas por magmas calcoalcalinos		
<i>Profundidad de formación</i>	0-300 m	300-800 m (muy raro >1000 m)	<500 m	500-1000 m	>1000 m
<i>Contexto; roca de caja típica</i>	Domos; rocas piroclásticas y sedimentarias	Domos, diatremas (AR, A); rocas piroclásticas y sedimentarias	Domos, surgencia central; rocas piroclásticas y sedimentarias	Domos, diatremas; rocas volcánicas	Domo-diatrema; pórfidos, rocas volcánicas y sedimentarias clásticas
<i>Morfología del depósito</i>	Vetas, enjambres de vetas, stockwork, disseminaciones	Vetas, cuerpos brechificados, disseminaciones	Diseminaciones, brechas y vetillas	Vetas de sulfuros masivos, brechas	Diseminaciones, vetillas, brechas
<i>Texturas de las menas</i>	Bandas delgadas, crustiformes, en peine, brechas	Bandas gruesas	Cuarzo oqueroso de reemplazamiento	Sulfuros masivos, vetas o brechas tardías	Reemplazamiento
<i>Alteración</i>	Capa de alunita-kaolinita, halo de arcillas	Arcillas, sericita, carbonatos; roscoelita, fluorita (A)	Silicica (oquerosa), cuarzo-alunita	Silicica (oquerosa), cuarzo-alunita, pirofilita-dickita-sericita	Pirofilita-sericita, cuarzo-sericita
<i>Minerales de ganga</i>	Calcedonia-adularia-illita-calcita	Cuarzo-carbonatos-sericita-adularia ± barita ± anhidrita ± hematites ± clorita (AR)	Alunita, barita, kaolinita	Anhidrita, kaolinita, dickita	Sericita, pirofilita
<i>Sulfuros</i>	Cinabrio, estibina; pirita/marcasita-arsenopirita, seleniuros Au-Ag, sulfosales Se, pirrotita, esfalerita-Fe (RB)	Pirita-sulfuros/ sulfosales Au-Ag, ±esfalerita, galena, calcopirita, tetraedrita/ tennantita (AR)	Enargita/luzonita, covellita, pirita	Enargita/luzonita, calcopirita, tetraedrita/ tennantita, esfalerita, covellita tardía, pirita	Bornita, digenita, calcocita, covellita
<i>Metales</i>	Au-Ag-As-Sb-Se-Hg-Tl (RB), relación Ag/Au baja; metales básicos <0.1-1%	Ag-Au-Pb-Zn, Ba, Mn, Se (AR), relación Ag/Au alta; metales básicos <2-10 (20+) %	Au-Ag, Cu lixiviado (Hg superpuesto)	Cu-Au-Ag-Bi-Te-Sn	Cu-Au
<i>Características notables</i>	Sinter, capa de calcedonia (zona freática)	Algunas vetas de sulfuración intermedia, adyacentes a depósitos de AS	Capa de alteración debida a aguas calentadas por vapor	Cuarzo oqueroso (vuggy)	Superpuesto a depósitos metalíferos en pórfidos
<i>Fluidos</i>	Incremento de salinidad y temperatura		Incremento de salinidad y temperatura		Variable
<i>Denominación de tipo o subtipo</i>	Baja sulfuración (término extremo)	Sulfuración intermedia			Depósitos metalíferos en pórfidos

En la mayoría de los casos documentados, los depósitos epitermales se han podido relacionar espacial y temporalmente con rocas volcánicas sub-aéreas y a intrusiones sub-volcánicas (White y Hedenquist, 1990). Es por eso que existe multiplicidad en donde el yacimiento epitermal se encuentra asociado a un pórfido sin que necesariamente sea una aseveración la relación genética entre ellos, sin embargo, se ha documentado que dicho intrusivo aporta el calor necesario así como los fluidos hidrotermales capaces de llegar a formar un sistema hidrotermal cerca de la superficie. Dicho sistema hidrotermal esta frecuentemente relacionado con magmatismo calco-alcalino a alcalino, en ambientes de arcos volcánicos de márgenes convergentes (**Figura III.1**), en intra-arco, en tras-arco y en ambiente de rift post-colisional (Simmons et al, 2005).

Para este tipo de depósitos, los fluidos hidrotermales, tanto de origen ígneo como la interacción con los fluidos de origen meteórico y su respectiva mezcla son causantes de un cambio en la roca encajonante así como del propio fluido, que al experimentar una disminución de la solubilidad de los metales ocasionará la deposición de los mismos. Es importante mencionar que la parte estructural juega un papel considerable en este tipo de depósitos debido a que las estructuras como fallas y/o fracturas, brechas y porosidad producidas por procesos geológicos anteriores o contemporáneos al hidrotermalismo, serán los conductos necesarios para que fluidos mineralizantes sean fácilmente transportados, formando vetas, *stockworks*, disseminaciones y vetilleo, principalmente. (White y Hedenquist, 1995), favoreciendo además procesos de recarga de agua meteórica (fría) que entra al ciclo convectivo hidrotermal.

Dentro de la clasificación de los depósitos epitermales, existen tres subtipos de yacimientos epitermales; los de alta sulfuración, intermedia sulfuración y baja sulfuración (**Figura III.2**), una de las características que los diferencian, resulta ser implícita en los nombres que presentan los yacimientos, los cuales se refieren a características mineralógicas y a sus alteraciones. El yacimiento epitermal de alta sulfuración es también llamado enargita-oro, alunita-caolinita y ácido-sulfato, mientras que el de baja sulfuración presenta otros nombres como adularia-sericita. Para el caso de los de intermedia sulfuración, sus propiedades han sido relacionadas con mayor parentesco a los de baja sulfuración, con ciertas discrepancias mínimas. Hedenquist (1987) propuso formalmente el término alta y baja sulfuración basándose en el estado de oxidación-reducción del azufre (**Figura III.3**), el cual en la actualidad es más común usar, por su carácter práctico y unificador. En base a esto, el tipo de yacimiento de alta sulfuración se forma bajo fluidos oxidados y de pH ácidos, en otras palabras, azufre con estado de oxidación de +6 o +4, en forma de SO_4^{2-} o SO_2 , lo cual es típico de fuentes termales ácidas cercanas al volcán. Los de baja sulfuración se forman bajo fluidos reducidos y de pH neutro con azufre en estado de oxidación -2, y se encuentran más distales a su fuente de calor. (Camprubí y Albinson, 2006).

Simmons et al (2005), resume que las diferencias que presentan las soluciones magmático-hidrotermales ácidas con respecto a las soluciones cloruradas con pH cercano al neutro, son debido a cuatro condiciones propias del ambiente: (1) la naturaleza y profundidad del subyacente intrusivo, (2) el alcance que presenta el flujo de los fluidos desde las partes más profundas del sistema hasta el ambiente epitermal, (3) el grado en que los fluidos son capaces de ascender libremente por los conductos verticales, y (4) el alcance de interacción agua-roca conforme los fluidos ascienden.

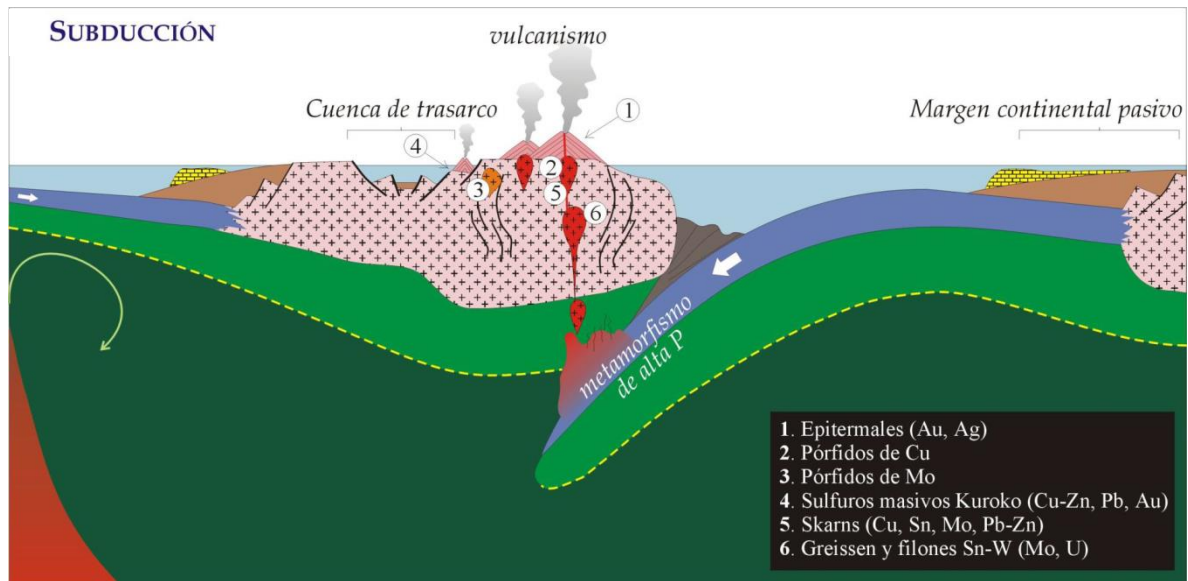


Figura III. 1 Ambiente tectónico convergente, se observan los tipos de yacimientos minerales asociados, entre ellos los yacimientos tipo epitermales, tomada de Rodríguez, s.f.

La relación espacio-temporal que los depósitos epitermales sobrellevan en sus primeras etapas de formación es un reflejo directo de lo que podemos observar en sus alteraciones, producidas por la interacción de los fluidos mineralizantes con la roca encajonante, dicha característica comparte criterios que nos permiten diferenciar entre los tipos de epitermales, acompañado, evidentemente, de otras particularidades del yacimiento. White y Hedenquist (1995), mencionan que la asociación entre minerales económicos y los de alteración en los epitermales de baja sulfuración son producidos por aguas termales con pH cercano al neutro y con temperaturas que van decreciendo conforme disminuye la profundidad y se aleja de los conductos por donde los fluidos son transportados, mientras que en el caso de los epitermales de alta sulfuración esto ocurre con fluidos ácidos que no están en equilibrio con la roca encajonante.

Por comparación, en los sistemas hidrotermales activos, la alteración mineralógica y la temperatura son medidas directamente durante el proceso de formación, tales datos indican el rango de estabilidad termal de temperatura dependiendo del mineral. Durante la exploración de prospectos epitermales ésta información permite calcular paleo isotermas que permiten deducir la distribución de los minerales de alteración, ayudan a encontrar conductos de paleo fluido y a determinar los niveles de erosión actuales. Es importante mencionar que las acumulaciones de los minerales económicos ocurren mayoritariamente en las zonas de los conductos. Lo último es significativo para los sistemas epitermales dado que la mineralización económica se deposita en un rango de temperaturas que va predominantemente de 180°C a 280°C, equivalente a la profundidad debajo del nivel isostático del agua, de 100 m a 800-1500 m (White y Hedenquist, 1995).

III.2 Definición y características de los yacimientos epitermales de alta sulfuración.

III.2.1 Definición

Los yacimientos epitermales de alta sulfuración, deben el nombre a Hedenquist (1987), el cual propuso formalmente el término alta y baja sulfuración basándose en el estado de oxidación-reducción del azufre. Dado lo anterior, los yacimientos de alta sulfuración se forman proximales a cuerpos volcánicos desde donde se canaliza la descarga de gases a la superficie. Los fluidos de alta sulfuración (el azufre en estado de oxidación +6 o +4, en forma de SO_4^{2-} o SO_2), ácidos y oxidados, se encuentran notoriamente en desequilibrio con las rocas encajonantes, poniendo de manifiesto el carácter magmático de los mismos (Camprubí y Albinson, 2006).

Las descargas ácidas-sulfatadas son generalmente: bajas en cloruros y de bajo pH por la oxidación de H_2S a H_2SO_4 , generadas por condensación de vapores a través de fracturas a temperaturas menores a los 400 °C en zonas adyacentes a volcanes y cráteres y menos frecuente en calderas. En estas descargas pueden estar presentes componentes como el CO_2 , NH_3 , B, Hg, Bi, As, Au, Sb, W, Tl y Sn (Pirajno, 2009).

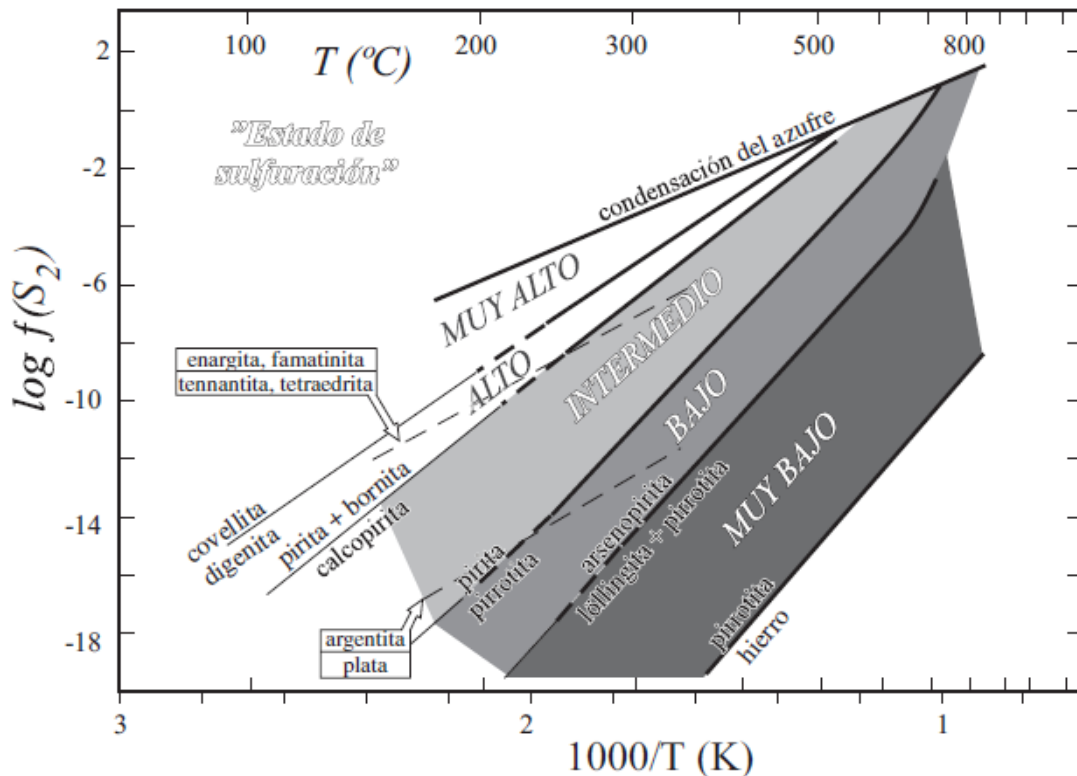
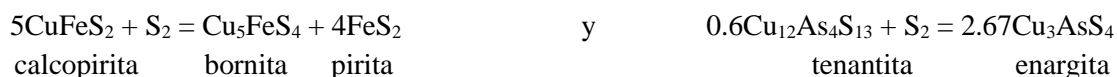


Figura III.3 Esquema que representa la relación entre fugacidad del azufre y temperatura de los estados de sulfuración relativo de los fluidos hidrotermales basado en la estabilidad que representan los minerales clave, tomado de Camprubí y Albinson, 2006.

El rango de estado de sulfuración en los depósitos epitermales de alta sulfuración va de alto estado de sulfuración que son las asociaciones de enargita portadora de abundante cobre a intermedio estado de sulfuración que se muestra con las asociaciones ricas en oro de tenantita-tetraedrita+pirita. El término estado de sulfuración fue definido de una manera análoga al estado de oxidación, donde el marco de referencia es la temperatura y la fugacidad de los gases S₂ y O₂, respectivamente (Camprubí y Albinson, 2006). La fugacidad del oxígeno o sulfuro de un sistema a cualquier temperatura puede ser comparado con el estándar de reacción mineral (“buffers”).

La frontera entre estado de sulfuración intermedia y alto estado de sulfuración, está definida por las siguientes reacciones:



III.2.2 Distribución y ambiente geológico-tectónico de formación

Los depósitos epitermales de alta sulfuración presentan una distribución que coincide preferentemente con el desarrollo y ubicación de arcos volcánicos-plutónicos en el mundo. En el caso de los depósitos Cenozoicos, se observa esta relación, ya que los depósitos están ubicados a lo largo del anillo de fuego del Pacífico y el cinturón de Balkan en el sureste de Europa (*Figura III.4*). Estos depósitos se desarrollaron en dos principales escenarios: en márgenes continentales y en arcos de islas, los cuales presentan regímenes tectónicos de tipo extensional a pesar de que algunos exhiben una posterior asociación a un régimen compresional.

Los depósitos de alta sulfuración del Paleógeno y Neógeno son los predominantes en el mundo, sin embargo han sido documentados algunos yacimientos del Mesozoico, Paleozoico e incluso del Precámbrico. Un depósito de Au localizado en el escudo báltico en el centro de Suecia se ha interpretado como del Precámbrico. El depósito más joven es del Pleistoceno (<2.5 Ma) y se ubica en el centro-oeste del Pacífico (Arribas, 1995).

Arribas (1995), expresa que los depósitos de alta sulfuración se forman a profundidad entre el intrusivo y la superficie. Los intrusivos que están relacionados al depósito epitermal se han interpretado que son las raíces de los domos volcánicos o conductos centrales de los respiraderos volcánicos o incluso complejos diatrema-maar. Tales características volcánicas son notables en este tipo de depósitos y están relacionados a volcanes con fumarolas de alta temperatura, aguas termales ácidas sulfato-cloruradas y lagos de cráter.



Figura III.4 Distribución mundial de los yacimientos epitermales de alta sulfuración, se indicada las principales provincias metalogenéticas relacionadas, adaptada y modificada de Arribas, 1995.

La mayoría de los depósitos epitermales son coetáneos y relacionados a las rocas volcánicas y a los intrusivos sub volcánicos, estas rocas son composicionalmente calco-alcalinas y se forman en arcos magmáticos (continentales e insulares) resultado de la fusión de la corteza en zonas de convergencia de placas. Los depósitos con asociaciones económicas Au-Ag, Au-Ag-Cu, y Ag-Pb-Zn han sido encontrados en secuencias volcánicas que contienen riolitas, andesitas y dacitas. Por otra parte, los magmas calco-alcalinos son generados por fusión parcial de la cuña del manto debido a la subducción de la litosfera oceánica (Simmons et al, 2005).

Para los depósitos epitermales, se tienen cuatro ambientes de formación, que son considerados los orígenes de los depósitos epitermales actuales (**Figura III.5**), en dichos ambientes, la actividad hidrológica juega un papel muy importante, ya que forma parte de un sistema de flujo geotermal hospedados predominantemente en ambientes volcánicos ácidos y de alto relieve, dominando las rocas andesíticas en composición. Camprubí y Albinson (2006) esquematizan los cuatro ambientes de formación como sigue:

- Relacionado a las depresiones silíceas.
- Relacionado a los estratovolcanes andesíticos.
- Vinculado al vulcanismo cordillerano.
- Asociado a los arcos volcánicos de islas.

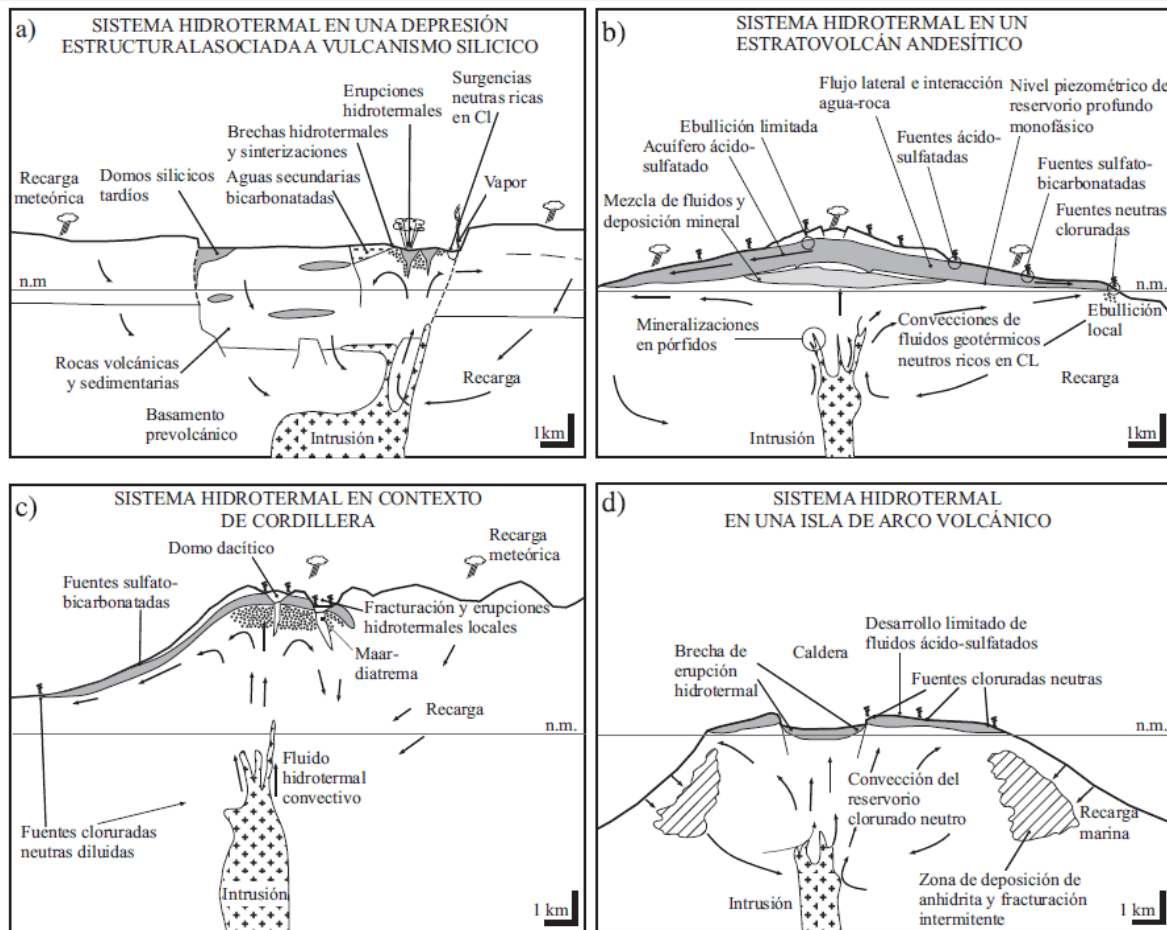


Figura III.5 Representación de los contextos geológicos en donde se forman los depósitos epitermales de alta, intermedia y baja sulfuración. Tomado de Camprubí y Albinson, 2006.

III.2.3 Fuente, transporte de metales y deposición en los sistemas hidrotermales

La fuente de mineralización importante en los sistemas hidrotermales ha sido debatida por mucho tiempo y sin embargo, no ha quedado clarificada del todo. Dicha fuente portadora de metales se ha atribuido directamente a los fluidos magmáticos, al vapor magmático o al líquido hipersalino que es añadido al sistema hidrotermal. Por otra parte es posible que la fuente sea una removilización indirecta de los minerales pertenecientes a la mineralogía del pórfido. En estudios basados en edades radiométricas se ha encontrado que existe una diferencia entre la edad de la roca hospedante y la edad de la mineralización que es típicamente de ~1.0 ma. (Arribas, 1995), lo que refleja que el sistema volcánico con el hidrotermalismo son casi coetáneos.

Geoquímicamente hablando los aniones (ligantes) que son importantes transportadores de metales son el Cl^- (cloruro), HS^- (tiosulfato) y el OH^- (ion hidroxilo). Otros tipos de ligantes como son el NH_3 , SO_4^{2-} , F^- y HCO_3^- , son menores en abundancia, inestables y débiles, por lo mismo no son considerados como importantes transportadores de metales en la formación de depósitos epitermales.

De los aniones más importantes se tiene que el compuesto clorurado predomina en fluidos de alta temperatura y alta salinidad y tiende a formar compuestos con los metales base y Ag (Pirajno, 2009), no obstante Robb (2005), menciona que los fluidos ácidos, calientes y salinos, también pueden transportar al Au en forma de $\text{Au}(\text{Cl})_2^-$. Por otro parte el complejo sulfatado (tiosulfato), predomina en fluidos con bajas salinidades, es menos dependiente de la temperatura y se comporta con mayor facilidad para formar complejos con Au.

La relación de Ag/Au es importante, debido a que nos permite determinar el compuesto dominante y la naturaleza del sistema epitermal. Por ejemplo, los sistemas con relación Ag/Au menor o igual que 1, tienden a ser dominados por Au nativo y electrum, el complejo sulfatado de Au es dominante y las temperaturas suelen ser menores de 250°C. Del mismo modo, sistemas con relación Ag/Au mayores a 1 son caracterizados por Argentita, sulfuros de metales base, sulfosales y electrum y menor cantidad de oro. En este caso domina el complejo clorurado y las temperaturas son mayores a los 250°C (Pirajno, 2009).

Durante el recorrido de los fluidos provenientes de la fuente hasta la formación del sistema epitermal, existe una serie de procesos que el fluido caliente experimenta por la simple razón de tener que circular a través de la corteza terrestre (*Figura III.6*). Los fluidos tienen que interactuar con un gran volumen de rocas de donde disolverá y transportará metales adicionales para formar un sistema económico. Dentro de las limitaciones con las que tienen que lidiar los fluidos se encuentra la alta compactación de las rocas y la baja permeabilidad intrínseca que representa. Se ha asumido que el movimiento de los fluidos se debe al gradiente termal y al gradiente de presión que domina en el ambiente en cuestión (Robb, 2005).

Existen dos escenarios para la movilidad de los fluidos mineralizantes; el primero, se describe en términos de la permeabilidad intrínseca, donde los fluidos se infiltran pervasivamente a través de los contactos y espacios entre los granos y micro grietas de las rocas; el segundo escenario, se relaciona a la permeabilidad hidráulica donde los fluidos fluyen a lo largo de grietas de tamaño considerable, las cuales se encuentran interconectadas para permitir un flujo considerable (Robb, 2005).

Durante el proceso de depósito de la mineralización, existen factores cruciales que hacen que los fluidos mineralizantes tengan la capacidad de depositar los metales en las estructuras que los hospedan, estos factores son provocados por la desestabilización del complejo que transporta al metal, dando como resultado que la solubilidad del metal sea reducida, Pirajno (2009), expone que los factores responsables de esta situación son los siguientes: (1) Disminución de la temperatura; (2) Pérdida de presión y/o ebullición; (3) Cambios en el estado redox de la solución; (4) Reducción de la actividad de los iones transportadores.

Durante el proceso de transporte es posible que junto con el Au se venga acompañado el Cu, juntos en la fase gaseosa. Si el Au viene transportado como $\text{Au}(\text{HS})$, el mecanismo de precipitación está altamente relacionada a la ebullición y a la mezcla de fluidos, por otra parte si el Au es transportado como $\text{Au}(\text{Cl})_2^-$, la ebullición y la extracción de especies de azufre oxidados (SO_4^{2-} o SO_2) dentro de la fase de vapor tendrá un efecto mínimo en su estabilidad. La mezcla de

fluidos entre aquel que transporta al complejo clorurado, que es caliente, ácido y salino, y la solución meteórica que es fría y de pH cercano al neutro, podría ser un importante mecanismo para la precipitación del metal (Robb, 2005). La importancia de la ebullición radica en que particiona las fases volátiles como el CO₂, H₂S, SO₂ y CH₄, entre otros, dentro de la fase vapor, la liberación del CO₂ causa un incremento del pH en la solución remanente, mientras que la salinidad incrementa debido a la pérdida de vapor de agua (Pirajno, 2009).

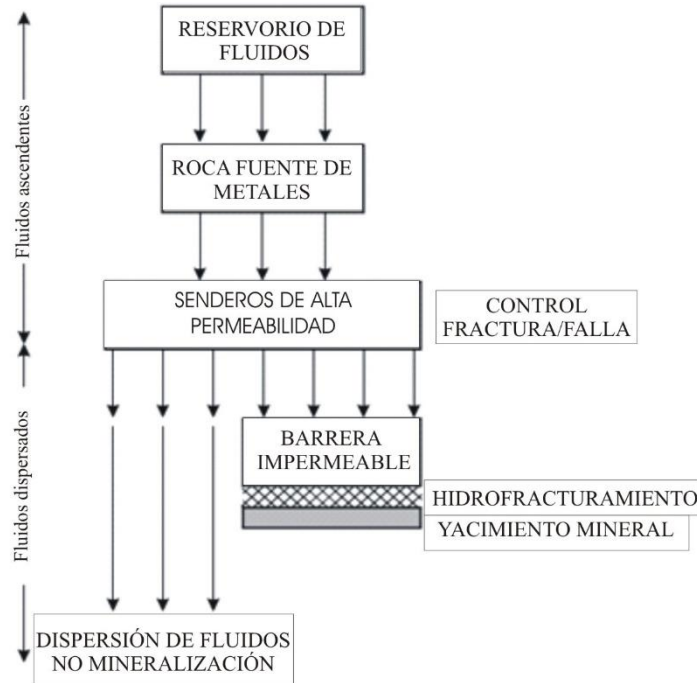


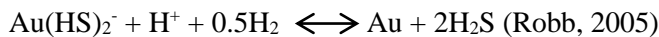
Figura III.6 Esquema representativo del recorrido de los fluidos en un sistema hidrotermal, desde la fuente de fluidos hasta la formación o no de un depósito mineral, adaptado de Pirajno 2009.

La deposición del oro transportado como Au(Cl)₂⁻, tendrá como resultado una fase mineral (p. ej. electrum), mientras que si va transportado como Au(HS)₂⁻, será depositado como una fase nativa (Pirajno, 2009). Tales procesos se resumen en las siguientes reacciones químicas:

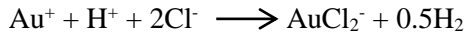
- Para el caso de mezcla de fluidos



- Para el caso de ebullición



Para el caso del transporte en forma de Au(Cl)₂⁻, la reacción es menos entendida, pero Pirajno (2009), propone la reacción basada en la forma de transporte del Au en el fluido como sigue:



Para el caso de complejo $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ en la ebullición, la continua oxidación del H_2S mientras se forma H_2SO_4 , el cual ataca a los aluminio-silicatos (lixiviación acida), empieza a liberar electrones dentro del sistema el cual desestabiliza el complejo sulfatado (p. ej. el Au^+ gana electrones, lo que ocasiona la siguiente reacción (*Figura III.7*)

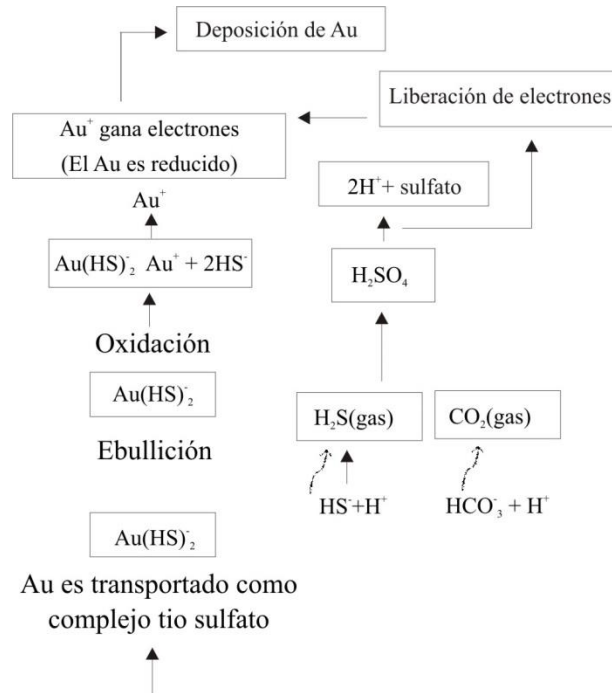
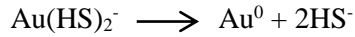


Figura III. 7 Procesos involucrados en el transporte de Au como compuesto tiosulfato, adaptada de Pirajno 2009.

III.2.4 Mineralización y estructuras típicas de los yacimientos epitermales de alta sulfuración

Los cuerpos mineralizados ocurren en una diversidad de formas que reflejan la influencia de los controles estructurales y litológicos, y por lo tanto representan zonas de paleo permeabilidad cerca de la superficie de lo que alguna vez fue un sistema hidrotermal (Simmons et al, 2005). Dentro de la variedad de estilos de mineralización se encuentran vetas, brechas hidrotermales, *stockworks*, disseminaciones y reemplazamientos (Arribas, 1995).

Estos depósitos son caracterizados por la presencia de minerales diagnóstico de estados de alta sulfuración (p. ej. luzonita y enargita) y de condiciones ácidas hidrotermales (p. ej. alunita, caolinita, pirofilita) (Arribas, 1995).

Varios autores han documentado estilos de mineralización basados en yacimientos típicos de alta sulfuración. White (1991) en Arribas (1995), presenta las características de tres estilos de mineralización, basándose en depósitos del anillo de fuego del Pacífico: (1) Temora, (2) El Indio y (3) Nansatsu. En el depósito de Temora, dominan los cuerpos irregulares diseminados y la mena silicificada. En el depósito El Indio dominan las cavidades rellenas en vetas con sericita y halos de minerales de arcilla y por último el de tipo Nansatsu que se caracteriza por la existencia de roca encajonante alterada y zonada y por la presencia de enargita como contenedor de la mena dentro de sílice oqueroso (*vuggy silica*). Ericksen y Cunningham (1993) en Arribas (1995), distinguen dos estilos de mineralización en la provincia andina: vetas polimetálicas de Au y Ag con metales base y *vuggy silica* con brechas. Staude (2001), afirma que en el distrito Mulatos existen dos estilos de mineralización: uno profundo que es de diseminación y otro superficial de vetas. En el distrito Mulatos también se ha observado mineralización en brechas como lo afirma la carta geológica-minera Mulatos H12-D67, Son., Esc. 1:50,000 (SGM, 2008).

Por otro lado Sillitoe (1999), resume que la mineralización económica en los depósitos epitermales de alta sulfuración se despliegan en 5 estilos de mineralización:

- 1.- Portadores de cobre \pm oro en mantos y chimeneas de reemplazo, hospedados por rocas encajonantes carbonatadas en las partes profundas del sistema.
- 2.- Oro de alto grado en vetas de etapas tardías o brechas hidrotermales que presentan deformación superpuesta a los niveles de mineralización superficial e intermedia.
- 3.- Cobre o cobre-oro hospedados preferentemente en partes profundas del sistema, en el caso de la última donde la oxidación supergénica es limitada y por lo tanto, como método de recuperación del metal se puede usar la flotación.
- 4.- Grandes masas de depósito de oro en partes superficiales del sistema, que estuvieron sujetos a la oxidación supergénica, permitiendo tratamiento de lixiviación en pilas.
- 5.- Vetas tipo de baja sulfuración y oro \pm plata diseminados son comunes en los depósitos de alta sulfuración.

III.2.5 Alteraciones típicas en epitermales de alta sulfuración.

III.2.5.1 Marco teórico

La zonación, mineralogía y las relaciones texturales de las asociaciones minerales hidrotermales de alteración son una de las características más importantes de los yacimientos minerales en general, la importancia de las mismas radica en la información que nos pueden aportar de las condiciones prevalecientes al momento de la formación del sistema mineral, que nos indican cómo la química de los fluidos ha cambiado espacial y temporalmente (Rae y Cooke, 2003), como ejemplo, la información de los rangos de estabilidad que muchas alteraciones presentan sobre límites específicos de temperatura y/o pH (*Tabla III.2*). Estos datos nos proveerán de información necesaria para la reconstrucción de la estructura geoquímica del sistema hidrotermal así como de la

dinámica del mismo, capaz de formar yacimientos económicos rentables y que nos dan pauta para relacionar los minerales económicos con los minerales de alteración (White y Hedenquist, 1995).

Las fases minerales hidrotermales que suelen desarrollarse en los sistemas epitermales están en función básicamente de la temperatura, presión, tipo de roca, naturaleza de los fluidos de circulación (como el pH, actividad del CO₂, H₂S) y la relación agua/roca. Los productos de una alteración hidrotermal pueden ser considerados en términos de la interacción de: fluidos ácidos, fluidos clorurados casi neutros y fluidos alcalinos y, en base a esto, y al tipo de asociación mineral es posible distinguir entre yacimientos epitermales de alta, intermedio y baja sulfuración (Pirajno, 2009).

Los depósitos epitermales de alta sulfuración se emplazan en lugares donde los volátiles aumentan rápidamente de la fuente del magma en profundidad sin interacción con las aguas subterráneas o con la roca encajonante, debido a eso, el magma empieza a ser despresurizada para progresivamente convertirse en un fluido caliente ácido, el cual reacciona con la roca encajonante en los niveles epitermales. Posteriormente con el continuo enfriamiento y neutralización del fluido por la reacción con la roca encajonante, produce zonamiento de alteración hidrotermal argílica avanzada (Corbett, 2009).

Generalmente las alteraciones que acompañan a un depósito epitermal de alta sulfuración muestran un cambio en la mineralización de la zona profunda a la somera la cual se desarrolla en un cambio de cuarzo-sericita (alteración filica), pasando por cuarzo-diquita (alteración argílica) y/o cuarzo-pirofilita (alteración argílica avanzada) hacia cuarzo residual en sílice oqueroso y cuarzo alunita ya en los niveles superficiales (Sillitoe, 1999).

Esta secuencia de alteraciones en emplazamiento vertical ocurre en un intervalo que va de unos pocos cientos de metros a más de 1000 m, lo cual ha sido demostrado por la barrenación en depósitos pequeños y que por comparación, presentan un espaciado de hasta 300 m verticales de zona mineralizada económica (Arribas, 1995). La zonación horizontal de las alteraciones es muy similar a la vertical, ocurre de la alteración cuarzo-alunita hacia cuarzo-pirofilita/diquita/caolinita, pasando por alteración argílica y por último alteración propilítica (**Figura III.8**) (Sillitoe, 1999). Sin embargo, estudios en el reconocimiento de alteraciones hidrotermales minerales en yacimientos tipo pórfido y en epitermales han concluido que los patrones de alteración varían en relación por los factores antes mencionados (profundidad, química de los fluidos, interacción agua-roca, composición y región de emplazamiento de cuerpos ígneos, etc.) y que los modelos son idealizados solamente. Por dar un ejemplo, Rae y Cooke (2003) mencionan que aquellos sistemas geotermales activos en Nueva Zelanda, los patrones de distribución mineral son solo reconocidos en niveles superficiales (<2km) y no hay ninguna evidencia de alteración hipogénica relacionada al magmatismo profundo, mientras que los campos geotermales en Filipinas como Palinpinon y Tongonana, muestran alteración profunda hipogénica y hay evidencia de una prolongada actividad hidrotermal con patrones de alteración zonados que se relacionan a la intrusión de magma y al telescopio de las alteraciones hidrotermales.

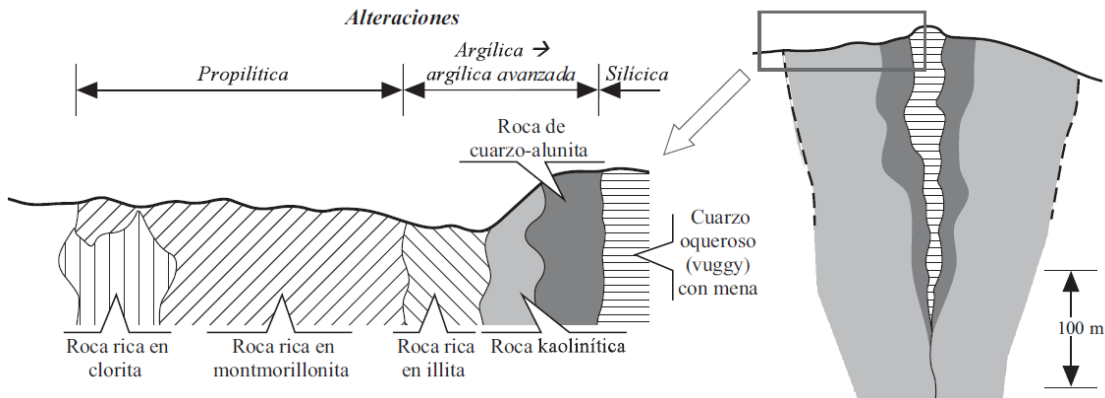


Figura III.8 Zonación típica de los yacimientos epitermales de alta sulfuración, basado en el yacimiento de Summitville en Colorado, EUA. Se muestra la zonación desde el núcleo de sílice hasta la alteración propilítica, tomado de Camprubí y Albinson, 2006.

Tabla III. 2 Minerales de alteración típicos de ambientes epitermales ácidos. Se muestra el rango de estabilidad para cada mineral, así como los picos característicos en DRX dados en Å. Modificada y adaptada de Pirajno, 2009 y de White y Hedenquist, 2005.

Mineral	Temperatura de estabilidad en °C					Picos característicos en DRX dados en Å y su intensidad respecto al pico mayor, basado en radiación Cuka
	Ambiente epitermal					
	100	150	200	250	300	
Alunita	←-----→					2.992(1) 2.892(1) 2.295(0.8)
Jarosita	←--					3.083(1) 3.110(0.65) 5.102(0.55)
Halloysita	←					10(1) 4.36(0.7) 3.35(0.4)
Caolinita	←-----					7.106(1) 3.563(1) 4.413(0.6)
Diquita		-----				7.162(1) 3.581(0.6) 2.324(0.6)
Pirofilita		-----			→	4.41(1) 4.060(0.8) 3.063(0.7)
Diásporo		-----			→	3.99(1) 2.317(0.56) 2.131(0.52)
Zunyita, Topacio		-----			→	4.21(1) 8.07(1) 2.68(0.9), 2.937(1) 3.195(0.65) 3.369(0.6)
Anatasa	-----					3.51(1) 1.891(0.33) 2.379(0.22)
Rutilo		-----			→	3.247(1) 1.687(0.6) 2.487(0.5)
Cristobalita	-----					4.133(1) 2.531(0.2) 1.642(0.1)
Cuarzo		-----			→	3.343(1) 4.255(0.16) 1.818(0.13)
Pirita	←-----					2.707(1) 1.632(0.8) 2.421(0.6)
Marcasita		-----				2.71(1) 1.76(0.63) 3.44(0.4)
Ilita			-----			4.433(1) 2.562(0.85) 3.663(0.4)

III.2.5.2 Alteración cuarzo oqueroso (*vuggy silica*)

La alteración *vuggy silica* es una de las más conocidas y característica de los yacimientos de alta sulfuración ya que solo se presenta en este tipo de yacimientos por las particularidades genéticas que presenta. La alteración *vuggy silica* es generada por la intensa lixiviación de la roca volcánica adyacente, la cual destruye los minerales primarios que conformaban la roca original (Stoffregen, 1987), dejando solo el mineral de cuarzo y sílice como un residuo, dicha alteración es el producto de condiciones muy ácidas: $\text{pH} < 2$ y $T \sim 250^\circ\text{C}$ (Arribas, 1995), donde el aluminio llega a ser soluble. Estas condiciones ocurren dentro de fluidos hidrotermales ricos en sulfatos y altas concentraciones de HCl generados por la absorción de vapor magmático. Arribas (1995) expone que esta alteración se puede producir en tres ambientes geológicos; (1) Por la desproporción de SO_2 con respecto al H_2SO_4 y H_2S , seguido de una absorción por las aguas subterráneas (magmático-hidrotermal); (2) por oxidación atmosférica del H_2S en la zona vadosa sobre el nivel freático, asociado con descargas de fumarolas de vapor creadas por la ebullición de los fluidos en niveles profundos (*steam-heated*) y (3) por oxidación atmosférica de sulfuros durante el intemperismo (supergénica).

La apariencia de la alteración *vuggy silica* se presenta como una textura de cuarzo oqueroso o cuarzo *vuggy*, donde la porosidad de la roca aumenta debido a la porosidad producida por la alteración (**Figura III.9**). Este proceso es importante debido a que abre la posibilidad de hospedar a los minerales económicos dentro de los intersticios de la roca alterada (Simmons et al, 2005). Dentro de estos intersticios principalmente se hospedan sulfuros como la piritita y/o enargita. Stoffregen (1987) explica que es común encontrar minerales como los sulfuros antes mencionados pero también trazas de zircón y anatasa por la resistencia que presentan estos minerales ante la lixiviación en condiciones ácidas.



Figura III.9 Alteración *vuggy silica* en dos yacimientos de alta sulfuración. Derecha, Lagunas Norte, Perú, tomada de Cerpa et al (2013). Izquierda, cuarzo oqueroso y oxidación de La India, México.

Por otra parte se sabe que la alteración *vuggy silica* puede no presentarse comúnmente en la superficie por las condiciones geológicas del lugar o por las propiedades geoquímicas que

interfieren en la interacción fluido-roca. Estudios isotópicos relacionados al enriquecimiento de D y O presentados por Arribas (1995), demuestran que tiene que existir un equilibrio químico e isotópico entre el fluido magmático y la roca en cuestión, lo cual demuestra una condición poco favorable para que la alteración produzca cuarzo *vuggy* en niveles superficiales.

III.2.5.3 Alteración argílica avanzada

Esta alteración se presenta como resultado de las altas temperaturas de los fluidos ácidos circundantes en el ambiente, está asociada con los lagos de cráter ácidos en la cima de volcanes activos (Arribas, 1995). Basado en estudios isotópicos y en inclusiones fluidas de una extensa cantidad de depósitos epitermales de alta sulfuración, se ha expuesto que esta alteración es producto de los fluidos ácidos y oxidados generados por la condensación de los volátiles magmáticos enriquecidos en SO₂, HCl y HF dentro del agua meteórica (Sillitoe, 1999). Por otra parte esta alteración es conocida porque generalmente es huésped de la mineralización en los sistemas de alta sulfuración.

La alteración está compuesta por caolinita, dickita, pirofilita, diásporo, alunita (el grupo de las alunitas incluye natroalunita, donde el Na reemplaza al K, y Jarosita, el Fe reemplaza al Al (Pirajno, 2009), principalmente, pero también es frecuente el cuarzo y la sericita y a veces piritita, turmalina, topacio, zunyita y arcillas amorfas (Gómez, s.f) (*Figura III.10*) los cuales están en/o adyacentes a vetas o zonas de reemplazamiento en el ambiente magmático-hidrotermal (Taylor, 2007). Muchos de estos minerales que conforman la alteración argílica avanzada son sensitivos a la temperatura, la pirofilita puede formarse a temperaturas <160°C, si la concentración silícica es alta (formando sílice amorfo o calcedonia), no obstante la pirofilita suele estar asociada a dickita, ilita o diásporo, lo que indican paleo temperaturas >200°C (White y Hedenquist, 1995). Por otra parte los minerales como la andalucita, topacio y zunyita también indican condiciones ácidas pero con temperaturas mayores a los 260°C.



Figura III.10 Izquierda: Alteración argílica avanzada en el distrito Chinkuashih, Taiwán, caracterizado por ser un depósito de Au-Ag-Cu de Alta Sulfuración, tomada de Laznicka (1999). Derecha: Muestra de núcleo del yacimiento La India, Sonora, México, presentando asociación de minerales de alteración argílica avanzada.

Taylor (2007) documenta que el reemplazamiento de la adularia y albita por sericita es causado por las variaciones que experimenta el sistema en cuanto al PCO_2 (presión parcial del CO_2), y por lo tanto concluye que la evolución química en un sistema geotermal, inicialmente en ebullición, puede producir sub-alteraciones en los epitermales de alta sulfuración.

Arribas (1995), basándose en estudios de isótopos estables en la asociación cuarzo-alunita-pirita de la zona de alteración argílica avanzada, concluyó que la evidencia es consistente en que se produce una mezcla entre el vapor magmático que es absorbido por aguas meteóricas, en donde constituye una pequeña mezcla con estas aguas, con proporción de gas respecto al líquido $<1/3$.

III.2.5.4 Alteración argílica

La alteración argílica se caracteriza por la formación de minerales de arcilla, debido al metasomatismo de H^+ y al lixiviamiento ácido, la alteración se desarrolla a temperaturas de entre $100^\circ C$ a $300^\circ C$. La lixiviación de los silicatos de aluminio resulta en un enriquecimiento de material rico en sílice, (*Figura III.11*). Los minerales de arcilla son producto del reemplazamiento de las plagioclasas y los silicatos máficos como la biotita y la hornblenda. Arcillas amorfas como el alófono pueden también estar presentes (Pirajno, 2009).

Dentro de los cambios gradacionales que presenta la alteración argílica, internamente puede variar a zonas de alteración filica, mientras que hacia el exterior se empieza a tornar propilítica (Pirajno, 2009), tales variaciones son controladas por la cercanía de los conductos de los fluidos y por lo tanto de las condiciones químicas dominantes en la región.



Figura III.11 Brecha silicificada con alteración argílica del prospecto Igwageta en la Isla de Fergusson, Papúa Nueva Guinea, tomada de (Vangold Resources LTD, 2009).

La asociación mineral típica para esta alteración está conformada por cuarzo, caolinita, illita sericita y esmectita (Arribas, 1995), sin embargo la alteración argílica puede derivarse a una alteración argílica intermedia en donde las condiciones cambian un poco. Para esta alteración predomina la caolinita y montmorillonita, y pueden estar presentes arcillas amorfas y feldespato potásico y biotita parcialmente recristalizadas a clorita. En cuanto a la temperatura relacionada a esta alteración, se ha visto que, en base a la estabilidad de la caolinita y la montmorillonita, la primera se presenta inestable a temperaturas mayores a los 400°C y la montmorillonita a valores apenas superiores a la caolinita, por lo tanto se ha fijado que la temperatura máxima para esta alteración sería de 400°C a 480°C (Gómez, s.f).

III.2.5.5 Alteración fílica (sericítica)

La alteración fílica es producto de la remoción de sodio (Na), calcio (Ca) y magnesio (Mg), hierro (Fe), potasio (K), titanio (Ti) de las rocas calco-alcálicas del entorno con reemplazamiento pervasivo de silicatos, ocultando la textura de la roca original (Pirajno, 2009). Debido a la desestabilización de los feldespatos por la presencia de H⁺, OH⁻, K y S, para formar minerales como el cuarzo, mica blanca, piritita y en algunos casos calcopiritita; el contenido de sulfuros puede ser mayor al 20% en volumen de los minerales presentes (Pirajno, 2009). La alteración se forma bajo condiciones ligeras ácidas de pH entre 4 y 6. Esta alteración cambia a tipo potásica por el incremento de feldespatos K y/o biotita, y a argílica por el incremento de minerales de arcilla (*Figura III.12*).

Cuarzo-sericita-piritita es la asociación mineralógica más común observada debajo de las zonas de mena en los depósitos epitermales de alta sulfuración. Las altas temperaturas y altas salinidades en inclusiones fluidas caracterizan a esta zona de alteración respecto a las alteraciones más superficiales (Arribas, 1995)

La sericita no ha sido identificada como un singular mineral, sino más bien el término “sericita”, desde el punto de vista petrográfico, hace referencia a un agregado de grano fino de micas blancas del tipo moscovita-paragonita, el cual es un agregado de baja temperatura, típicamente de alteración de las plagioclasas (Ancochea, 2013).

La cristalinidad de la sericita incrementa con la temperatura, lo cual puede ser analizado en un difractograma de rayos X, basándose en el ancho del pico (001). La formación con un agregado fino ocurre a temperaturas >200°C – 250°C, mientras que si se forma con abundantes granos de cuarzo se forma a temperaturas >250°C – 300°C (Taylor, 2009).

Aparte de la asociación cuarzo-sericita-piritita (*QSP: Quartz-Sericite-Pyrite*, por sus siglas en inglés), los minerales que son común encontrar en esta alteración son los feldespatos K, caolinita, calcita, biotita, rutilo, anhidrita y apatito (Pirajno, 2009) pero también minerales como la clorita, leucoxeno, calcopiritita e illita.

En algunos yacimientos epitermales de alta sulfuración, la mineralización económica, inclusive, abarca desde la alteración argílica a la alteración sericítica, con un marcado control estructural. (Sillitoe, 1999).

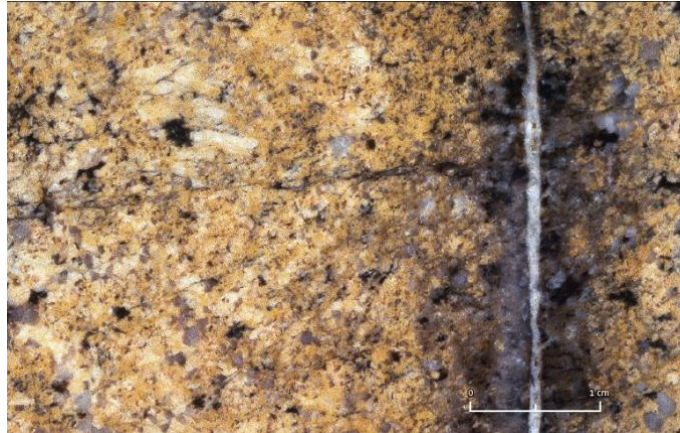


Figura III.12 Veta de cuarzo con halo oscuro de alteración sericítica, reemplazando a los feldespatos. Mina de Cobre en New St. Patrick, Queensland, Australia. Tomada de Taylor, 2009.

Algunas de las reacciones que propone Pirajno (2009) en la formación de sericita y paragonita son las siguientes:

- Con un sistema $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, se tiene:
 $0.75Na_2CaAl_4Si_8O_{24} + 2H^+ + K^+ \longrightarrow KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 1.5Na^+ + 0.75Ca^{2+} + 3SiO_2$
- Con un sistema $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, se tiene:
 $1.5NaAlSi_3O_8 + H^+ \longrightarrow 0.5NaAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 3SiO_2 + Na^+$

III.2.5.6 Alteración propilítica

Una de las alteraciones que ocurren en las zonas más alejadas de la actividad hidrotermal y de sus consecuentes fluidos ácidos es la alteración propilítica la cual es caracterizada por la añadidura de H_2O y CO_2 al sistema y localmente Azufre (S), con poca cantidad de H^+ producto del metasomatismo (Pirajno, 2009). Esta alteración ocurre preferentemente en regiones con baja relación agua-roca, fuera de las zonas de los conductos, y está controlada por la composición original de la roca (White y Hedenquist, 1995). Cuando los fluidos, que se desplazan lentamente por estar lejanos a la fuente, alcanzan el equilibrio con la roca y sus minerales constituyentes, se forma la alteración propilítica (Simmons et al, 2005). En una escala regional, a una profundidad de más de 400 m por debajo del nivel freático del agua, esta alteración es común, como se ha reportado en depósitos como Acupan, Filipinas y Comstock Lode and Round Mountain en Estados Unidos (Simmons et al, 2005).

La asociación mineralógica relacionada a esta alteración presenta minerales como la albita, calcita, illita, esmectita, epidota, clorita, pirita, adularia y minerales del grupo de las zeolitas (White y Hedenquist, 1995; Arribas, 1995), los cuales generalmente se presentan como asociación rodeando a las demás alteraciones y cuerpos de minerales económicos (*Figura III.13*).

Los minerales en esta alteración, sobre todo en el caso de la illita y esmectita, se presentan más frecuentemente por la situación de que éstos son más estables conforme los fluidos ácidos son progresivamente neutralizados por la reacción con la roca encajonante (White y Hedenquist, 1995).

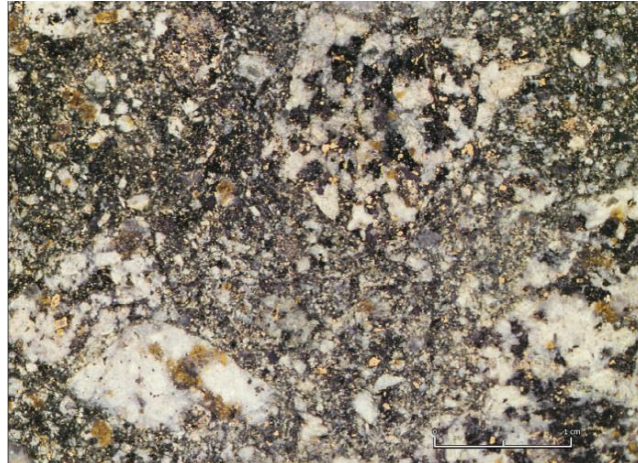


Figura III.13 Alteración silícica/propilítica, presentando minerales como la clorita, epidota, sílice y sulfuros de una brecha intrusiva en el prospecto cuprífero de Esis en Papúa Nueva Guinea. Tomada de Taylor (2007).

Capítulo IV

Marco geológico

IV Marco geológico

IV.1 Provincia fisiográfica Sierra Madre Occidental

Catalogada como uno de los rasgos geológicos más importantes de México, la Sierra Madre Occidental, es conocida en todo el mundo por sus abundantes yacimientos minerales que producen grandes cantidades de metales preciosos y metales base. La Sierra Madre Occidental (SMOcc) es una provincia fisiográfica y geológica de naturaleza silícica, que se ubica a lo largo de la margen oeste de México. Esta provincia se caracteriza por un relieve montañoso interrumpido por altiplanos con una elevación en promedio de más de 2,000 m, un ancho de 200-400 km y un largo de aproximadamente 1,200 km. La SMOcc abarca desde la frontera con Estados Unidos pasando por los estados del occidente mexicano hasta la Faja Volcánica Transmexicana, mientras que sus fronteras laterales son, al este, el Altiplano Central (Mesa Central) y al oeste el Golfo de California (Ferrari et al, 2005).

El origen de la SMOcc está relacionado con una margen volcánica continental asociada a un largo periodo de subducción de una placa oceánica (placa Farallón) por debajo de la placa Norteamericana, es de edad Cretácica al Mioceno temprano y presenta picos importantes de actividad volcánica durante el Eoceno, Oligoceno y el Mioceno temprano. Algunas de estas unidades de roca, son inferidas en cuanto a extensión, debido a la abundancia de la cubierta ignimbrítica (*Figura IV.1*) (Aguirre et al, 2008).

La SMOcc, ha sido dividida estratigráficamente dentro de tres grupos de secuencias mayores: (a) el primero y más antiguo, es conocido como el Complejo Volcánico-plutónico Inferior. (b) El segundo, es conocido como el Supergrupo Volcánico Superior, y el tercero y más joven como las (c) Lavas Máficas del Mioceno (Aguirre et al, 2008).

El Complejo Volcánico-plutónico Inferior está formado por rocas de complejos de arco volcánicos, con predominancia de lavas andesíticas-dacíticas y paquetes de domos silíceos e ignimbritas. Ferrari, et al (2005), subdivide a este grupo en dos conjuntos: (1) rocas plutónicas y volcánicas del Cretácico Superior-Paleoceno y (2) rocas volcánicas andesíticas y, en menor medida, dacítico-riolíticas del Eoceno.

El Supergrupo Volcánico Superior, está mayormente compuesto de ignimbritas riolíticas, tobas de flujo piroclástico, tobas de caída y en menor proporción flujos de composición máfica expuestos en los bordes de la provincia que fueron emplazadas en dos pulsos, en el Oligoceno temprano (32-28 Ma) y en el Mioceno temprano (24-20 Ma) y domos de lava (Aguirre et al, 2008). En otras partes de la SMOcc, también son importantes las secuencias de lavas andesíticas-dacíticas (Ferrari et al, 2005). El Supergrupo Volcánico Superior fue emplazado de una manera discordante sobre las rocas del Complejo Volcánico Inferior y del arco Eoceno.

El último grupo llamado Las Lavas Máficas del Mioceno está constituida por flujos de basaltos y andesitas basálticas, las cuales ocurren dispersas por sobre la SMOcc. Estas rocas

presentan un rango de edad Ar-Ar de 28 a 12 Ma. Sin embargo, la mayoría de ellas ocurrieron solo entre 24 a 20 Ma (dataciones Ar-Ar, Ferrari 1999 en Staude 2001).

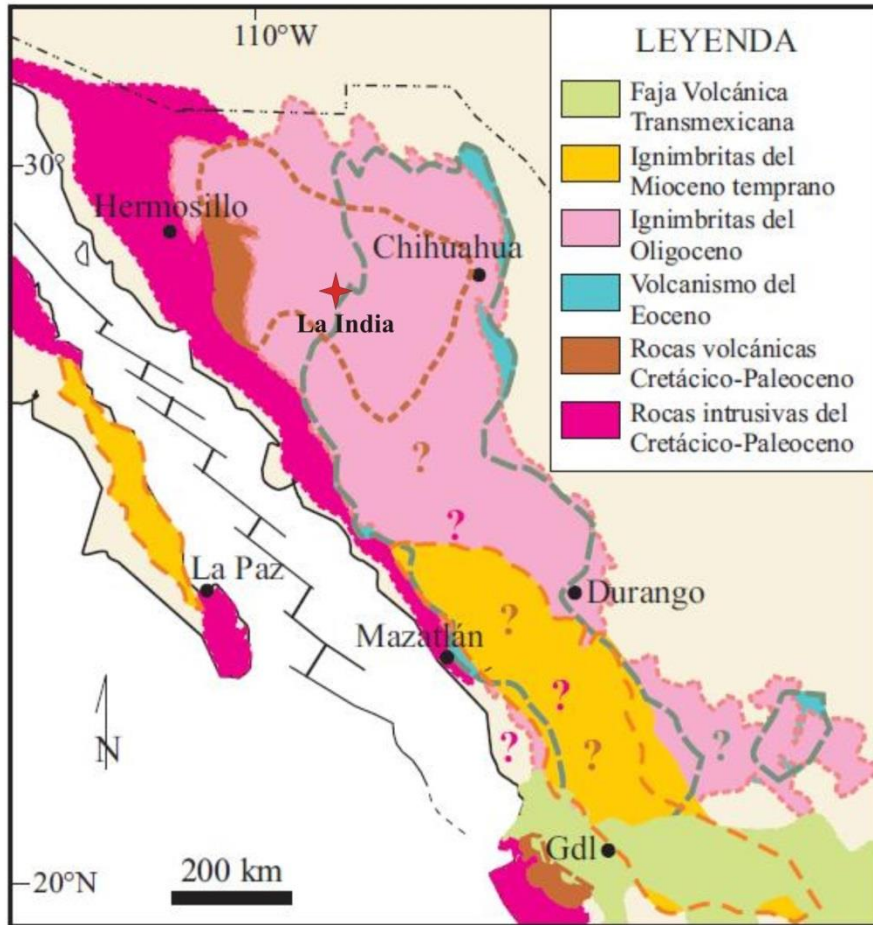


Figura IV. 1 Extensión geográfica de la SMOcc y de los conjuntos ígneos que la conforman, adaptada de Ferrari et al, 2005.

IV.2 Distrito Minero Mulatos

El Distrito Mulatos es un distrito minero que se localiza en la parte norponiente de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental, en el estado de Sonora. En 1635 se empezó con las primeras incursiones mineras en la zona y desde entonces se han extraído 8,500 kg de Au de las zonas oxidadas con valores arriba de los 16 g/t. El Distrito Mulatos, conjuntamente con otros distritos cercanos de metales preciosos como: La Chipriona, La Amargosa y La Dura, se caracteriza por la presencia de alteración argílica avanzada, en un área aproximada de 150 km² (Staude, 2001)

Dentro de la región Mulatos se encuentra una gran cantidad de minas, inactivas en su mayoría. En el Distrito Mulatos (al éste de la región de Mulatos) se encuentran las minas: San Carlos, San Lorenzo, Maíz Azul, El Víctor, Viejo Mulatos, Cerro Estrella, Taunas; En el Distrito La

Dura se encuentran las minas: El Yaqui, El Halcón, La Dura, Zaragoza; En el Distrito La Amargosa, al NW de la región Mulatos, tenemos las minas: El Realito, La Viruela, La Cruz y La India y en el Distrito Chipriona tenemos a la mina Chipriona (**Figura IV.2**).

La mineralización en el Distrito Mulatos es ampliamente controlada por la geología estructural de la región, la mineralización fue expuesta a través de más de un kilómetro de sección volcánica vertical, basculada 25° hacia el NE, cortada por fallas normales de alto ángulo que han sido posteriores a la mineralización, mostrando una repetición de la secuencia volcánica (**Figura IV.2**). Cada zona descubierta muestra mineralización variable sobre áreas de varios kilómetros cuadrados, asociadas con *vuggy silica*, caolinita ± pirofilita, enargita ± minerales de barita y alteración propilítica (Staudé, 2001).

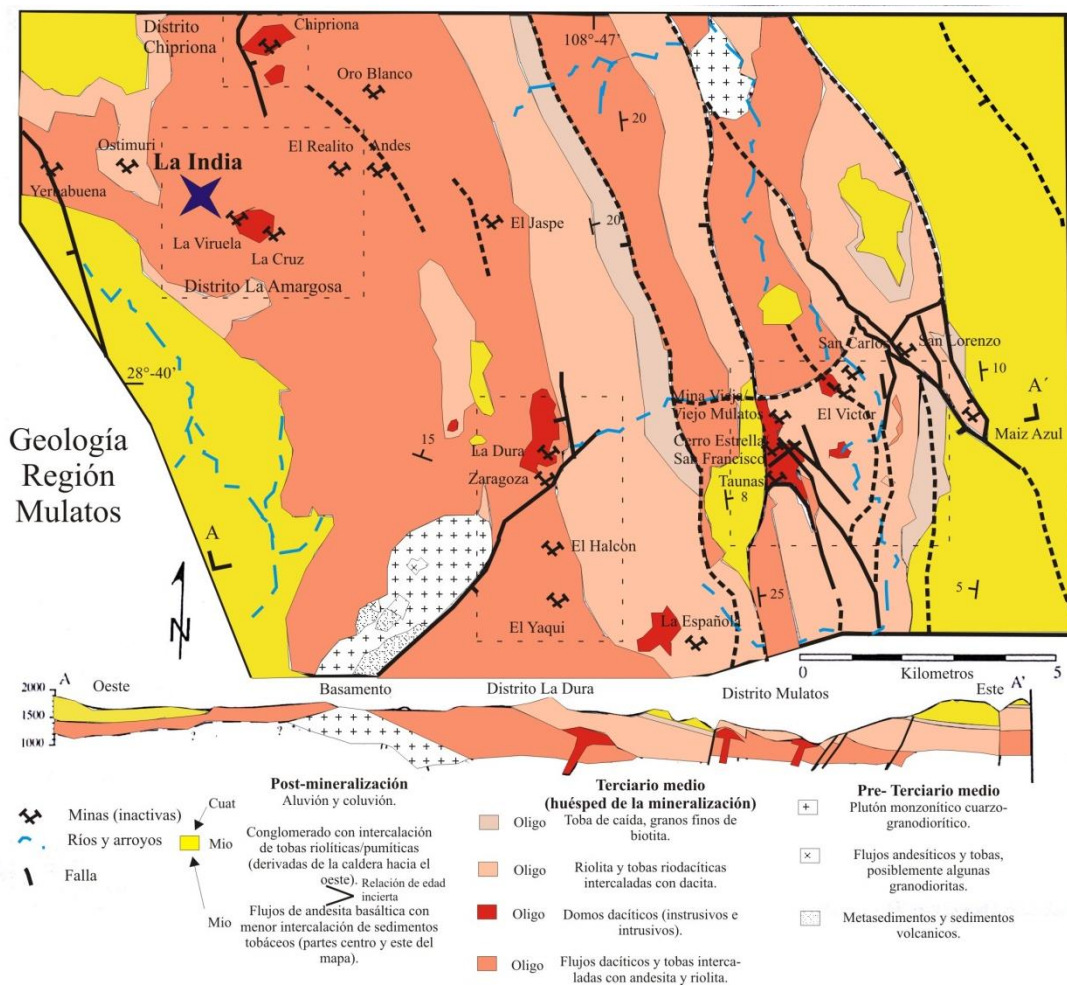


Figura IV. 2 Mapa geológico simplificado de la zona mineralizada de Mulatos, en la parte inferior se observa una sección geológica denotando el control estructural, adaptada y modificada de Staudé, 2001.

IV.2.1 Estratigrafía del Distrito Mulatos

La secuencia estratigráfica, desde la base de la sección hasta la superficie, consiste en flujos basales de dacita y domos porfiríticos a tobas riolíticas con intercalación de flujos de dacita que son cubiertos por rocas posteriores a la mineralización como son andesitas basálticas y rocas volcano-sedimentarias (**Figura IV.3**). Las dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de algunas tobas han expuesto edades de entre 33-32 Ma (\pm error), como lo reporta Pérez y Ochoa (2009).

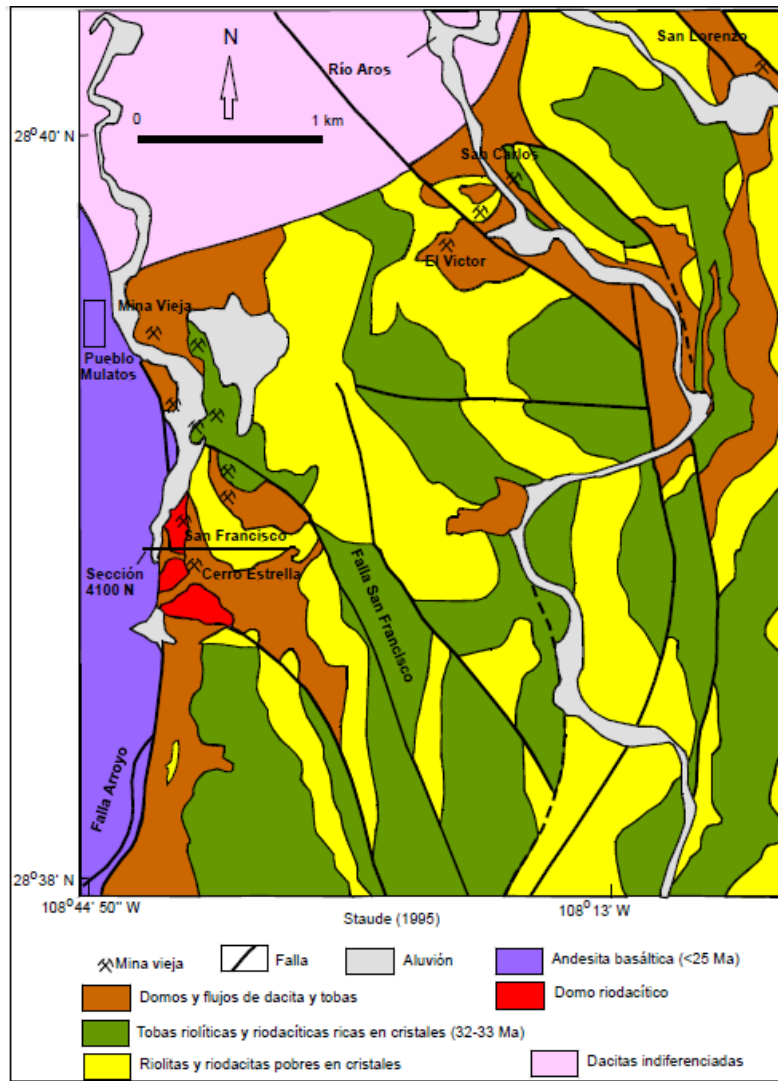


Figura IV. 3 Mapa geológico del distrito Mulatos, tomada de Staude, 1995, en Pérez y Ochoa, 2009.

En detalle, la columna estratigráfica propuesta por Staude (2001) se puede dividir en unidades descritas por su naturaleza y composición, que juntas conforman alrededor de 1,500 m de espesor y se basan de las siguientes características (**Figura IV.4**):

- Unidad heterogénea principalmente de derrames de dacita con intercalaciones de brechas piroclásticas y tobas. La unidad consiste en más de 100 m de espesor y ocurre a lo largo de la Falla Arroyo
- Flujo y domo riodacítico, que son de las principales rocas encajonantes para el depósito de Au, Cerro Estrella. Esta roca es porfirítica con fenocristales de cristobalita rotos y a la vez plagioclasa y fenocristales de feldespatos potásico, pudiendo ser un domo de flujo con un área mayor a 700x300 m. La mayoría de los minerales diseminados de mena ocurren dentro y alrededor de este cuerpo.
- Sobre la riodacita se encuentra una serie de flujos de dacita y tobas que varían ascendentemente en secuencias alternables de tobas ricas en cristales y pobres en cristales, formados de erupciones tipo caldera, a diferencia de las tobas dacíticas de la unidad subyacente, estas tobas son más homogéneas y exhiben algunas mínimas diferencias en la mineralogía modal. Por otra parte esta unidad de flujos y tobas varía lateralmente a flujos de brechas con incremento de proporción de fragmentos masivos y fases ricas de fragmentos porfiríticos. En la mina Cerro Estrella estas unidades de flujos dacíticos, producen trampas estratigráficas de mineralización (cambios en la composición) entre el domo de riodacitas porfiríticas y las sobre-yacientes tobas afaníticas. Estas heterogeneidades composicionales concentran la mineralización. Diques dacíticos de composición similar al domo que intrusiona a las tobas profundas, parecen haber favorecido como conductos de la mineralización (*feeders*).
- Sobre estas unidades, se encuentran una serie de tobas que van de tobas ignimbríticas de cristales rosados (ortoclasas) con edad de datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 32 Ma (Staude, 2001), pasando por tobas blancas afaníticas con esferulitos basales, domos dacíticos y tobas blancas pobres en cristales con edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 30 Ma (Staude, 2001). Toda esta columna estratigráfica desde los flujos de dacita con intercalación de tobas afaníticas corresponde a la zona mineralizada como se observa en la **Figura IV.4**.
- Sobre la zona mineralizada, descansando de forma discordante, con un buzamiento de 5-10° hacia el este, se encuentran flujos de andesitas basálticas, lahares, flujos de materiales detríticos, y sedimentos epiclásticos del Mioceno inferior, con edades que van de 25 - 17 Ma, las cuales se refieren a una etapa tectónica en franca distensión. (Pérez y Ochoa, 2009).

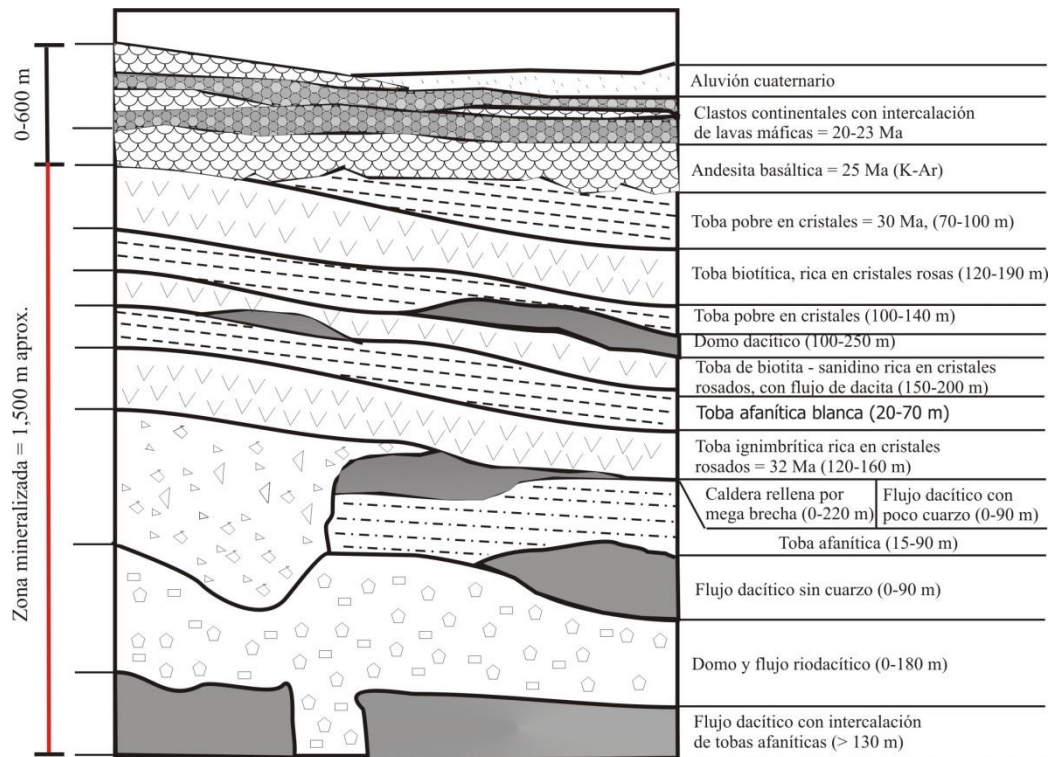


Figura IV. 4 Columna estratigrafica del distrito Mulatos, a la izquierda se se1ala en rojo la secuencia mineralizada, adaptada de Staude, 2001.

IV.2.2 Geolog3a estructural del Distrito Mulatos

De acuerdo a la carta geol3gica-minera Mulatos H12-D67, Son., Esc. 1:50,000 (SGM, 2008), la regi3n del Distrito Mulatos y las mineralizaciones fueron afectadas por dos sistemas de fallas principales, el m3s antiguo se expone con direcci3n NW-SE, mientras que el m3s joven con direcci3n NE-SW, lo que provoca que la regi3n se subdivida en varios bloques tect3nicos, conformando un sistema de fosas y pilares que es una de las principales caracter3sticas estructurales de la zona de estudio.

Por otra parte tambi3n se pueden observar lineamientos curvil3neos que son evidenciados por las trazas de los arroyos El Potrero y El Metate hacia la regi3n centro oriental de la carta, estas estructuras circulares coinciden con afloramientos hacia su parte central, con un p3rfido riol3tico que origino este tipo de geofomas (domos intrusivos). Las causas que originaron, tanto los lineamientos y a los lineamientos curvil3neos, son atribuidos a la tect3nica distensiva del *Basin and Range* y a las c3pulas distales de intrusivos laram3dicos, respectivamente (SGM, 2008).

Los eventos estructurales de pre-mineralizaci3n como post-mineralizaci3n jugaron un rol importante en la mineralizaci3n del Distrito. Las fallas pre-mineralizaci3n sirvieron de conductos para la circulaci3n de fluidos mineralizantes, mientras que las fallas post-mineralizaci3n inclinaron, cortaron y expusieron estructuras en el distrito. Las fallas pre-mineralizantes tienen un rumbo N-S

con tendencias (*trends*) subordinadas de rumbos N 10°-20° E y N 45°-70° E, que parecen ser cóncavas al oeste (Staude, 2001) (**Figura IV.5**).

En el Cerro Estrella, una zona de más de 1 km² con vuggy silica con oro tiende a lo largo del arroyo Mulatos en dirección N-S, que puede estar relacionado a una falla de pre-mineralización de la misma orientación. En una sección Este-Oeste de esta zona, puede observarse la estratigrafía volcánica inclinada, con la zona de alteración argílica avanzada y la oxidación supergénica con su profunda penetración a lo largo de las fallas. La mineralización en las minas San Carlos y El Víctor está alineada a lo largo de una falla NE que se yuxtapone a un gran complejo dacítico en el norte, en contraste a las riolitas de Mulatos que contienen menos rocas volcánicas dacíticas hacia el sur. Generalmente, la mineralización coincide con estos *trends* estructurales; sin embargo, la mineralización económica no ocurre como vetas sino como lentes con una intensiva alteración del material que alberga al Au (**Figura IV.4**).

Vetillas subverticales y que cortan a los *trends* estructurales, compuestas principalmente de barita-caolinita-cuarzo y Au, rellenando fracturas, aparecen en las zonas de Cerro Estrella y en las minas El Víctor-San Carlos, con rumbo N70°E. Estas fracturas están rellenas por mineralización hipogénica tardía que contienen valores considerables de Au (0.5 oz/t = 14.17 g/t), las cuales al mismo tiempo son cortadas por los diques basálticos-andesíticos no mineralizados (Staude, 2001).

La secuencia estratigráfica que hospeda a la mineralización presenta de 25° a 30° de echado en dirección E-NE, mientras que las capas post-mineralización de basaltos-andesitas, tiene sólo de 5° a 10° en dirección NE. Se ha interpretado que hubo dos momentos de basculamiento. El primero de 15° a 20° hacia el E-NE, y el segundo de 5° a 10° al NE, después de la deposición de las unidades posteriores. Los basculamientos fueron datados usando ⁴⁰Ar/³⁹Ar en arcillas de fallas, el primero sucedió alrededor de 31 Ma y el segundo hace 25 Ma (Staude, 2001).

Las fallas más jóvenes (post-mineralización), están asociadas al evento de extensión *Basin and Range* en el noreste de la SMOcc, el cual empezó hace por lo menos 29 Ma (Oligoceno) (Aguirre et al, 2008). Algunas de estas fallas cortan los flujos basálticos-andesíticos, extendiéndose por varios kilómetros a lo largo de un *trend* estructural con dirección NW, otras son tan profundas que cortan la zona mineralizada. Varias de estas estructuras presentan hematita supergénica. La hematita es terrosa y tiende a rellenar las fracturas de brechas, en algunas áreas ésta misma puede albergar cantidades de Au, alrededor de 1 oz/t (28.35 g/t) (Staude, 2001).

IV.2.3 Alteración hidrotermal, mineralización y su distribución en el distrito

Los cuerpos mineralizados se extienden alrededor de toda la región de Mulatos, dentro de las amplias zonas de alteración hidrotermal, desde el depósito Maíz Azul en el este hasta Yerbabuena en el noroeste, cruzando varios depósitos importantes como: El Víctor, San Carlos, El Halcón, La Dura, Oro blanco, La India, Chipriona, entre otros (**Figura IV.5**). La edad de la mineralización oscila entre 31.6 y 25 Ma, y muestra valores altos de Ag, Au, As, Ba, Cu, Hg, Mo, Sb y Te (Ochoa et al, 2011). Datos de inclusiones fluidas en cuarzo reportadas en Ochoa et al

(2011) revelan que la temperaturas de homogeneización está entre 87 y 227°C, con un promedio de 187°C, con salinidades de 2-3% NaCl equivalente, y un pH ácido de los fluidos hidrotermales.

En cuanto se sabe de las alteraciones, la alteración argílica avanzada junto con la pervasiva *vuggy silica* se encuentran íntimamente asociadas con la pirita aurífera y la mineralización de sulfosales. Esta alteración contiene principalmente pirofilita - dickita ± diásporo, sin alunita. En esta alteración se presenta el Au y en menor cantidad el Cu (con menas de enargita o calcopirita). La alteración va cambiando conforme se aleja de los centros mineralizados, ésta se va tornando a una asociación caolinita ± pirofilita dentro de zonas ricas en caolinita con incremento de clorita, eventualmente formando un halo exterior de montmorillonita (Staude, 2001). Pérez y Ochoa (2009), resume las observaciones de otros autores en cuanto al orden de zonamiento de las alteraciones hidrotermales, desde las zonas más importantes económicamente hacia el exterior como sigue: primero sílice *vuggy* - dickita – pirofilita / sílice fuerte – caolinita / sílice débil – caolinita fuerte / caolinita moderada a fuerte / clorita fuerte – epidota – montmorillonita / clorita débil – arcillas.

La mineralización profunda se encuentra principalmente diseminada, mientras que la superficial está en estructuras de veta. El ambiente de mineralización es interpretado como un ambiente volcánico activo como serían domos dacíticos ricos en sulfuros con ventilas hacia la superficie, la mineralización continuó durante y después del magmatismo riolítico y declino con el inicio de la transición a basáltico (Staude, 2001).

La mineralización consiste en electrum rico en Au y cantidades menores de enargita ± tenantita, la cual está asociada con la alteración *vuggy silica* y pirofilita-cuarzo-pirita en zonas masivas alargadas. También se puede encontrar oro nativo, pirita aurífera, electrum encapsulado en la pirita, tenantita, tetraedrita, luzonita, esfalerita, famatinita, bismutinita y covelita.

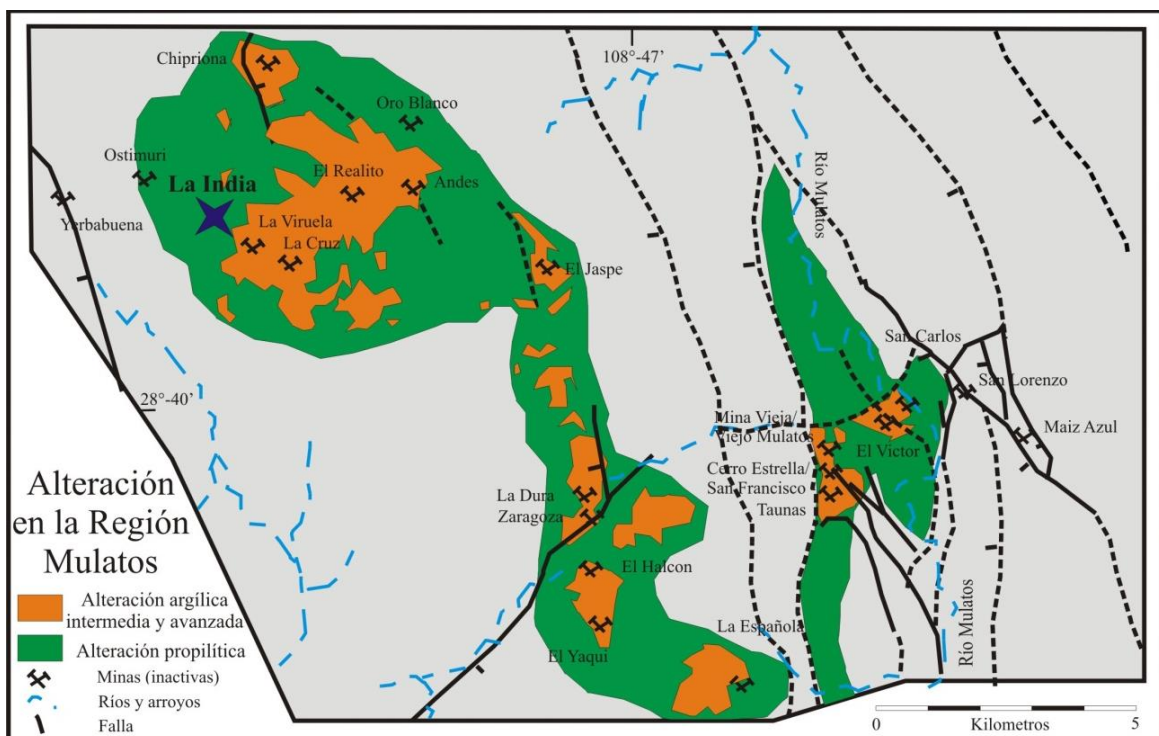


Figura IV. 5 Mapa regional del área de Mulatos donde se muestra las zonas de alteración y los principales rasgos estructurales, adaptada de Staude, 2001.

Cuatro principales asociaciones de mineralización Au-(Cu) pueden ser distinguidas; de una secuencia paragenética temprana a condiciones de alta acidez seguida por un decremento de la acidez y un incremento del depósito de metales (*Tabla IV.1*). Las principales asociaciones hipogénicas van de (1) cuarzo temprano ± pirofilita ± caolinita + pirita aurífera, pasando a (2) cuarzo tardío + caolinita + pirita aurífera ± enargita + electrum, continuando a (3) pirita + cuarzo + caolinita + teluros de Au y finalmente (4) barita + caolinita + cuarzo + pirita aurífera (Staude, 2001) (*Tabla IV.2*).

Tabla IV. 1 Principales asociaciones mineralógicas de alteración y su relación con los minerales de mena. Brt=barita, chl=clorita, eng=enargita, ep= epidota, fama=famatinita, gth=goethita, hall=halloysita, hem=hematita, jrs=jarosita, kln=caolinita, lm=limonita, py=pirita, prl=pirofilita, qz=cuarzo, tel=teluros. Adaptada de Staude, 2001.

Tipos de mena y asociaciones de alteración					
↑ Tiempo		Mena	Ganga	Alteración	Localidades en donde es más común
	Supergénica	Au nativo ± cc	Hem + (lm)	Hem + poca lm + gth + rara hall + jrs	Extensiva
	Hipogénica	Au nativo	Brt + kln + qz + py	kln + poco qz + rara calcedonia	San Carlos-El Víctor
		Py raramente (Au-tel)	Poco kln + qz	kln + chl + rara ep	San Carlos
		Eng (raramente fama) + Py	qz + kln + prl + py	Kln + qz a chl + ep	Cerro Estrella
	Au nativo + Py	qz + prl + kln + py	Kln + poco qz a epi a epi + chl	Extensiva	

En el distrito hay vetas tardías de alunita ± pirita y silica opalescente ± granos finos de pirita rellenando fracturas pero no están mineralizadas. La oxidación supergénica y la removilización de Cu se desarrollaron para formar una capa de hematita rica en Au con cuerpos locales de calcocita supergénica delgados subhorizontales cerca de la neosuperficie. Los horizontes de mena (oro con menor cantidad de sulfosales de cobre) están asociados con las fallas y los contactos litológicos. La primera mineralización raramente forma grandes vetas, en lugar, ocurre como lentes masivos con fuerte buzamiento paralelos a las principales formas estructurales, y subestratiformes, como cuerpos tabulares paralelos a los contactos estratigráficos. Las vetas se desarrollan a lo largo de estructuras primeramente N-S y N-NE y posteriormente a fallas E-NE y NW.

Las zonas de altos valores de Au se pueden clasificar en (1) Au-enargita con grados variables de silicificación y típicamente conteniendo 5 a 10% de pirita y 0.5 a 1% de enargita; (2) vetas barita-Au, en los cuales tiene 3 a 8% de barita con 4 a 12% de pirita piritoedral; y (3) hematita terrosa supergénica roja-parda con Au nativo. En adición a las asociaciones con alto grado, 50 a

70% de Au está asociado con textura *vuggy silica*, la cual tiene pirita diseminada en la matriz silícea y hematita supergénica en fracturas y cavidades (*vugs*). Algunas cavidades oxidadas supergénicamente tienen pequeños granos de oro asociado con jarosita, hematita y cuarzo. Por otra parte las zonas de menor grado están de moderada a fuertemente silicificadas y corresponden con horizontes que contienen más de 1 a 3% de sulfuros, de los cuales más del 90% es pirita (Staude, 2001).

Tabla IV. 2 Secuencia paragenética de la mineralización económica y la de alteración hidrotermal. La mineralización de oro de baja ley (0.7-2g/t) y alto tonelaje (>20Mt) es depositado durante la etapa principal, y la mineralización en vetas de alta ley (6-30 g/t) y bajo tonelaje (<3Mt) se formó en eventos hipogénicos tardíos adaptada de Staude, 2001.

Mineral	Pre-Mineralización	Au-Cu Principal	Au tardío (alta ley)	Post-Mineralización	Supergénico
De mena					
Oro		██████████	██████████		██████████
Enargita		██████████			(Removilizado a lo largo de fallas)
Esfalerita		██████████			
Tenn-Tetra (ss)		██████████			
Covelita		██████████			
Calcopirita		██████████			
Acantita		██████████			
Teluro de Au			██████████		
Bismutinita			██████████		
Calcocita					██████████
Alteración					
Cuarzo	██████████	██████████	██████████	██████████	
Pirita	██████████	██████████	██████████	██████████	
Pirofilita	██████████	██████████			
Calcedonia				██████████	██████████
Caolinita-Diquita	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████
Natroalunita (ss)				██████████	██████████
Alunita					██████████
Hematita		██████████			██████████
Ilita		██████████			
Barita			██████████		
Limonita					██████████
Jarosita					██████████
Halloysita					██████████
Distal					
Montmorillonita		██████████		██████████	
Epidota		██████████	██████████		
Clorita	██████████	██████████	██████████	██████████	
Tipos de roca encajonante: Dacita y en menor proporción, riolacita y riolita		Asociación mineral pre-alteración (principales minerales ígneos): Plagioclasa Biotita Augita		Cuarzo	Hornblenda Ortoclasa

En las minas San Lorenzo y Maíz Azul se han reportado áreas que exhiben mineralización en vetas de cuarzo con trazas de óxidos de Cu sobre la superficie y vetas delgadas hipogénicas polimetálicas de sulfuros de metales base, cuarzo y raramente de calcita. La mina San Carlos, una mina reciente, al igual que otras partes del Distrito, tiene dos tipos de mineralización: (a) temprana de bajo grado (<1-2 g/t) Au con pirita + sílice + pirofilita y (b) tardía de alto grado (>8 g/t) Au con barita + pirita + dickita. Esta última mineralización, estructuralmente controlada, fue la principal fuente de minerales económicos. Trazas de enargita, esfalerita, y sulfosales como tetraedrita ((Cu,Fe)₁₂Sb₄S₁₃) y raramente goldfieldita (Cu₁₂(Te,Sb,As)₄S₁₃) están presentes con la mena. La mineralización de bajo grado forma cuerpos tabulares a lo largo del contacto estratigráfico con buzamiento noreste de las tobas dacíticas y riolíticas y a lo largo de fallas rellenas de sílice de alto

ángulo y con orientación noreste, formando salientes silicificadas. Por otra parte las vetillas de barita-Au de alto grado que cortan transversalmente a las de bajo grado en dirección N70°-80°E con echado casi vertical, son comúnmente menores de 3 cm de ancho.

Al suroeste, cruzando el río Mulatos, desde San Carlos, se encuentra la mina El Víctor, la cual produjo Au supergénico de alto grado de fracturas hematizadas y caolinizadas formadas por el intemperismo y erosión de vetillas de pirofilita-pirita.

Al suroeste del distrito Mulatos, se encuentra una zona mineralizada que se ensancha y espesa, formando el cuerpo de Cerro Estrella, el cual es el depósito descubierto más grande del distrito. Este depósito se extiende desde la superficie hasta una profundidad de al menos 300 m. La mineralización es de tipo hipogénica y supergénica, de todos los estilos de mineralización antes mencionados para las demás minas, contiene más de 70% de mena compuesta de mezcla entre óxidos y sulfatos. La mineralización en Cerro Estrella generalmente cambia verticalmente de hematita a calcosina + pirita a enargita + pirita a pirita profunda, con escasa calcopirita y sericitita. La mineralización superficial tiene alto grado de recuperación de Au con muy poco cobre.

IV.3 Geología local en La India

La Mina La India y sus prospectos se encuentran ubicados dentro del límite oeste de la provincia de la SMOcc, al NW del Distrito Mulatos. El área se caracteriza por sus afloramientos de tobas andesíticas a dacíticas que fueron intrusionadas por *stocks* granodioríticos y dioríticos, y cubiertas por tobas riolíticas, lavas basalto-andesíticas, y una gran secuencia de conglomerados posteriores (Doucet et al, 2012).

En la descripción de la carta geológica-minera Mulatos H12-D67, Son., Esc. 1:50,000 (SGM, 2008) se menciona que La India, se encuentra hospedada específicamente en la zona mineralizada de La Amargosa, dentro de la región de Mulatos, en donde la mineralización se hospeda en rocas volcánicas de composición intermedia, constituidas por andesitas y dacitas porfídicas, muy alteradas pertenecientes a la Formación Tarahumara. Las mineralizaciones en la zona se manifiestan de múltiples formas como: vetas, disseminaciones y brechas.

Las rocas que albergan a la mineralización de La India se encuentran dentro de y por debajo de la Secuencia Volcánica Inferior de la SMOcc. Las rocas volcánicas andesíticas son las más antiguas del Cenozoico en La India e incluye una secuencia inferior de rocas epiclásticas, tobas y lavas. Sobre las andesitas descansa una secuencia superior traquiandesítica de biotita-piroxeno y domos y tobas de flujos dacíticos (Doucet et al, 2012). Estas rocas se sobreponen a las andesitas inferiores con una disconformidad erosional; las tobas dacíticas de granos finos intercaladas con rocas epiclásticas marcan el contacto. Se han hecho trabajos geocronológicos (Doucet et al, 2012) y se han obtenido dos edades por medio de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasas, dando como resultado edades del Paleoceno para las andesitas inferiores y para las secuencias superiores de dacitas (62.6 Ma y 55.8 Ma, respectivamente).

En el área existe un intrusivo granodiorítico que intrusiona las andesitas en el límite sureste del proyecto así como pórfidos dacíticos y feldespáticos que intrusionan a las rocas volcánicas andesíticas y dacíticas, de estos pórfidos se obtuvieron dos edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de plagioclasas que mostraron edades del Eoceno de 43.3 Ma a 36.9 Ma. Con un grosor de aproximadamente 100 a 500 m, depósitos de ignimbritas riolíticas sobreyacen a las andesitas y dacitas, estas rocas son llamadas las Ignimbritas el Nopal, y su edad por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita dio como resultado edad Eocena de 33.9 Ma (Doucet et al, 2012) (**Figura IV.6**).

Las series de rocas superiores incluyen lavas de andesita basáltica y brechas fluidales que cubren las ignimbritas el Nopal con una disconformidad erosional. La edad de una muestra de lava por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dio como resultado edad Oligocena de 28.2 Ma (Doucet et al, 2012). Estos flujos de lava se encuentran intercalados con conglomerados aluviales. Los cuerpos de roca de La India, presentan un rumbo al NW con un echado de 25° a 30° hacia el NE, en la parte SE del área, y un echado de 15° a 25° hacia el W-SW en la porción norte.

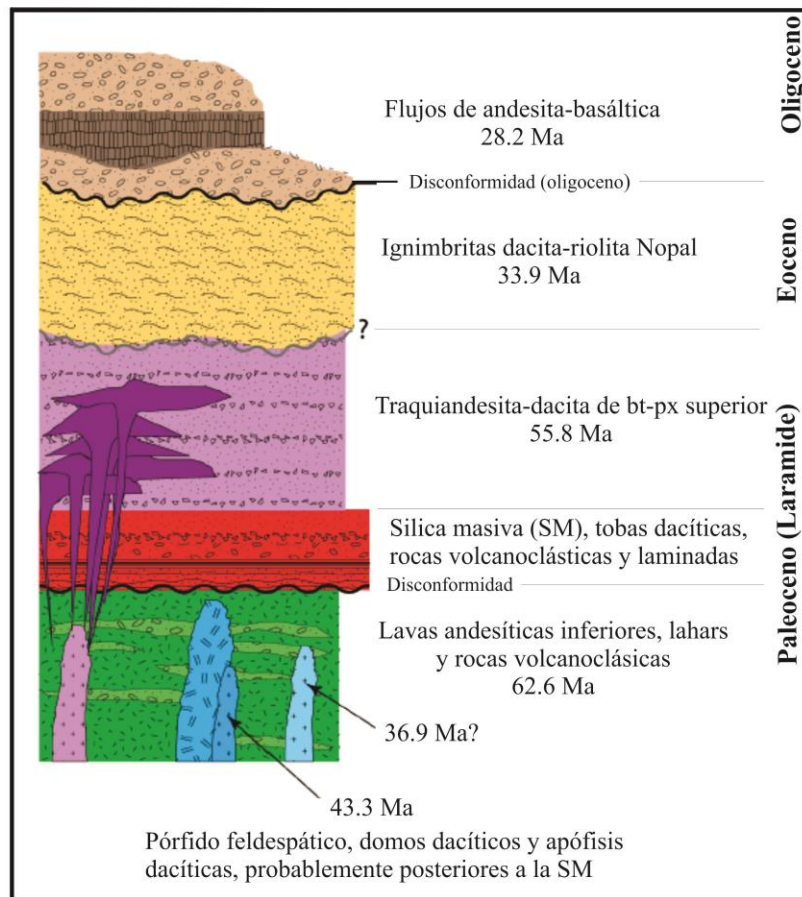


Figura IV. 6 Columna estratigráfica de la zona de la India, adaptada de T. Longo, en Doucet et al, 2012.

La mineralización es controlada por factores estructurales tanto de los altos ángulos de las estructuras como las fallas y el bajo ángulo de la estratigrafía en general, las rocas encajonantes

principales son brechas hidrotermales, andesitas, pórfidos dacíticos y estratos volcanoclásticos. Las zonas mineralizadas se caracterizan por minerales de alteración como la alunita, dickita y/o pirofilita, los cuales están acompañados por un reemplazamiento intensivo de sílice en las rocas encajonantes, que también incluye piritización y/o hematización. La pirita se presenta de forma diseminada y en microvetilleo, las zonas de oxidación se conforma de hematita relictas, limonita y goethita, por otra parte, en algunas zonas, la especularita hipogénica está asociada con las zonas auríferas (Doucet et al, 2012).

Las asociaciones minerales de alteración documentadas en un reporte interno de La India (2013), reportan sílica masiva, alunita, caolinita, dickita, ilita, montmorillonita, pirofilita, halloysita, moscovita y clorita.

Con base en 28,831 datos de exploración minera sobre muestras de barrenos determinadas con PIMA (*Portable Infrared Mineral Analyzer*) en La India se determinaron las alteraciones en la región mineralizada, que junto a criterios económicos ayudaron a dividir a la zona de La India en tres dominios mineralizados. Los dominios designados por las mineras que han laborado en la región son: North Zone, al norte, La India al centro-este y Main Zone al sur, se abordará conservando esta nomenclatura de división, únicamente uniendo a la North Zone con La India, de una región que en conjunto comprende aproximadamente 15 km², los cuales se pueden observar en la **Figura IV.7**.

IV.3.1 North Zone

La North Zone, incluye el dominio de La India, así como las áreas de La Cieneguita, Española y Cochis. En esta zona la mineralización se encuentra por debajo de estratos de andesitas y fragmentos volcánicos félsicos. Las zonas de alteración silícica y de la mineralización de oro están controladas estratigráficamente y están restringidas por las unidades félsicas. La alteración silícica tiene un espesor de 30 a 60 m, con una profundidad, debido al echado, que se extiende hasta los 300 m o más. La zona de oxidación es intensa y muy marcada a través del grosor total de la zona mineralizada de mayor importancia económica, esta zona de alteración supergénica en potencia es variable y está controlada por la topografía y la porosidad y permeabilidad de la roca en la superficie.

En el área de La India, la mineralización de oro ocurre en unidades volcánicas argilizadas más que en zonas silicificadas, inclusive viene acompañada por mineralización de cobre diseminado. Ambas mineralizaciones, tanto de oro y cobre, están asociados con *stockwork* de vetilleo de cuarzo en dacitas con alteración de cuarzo-sericita-turmalina.

El dominio North Zone, se ha dividido en varios sub-dominios, basado en las asociaciones de alteración, que son resumidos por Smit (2008) en Doucet et al (2012), en donde incluyen alteraciones silícicas, tobas dacíticas y dacitas alteradas a arcillas, alunita + sílica masiva, en donde se ha visto que la silicificación masiva precede la importante concentración económica de oro, siempre y cuando esta haya sido cortada por las fracturas de alto ángulo de la zona. Otros tipos de

subdominios son los dominados por pórfidos mineralizados que contienen oro diseminado, *stockwork* y brechas silicificadas que presentan alteración de arcillas.

Las muestras caracterizadas en este trabajo de tesis, provenientes de esta zona fueron: superficiales G1, G2, G3, G4, G5, G12, G13, G14, G15 y de barreno G19, G21, G22, G23, G24, G25

IV.3.2 Main Zone

La Main Zone consiste de las zonas de La Viruela, La Cruz y Cerro de Oro, donde las concentraciones de oro están hospedadas en distintos unidades o sub-dominios de mineralización, los cuales son descritos con bases en los minerales de alteración presentes, las rocas y de la forma en que se emplaza el oro. Smith (2008) en Doucet et al, 2012 los resume como sigue:

Unidad dacítica, alterada variablemente a asociaciones minerales de sílice, arcillas y alunita, en las áreas de La Viruela y La Cruz. Este dominio es definido tanto por la litología como por la alteración. La alteración es más intensa en áreas de estructuras de alto ángulo y es en especial más intensa en el área La Viruela. Donde los fenocristales de cuarzo están preservados, la identificación de la dacita es posible, por otra parte la unidad es definida en base a su posición estratigráfica que se sobrepone a la Unidad de sílice masiva.

Unidad de sílice masiva, desarrollada primariamente en tobas dacíticas, pero también en zonas de contacto con andesitas y dacitas en las áreas de La Viruela y La Cruz. Zonas estratiformes de sílice, reemplazan la roca, localmente con arcillas hidrotermales. La relación existente indica que la silicificación masiva precede al evento de deposición económicamente importante de oro. Esta unidad, que comprende material dominado fuertemente por sílice, también presenta variaciones a una mezcla que comprende silica con alunita.

Unidad *vuggy silica*–sílice-alunita. La roca con alteración sílice-alunita, se presenta como tobas andesíticas de granos finos, frecuentemente con textura de *vuggy silica*, encontrado en el área de La Viruela. La distribución de esta unidad es controlada por estructuras con dirección noreste de alto ángulo y por el contacto inferior de la Unidad de sílice masiva. Las zonas de andesita con alteración silica-arcillas está presente en la zona de La Viruela, ocurriendo en contacto gradacional con el contacto inferior de esta unidad, reflejando un decremento de la intensidad de la alteración en las tobas andesíticas.

Andesitas con alteración sílice-arcillas con mineralización controlada estructuralmente, encontradas en las áreas del Cerro Oro y La Cruz, comprenden andesitas con alteración sílice-arcillas con vetillas irregulares de cuarzo y *stockworks*.

Cuerpos silicificados, aparentemente controlados por zonas estructurales que pueden ser correlacionado entre los pozos de perforación en las zonas de Cerro Oro y La Cruz, incluyendo la profundidad, y la zona La Cruz.

Muestras sólo de barreno son las que se obtuvieron para el estudio de esta zona, las cuales son: G6, G7, G8, G9, G10, G11, G16, G17, G18 y G20.

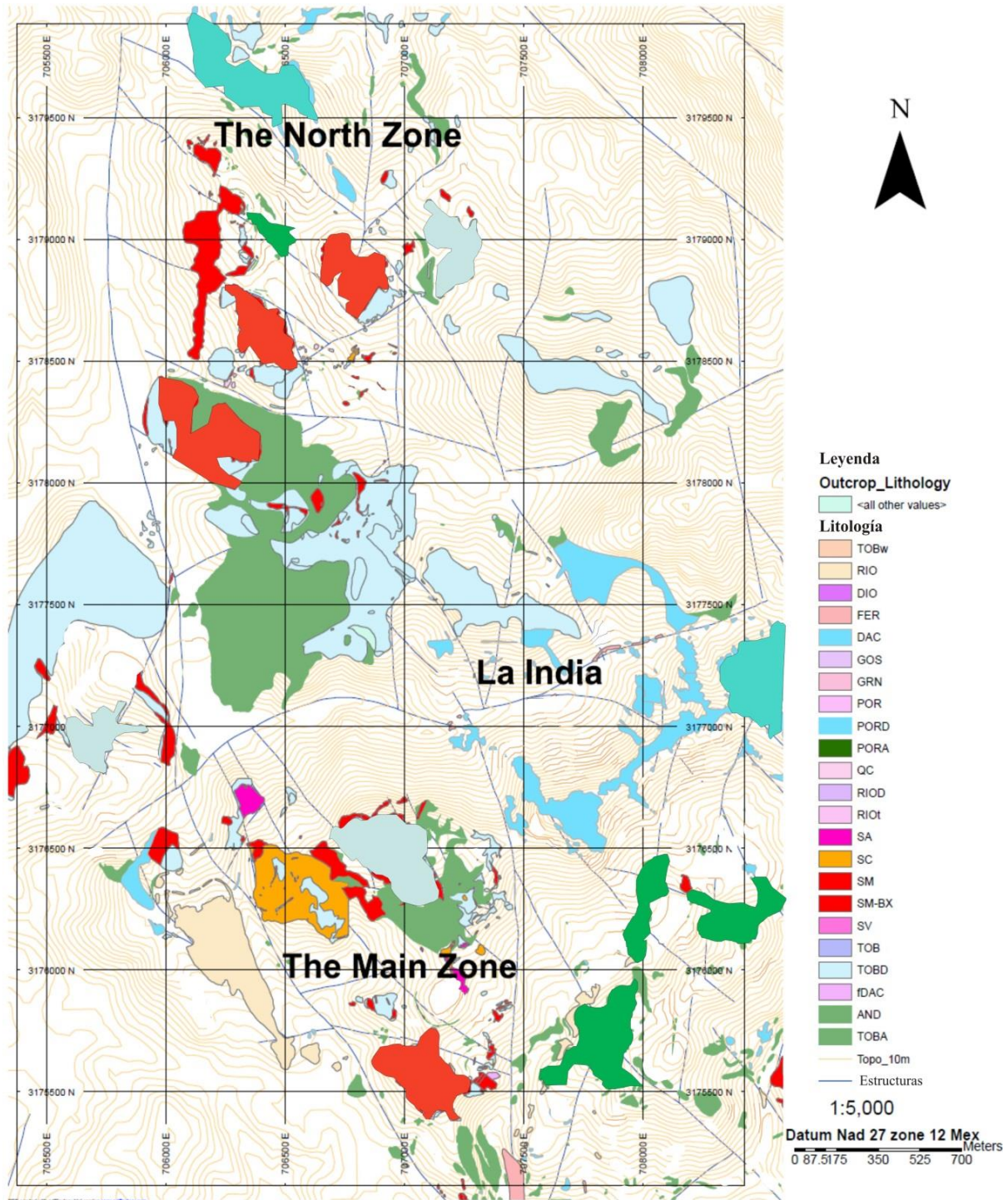


Figura IV. 7 Mapa geológico simplificado de La India, así como la ubicación de los dominios que la conforman (The North Zone, The Main Zone y La India). Adaptada de Reporte interno La India, 2013.

Capítulo V

Resultados

V RESULTADOS

La caracterización detallada de las muestras de roca superficiales y de barreno, se realizó siguiendo la sistemática mostrada en la metodología. Primeramente se procedió a realizar una caracterización detallada macroscópica de las texturas, estructuras y mineralogía de la roca para entender el contexto geológico en el que se han originado, modificado y/o alterado. A partir de esto, se procedió con el uso del microscopio petrográfico para conocer la mineralogía y su relación con las texturas de la roca, posteriormente se identificó y caracterizó toda la mineralogía con la Difracción de Rayos X, por último se trabajó con la espectrometría de Infrarrojo en las alunitas y las caolinitas para la discriminación en composición en cada una y el microscopio electrónico de barrido (SEM) para confirmar especies minerales y química de zonamientos.

V.1 Caracterización macroscópica de muestras

V.1.1 Análisis de rocas superficiales

Fueron analizadas 9 muestras superficiales las cuales se presentan silicificadas, el grado de silicificación en las muestras es variable, algunas se presentan totalmente silicificadas mientras que en otras la silicificación es menos pervasiva o presentan características de otro tipo de alteración (como argílica avanzada). La mayoría de las rocas superficiales se encuentran oxidadas, la oxidación se presenta más intensamente rellenando espacios abiertos, poros de disolución, fracturas y vetillas. Los minerales de oxidación son hematita y goethita principalmente (*Figura V.1*).

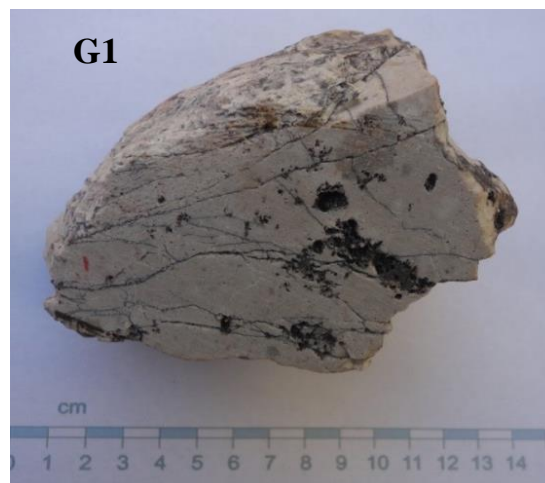


Figura V. 1 Ejemplar G1 de superficie silicificada con oxidación rellenando espacios abiertos p. ej. en cavidades y fracturas.

En la porosidad de la roca alterada existen crecimientos irregulares y semicirculares de cuarzo cristalino de tamaños de hasta 2 mm, asociados a costras y pátinas de óxidos de hierro.

Debido a la intensa silicificación en la mayoría de las rocas, no se puede distinguir la textura y mineralogía primaria, sin embargo, ocasionalmente se pueden observar algunas plagioclasas muy alteradas de la roca original. También se pueden distinguir cristales muy pequeños tabulares de color verde, que posiblemente son parte de los ferromagnesianos originales de la roca.

En pocas muestras se puede observar la alteración argílica avanzada compuesta por la asociación de caolinita, illita (discriminadas posteriormente mediante DRX) y alunita, con cuarzo abundante. (*Figura V.2*)

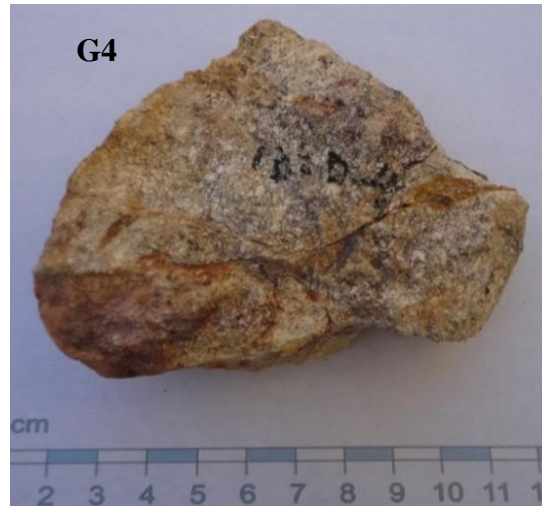


Figura V. 2 Muestra totalmente alterada a una alteración argílica avanzada.

V.1.2 Análisis de rocas de barrenos

Se estudiaron 16 muestras procedentes de 8 barrenos (IN-13-589, IN-13-582, IN-13-550, IN-13-563, IN-13-484, IN-13-568, DDH-11-183, DDH-10-155). Las muestras pertenecientes al barreno IN-13-589 se presentan silicificadas en su totalidad y sus tonalidades varían de un tono gris claro a oscuro, con moteado color blanco. El cuarzo se encuentra en forma masiva reemplazando a toda la roca. En otro sector del barreno se tiene una brecha con fragmentos de cuarzo de algunos milímetros a centímetros (*Figura V.3*). Las rocas presentan alteración *vuggy silica*, unas con mayor intensidad que otras, y en las cavidades (*vugs*) de algunas muestras se puede observar diminutos cristales de pirita en forma de agregados y diseminada en la brecha. También se pueden apreciar zonas de oxidación muy marcadas en los intervalos de menor profundidad.

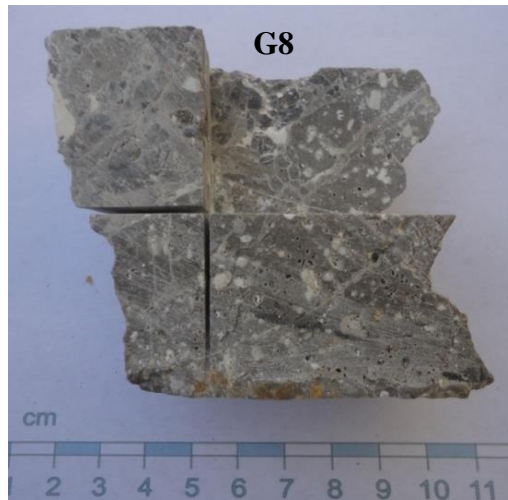


Figura V. 3 Muestra G8, brecha con fragmentos de cuarzo de mm a cm, se observan arcillas y alunita en cavidades.

Uno de los minerales que se encuentra notoriamente en este barreno es la alunita, que se muestra de dos formas diferentes: a) alunita cristalina rosada con cristales tabulares formando vetas y b) alunita terrosa de color rosado de forma dispersa en las cavidades de la roca o mezclada con minerales de arcilla y/o emplazándose en huecos de la roca que tienen forma tabular (*Figura V.4*).

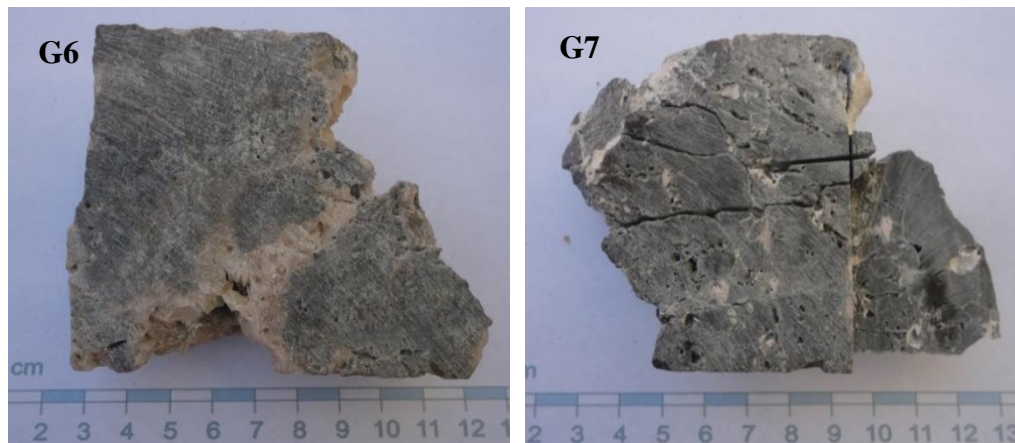


Figura V. 4 Muestras de barreno de diferente profundidad. Izquierda, a) vetilla de alunita con cristales rosados fibrosos en roca silicificada. Derecha, b) alunita rosada clara en forma granular localizada preferentemente en cavidades.

En el resto de los barrenos (IN-13-582, IN-13-550, IN-13-563, IN-13-484, IN-13-568, DDH-11-183, DDH-10-155), las muestras presentan características muy similares y la silicificación es muy marcada en todas. En algunas muestras se pueden observar brechas con clastos de sílice masiva con evidencias de disolución en los bordes de grano y nódulos de cuarzo gris acompañado de sulfuros (*Figura V.5*).

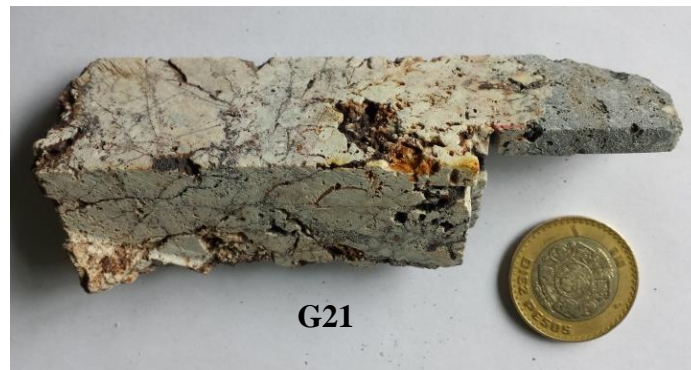


Figura V. 5 Muestra G21 de sílice masivo poroso con vugs rellenos de óxidos, y con nódulo de cuarzo gris y sulfuros en la parte derecha.

En cuanto a las asociaciones minerales se observa que la pirita está estrechamente ligada a la alunita y ocurre también preferencialmente entre los clastos que conforman la brecha. Los minerales arcillosos presentan diferentes tonalidades (p. ej. verdes, beige y blancas) y están relacionados principalmente a la alunita y a las cavidades de las rocas. También, se observan vetillas de óxidos y bandas de sulfuros.

Adicionalmente a lo anterior, se puede reconocer alunita supergénica en varias muestras, en especial las más superficiales, su coloración es naranja a rosada en vetillas conjugadas y en oquedades, por ejemplo en el barreno DDH-10-155 (*Figura V.6*). En el barreno IN-13-484, la muestra estudiada exhibe formas tabulares e irregulares de alunita de color claro con arcillas en una matriz silicificada, la cual presenta un vetilleo tardío de oxidación.



Figura V. 6 Muestra G25 de sílice masivo con vetilleo de óxidos y vetillas conjugadas de alunita tardía.

V. 2 Microscopía petrográfica

En la petrografía microscópica se observaron asociaciones mineralógicas semejantes para las diferentes muestras. Las rocas mineralizadas presentan una silicificación muy marcada, mostrando varias familias de cuarzo: vetas, cuarzo de relleno de oquedad (caverna), cuarzo microcristalino en matriz, cuarzo en agregados cristalinos o cúmulos con textura de recristalización y cuarzoes de reemplazamiento (*Figura V.7*).

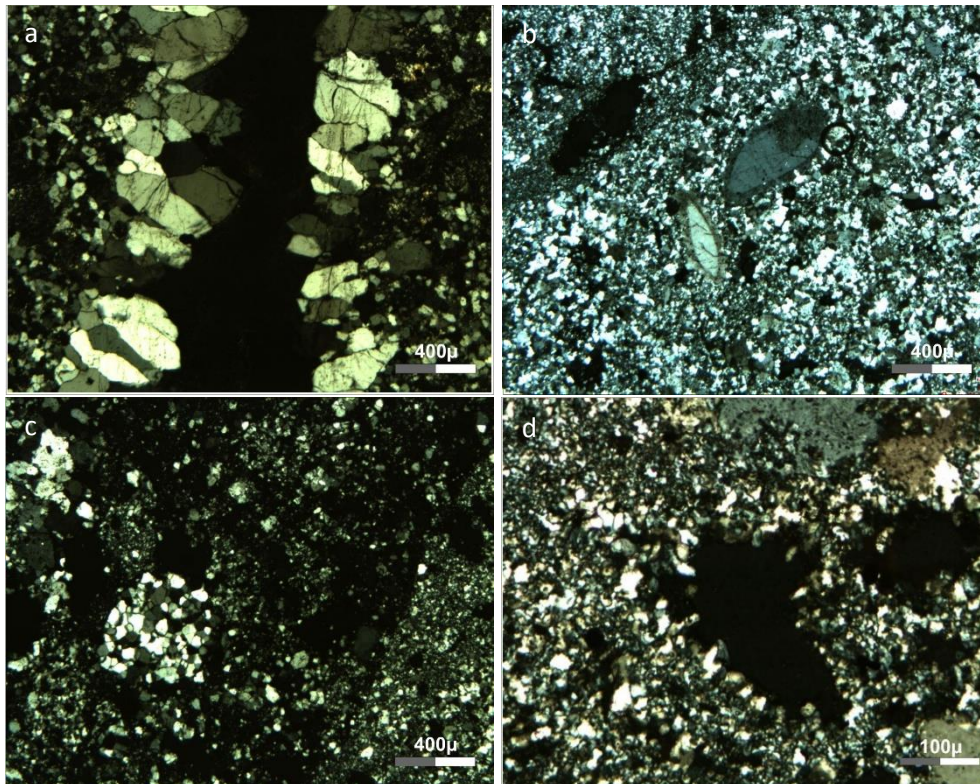


Figura V. 7 a: veta de cristales de cuarzo euedrales paralelos entre sí. b: cristales de cuarzo de reemplazamiento con bordes de reacción con el cuarzo microcristalino de matriz. c: cúmulo de cuarzoes de recristalización dentro de la matriz de cuarzo microcristalino. d: cuarzo de caverna.

Los minerales identificados fueron pirita, ilmenita, hematita, goethita, alunita, cuarzo, rutilo, zircón, barita, diásporo, jarosita y arcillas de tipo caolinita, dickita e ilita (éstas últimas identificadas y discriminadas por DRX). Entre los minerales que se encuentran en mayor proporción están el cuarzo, los óxidos de Fe y alunita. En contraste los minerales que solo se encuentran en cantidades accesorias en las muestras son la barita, diásporo, rutilo, pirofilita y zircón (*Figura V.8*).

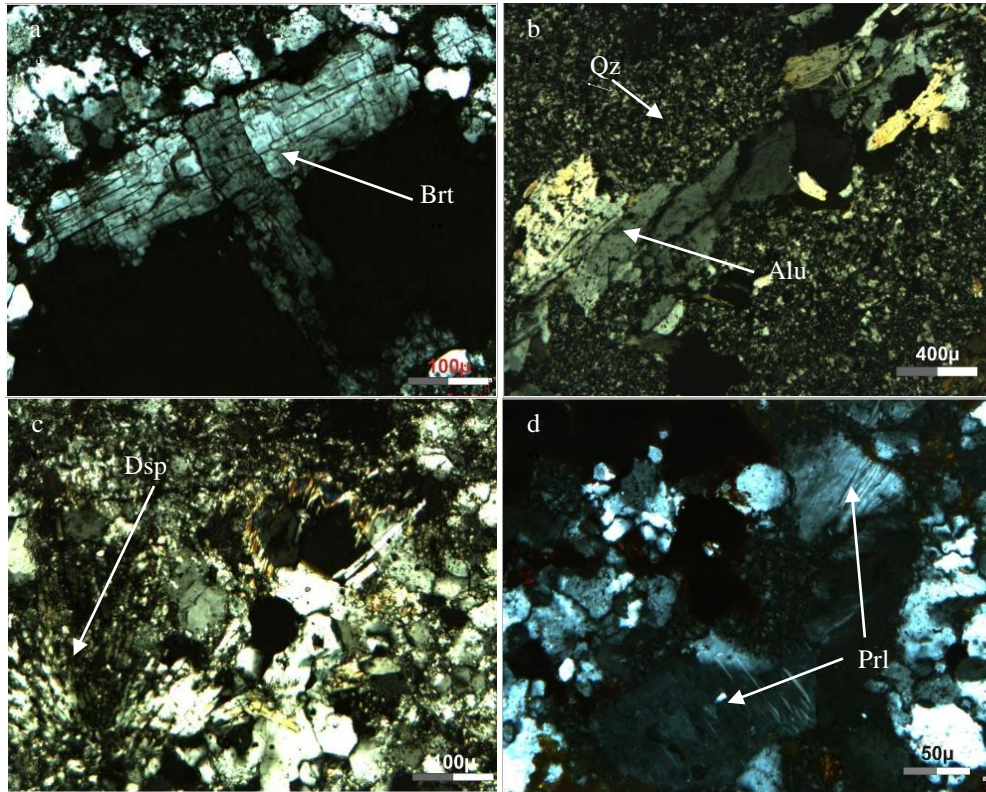


Figura V. 8 a: Cristales de barita (Brt) ubicados en porosidad de la roca, LTP. b: Vetilla de alunita (Alu) cortando la matriz de cuarzo (Qz) microcristalino, LTP. c: Diásporo (Dsp) en matriz de cuarzo-alunita, LTP. d: Pirofilita (Prl) en cuarzo de recristalización, se observa el hábito radial, LTP.

En las texturas estudiadas se denota la clara recristalización de la roca en general y el reemplazamiento de minerales por la presencia de pseudomorfos, cristales fantasmas (*ghosted crystals*), así como por la propia textura *vuggy silica*. Entre las formas de los minerales originales que fueron reemplazados se contemplan formas rómbicas y tabulares, que ahora son hospedantes de cuarzo microcristalino y macrocristalino (**Figura V.9**).

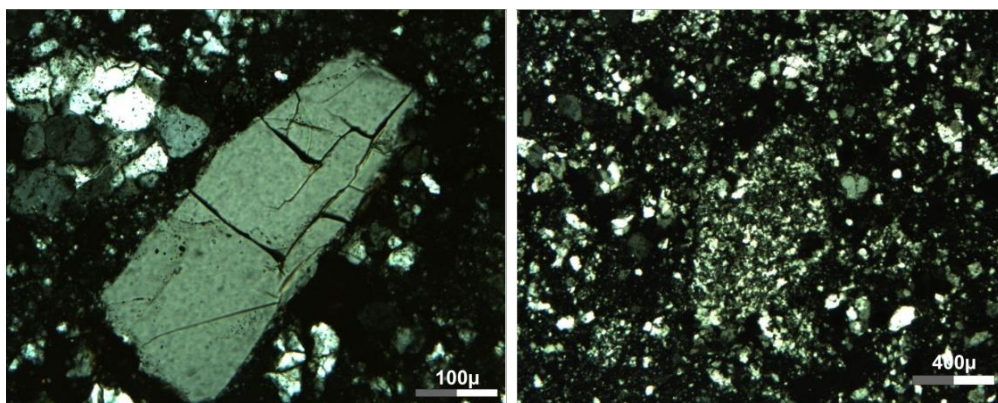


Figura V. 9 Izquierda: Cuarzo pseudomorfo de forma tabular en matriz de cuarzo y cúmulos de recristalización, LTP. Derecha: Cristal fantasma en forma rómbica, ahora reemplazado por cuarzo microcristalino, LTP.

También existen texturas de reemplazamiento por oxidación de los minerales de Fe en diferente grado, como la pirita y la titanomagnetita, los cuales se han transformado parcial o totalmente a hematita, goetita y/o jarosita. En el caso de la pirita (**Figura V.10**) se observa la textura de reemplazamiento tipo *boxwork* o de morfología celular, la cual se caracteriza por sus formas angulares y residuales del mineral reemplazado.

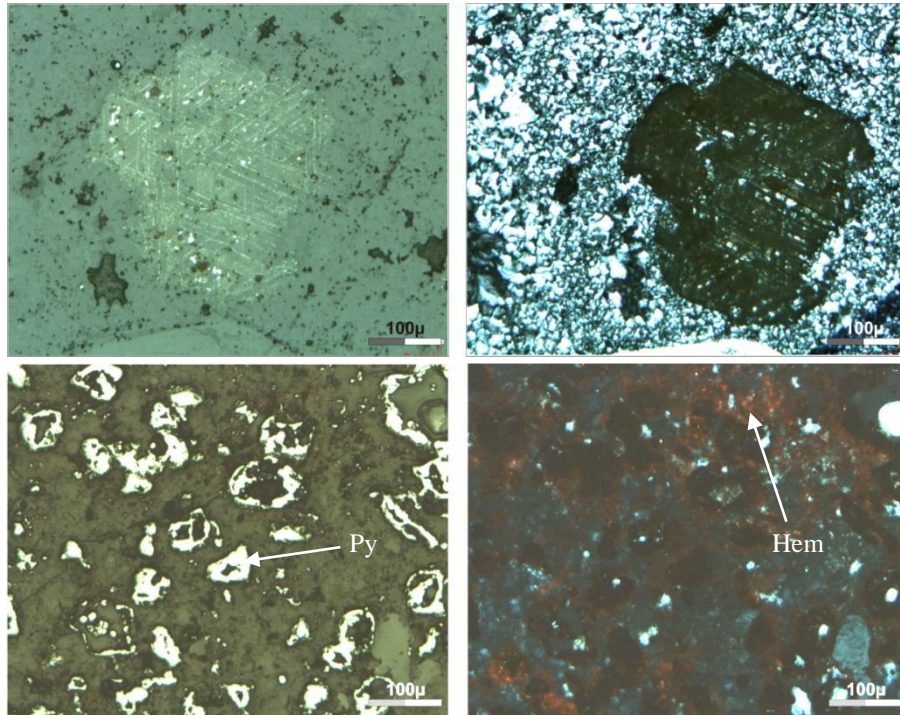
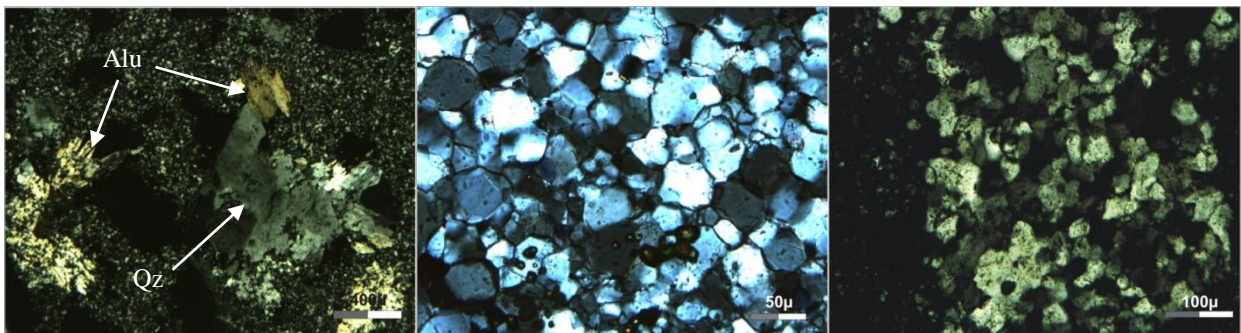


Figura V. 10 Arriba: Trazas de titanomagnetita en el crucero de la misma, el resto del cristal ha sido reemplazado. Abajo: Piritas en estado de reemplazamiento avanzado por hematita, se aprecian las fracturas irregulares en la pirita por el reemplazamiento.

La textura de recristalización, se presenta en la familia de cúmulos de cuarzo, agregados de cuarzo y en cristales de cuarzo aislado en los cúmulos con bordes de sobrecrecimiento. La recristalización es evidente porque algunos cuarzos presentan textura plumosa, otros presentan los típicos mosaicos de cuarzo con juntas en puntos triples y finalmente algunos con textura de rompecabezas (*jigsaw-quartz*) (Demoustier, 1998) (**Figura V.11**).



*Figura V. 11 Texturas de recristalización. Izquierda: Cuarzo con textura plumosa junto con cristales de alunita, LTP. Centro: Mosaico de cuarzo con juntas triples en sus contactos, LTP. Derecha: Cuarzos con contactos muy irregulares y de apariencia turbia (*jigsaw-quartz*), LTP.*

En la textura *vuggy silica* se observa claramente la porosidad inducida en las muestras, cavidades y remanentes de la forma original de los minerales preexistentes por disolución, los cuales presentaban formas rómbicas y tabulares, principalmente. Estas cavidades pueden o no estar rellenas parcial o totalmente por cuarzo en diferentes texturas. (*Figura V.12*).

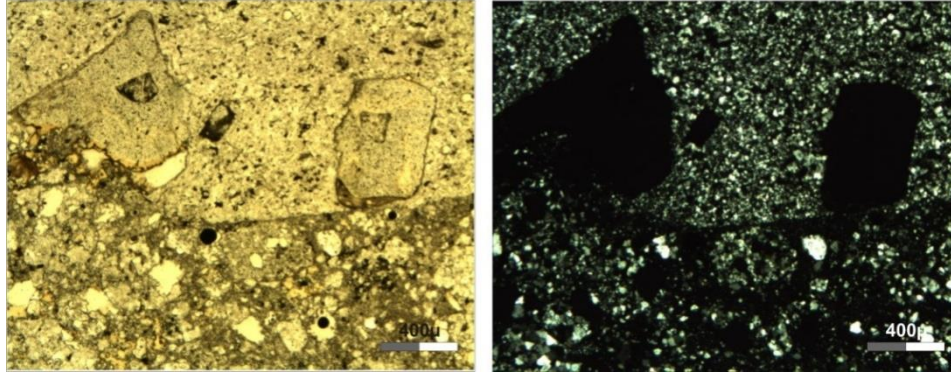


Figura V. 12 Textura *vuggy silica*, el clasto de silica masiva de la parte superior presenta las cavidades típicas de esta textura con formas de los minerales primarios de la roca. Izquierda, LT.

La pirita es uno de los minerales que se encuentra asociado a muchas de las texturas antes descritas, pues se encuentra en las zonas de alteración supergénica alterándose a hematita, goethita y jarosita, también se ha encontrado en la porosidad de la roca y las vetillas de cuarzo y alunita, así como también en los intersticios entre grano y grano de cuarzos de cúmulos de recristalización como del microcristalino de matriz. La alunita se puede observar microscópicamente de dos formas distintas y básicamente se relaciona al tamaño de los cristales, por un lado tenemos cristales grandes euhedrales a sub-euhedrales formando vetas y dispersos en la muestra y por el otro lado cristales microcristalinos tabulares que forman vetillas y son parte de la matriz cuarzo-alunita (*Figura V.13*).

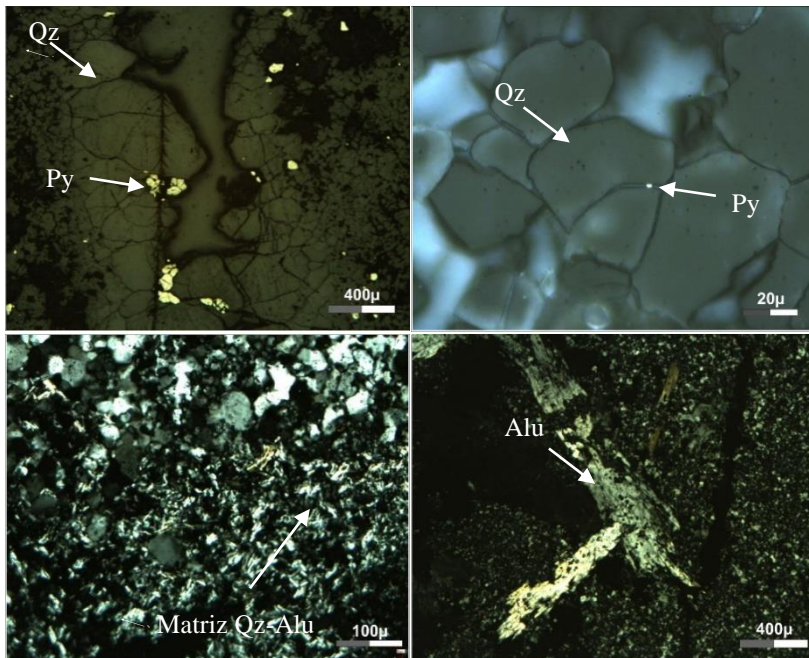


Figura V. 13 a) Pirita asociada a veta de cuarzo, b) Pirita localizada en los intersticios de granos de cuarzo, c) Matriz de cuarzo-alunita con cuarzo de recristalización, d) alunita tabular subeuhedral asociada a la matriz de cuarzo microcristalino.

También se observan texturas de relleno de espacios abiertos como las drusas y estructuras de peineta ya que en las drusas hay cristales de cuarzo creciendo hacia el centro de la cavidad que no logran rellenar (*Figura V.7d*). En la estructura de peineta se observan los cuarzos euhedrales creciendo en dirección paralela entre ellos pero perpendiculares a la pared de la fractura. Debido a la geometría de la fractura parte de la vetilla logra la unión de los cristales de ambos extremos, mientras que en otras zonas de la fractura quedan abiertas (*Figura V.7a*).

La textura de brecha también es observada en un par de muestras. Dichas brechas se encuentran relacionadas a las distintas familias de cuarzo así como también a minerales como la alunita, caolinita, jarosita, barita, rutilo, zircón y a óxidos de Fe (*Figura V.14*).

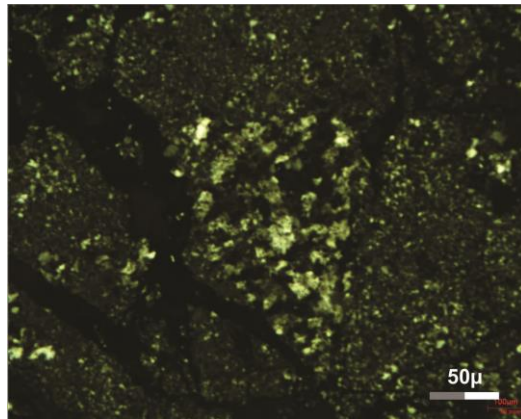


Figura V. 14 Brecha con fragmentos de matriz de cuarzo de recristalización.

V.3 Difracción de rayos X

V.3.1 Análisis de roca total

A continuación se presentan los resultados de los análisis con Difracción de rayos X de cada muestra y los difractogramas más representativos. Los minerales fueron identificados basándose en la posición (2 theta) de los picos de difracción de mayor intensidad de cada mineral, apoyándose de softwares especializados y las tablas de Hanawalt. En caso de duda se procedió a analizar los picos de menor intensidad y que son característicos de solo una especie mineral, (como fue en el caso de algunas arcillas) (*Tabla V.1*). En las bases de datos PDF-4-Minerals, las líneas de difracción (picos) de cada mineral están clasificadas de acuerdo a su intensidad, por ejemplo, para el caso de la alunita, los picos de mayor intensidad se ubican a: 2.99Å, 2.89Å y 2.25Å, los cuales presentan intensidades de 100, 100 y 80, respectivamente, por dar otro ejemplo, la hematita presenta sus picos de mayor intensidad a: 2.7Å (100), 2.52Å (70) y 1.69Å (45)

Tabla V. 1 Picos diagnósticos para la diferenciación entre caolinita y dickita, adaptada de Moore y Reynolds (1997).

Caolinita		Dickita	
d (Å)	I	d (Å)	I
3.842	4 $\frac{1}{2}$	3.262	1
2.750	3 $\frac{1}{2}$	3.097	1
2.340	9	2.937	1
2.290	8	2.795	1
1.992	5	2.324	9 $\frac{1}{2}$
1.619	6	1.974	4

Se utilizaron la base impresa del ICDD (*International Center Diffraction Data*) y su respectiva base electrónica PDF-4-Minerals ICDD, así como el ICSD (*Inorganic Crystal Structure Database*), para la identificación de las fases minerales.

Las fases minerales identificadas con sus 3 respectivos picos de mayor intensidad son resumidas en la *Tabla V.2*

Tabla V. 2 Minerales identificados durante DRX, se muestran los 3 principales picos en Å con sus respectivas intensidades

Mineral	Picos (intensidad)	Mineral	Picos (intensidad)
cuarzo	3.343 Å (100), 4.255 Å (16), 1.818 Å (13)	alunita	2.992 Å (100), 2.892 Å (100), 2.295 Å (80)
caolinita	7.17 Å (100), 3.579 Å (80), 4.366 Å (60)	dickita	7.162 Å (100), 3.581 Å (63), 2.324 Å (58)
ilita	3.35 Å (100), 2.60 Å (100), 10 Å (80)	hematita	2.70 Å (100), 2.519 Å (70), 1.694 Å (45)
jarosita	3.083 Å (100), 3.11 Å (64), 5.102 Å (56)	pirita	2.707 Å (100), 1.632 Å (83), 2.421 Å (60)
goethita	4.145 Å (100), 2.449 Å (36), 2.684 Å (23)	rutilo	2.056 Å (100), 2.343 Å (40), 2.142 Å (35)
barita	3.445 Å (100), 3.103 Å (95), 3.319 Å (70)	diásporo	3.99 Å (100), 2.317 Å (56), 2.131 Å (52)
anortita Na	3.197 Å (100), 3.209 Å (93), 3.181 Å (85)	magnesio- hornblenda	8.407 Å (100), 3.102 Å (70), 3.263 Å (20)

A continuación se presentan los resultados divididos en: (a) análisis de la mineralogía de roca total (*Tabla V.3*) y (b) en análisis de la fracción arcilla (<2µm) (*Tabla V.4*).

MINERALOGÍA DE ROCA TOTAL

Tabla V. 3 Resultado de los análisis de Difracción de Rayos X en roca total. En negritas se muestran las fases abundantes y en cursivas las fases presentes en cantidades accesorias.

CLAVE INTERNA G	CLAVE MINERA Y CLAVE DRX	FASES IDENTIFICADAS	FICHAS PDF	OBSERVACIONES
G1	IND-NNZ-3 LaIndia125654	Cuarzo: SiO ₂ Hematita: Fe ₂ O ₃ Trazas mínimas a ~11Å que probablemente corresponden a <i>interestratificados ilita-esmectita</i> .	[46-1045] [33-0664]	Se observa un pico muy pequeño a ~3.25Å que se corresponde con el pico más intenso del <i>rutilo</i> . Se observa un pico muy pequeño a 2.548 Å que corresponde probablemente a <i>un óxido de hierro</i> . Se recomienda separación de la fracción arcilla (<2micras) e identificación detallada de filosilicatos.
G3	IND-NNZ-1 LaIndia155457	Plagioclasa de tipo Anortita Sódica: (Ca,Na)(Al,Si) ₂ Si ₂ O ₈ Cuarzo: SiO ₂ Anfíbol de tipo Magnesiohornblenda o similar (Ca,Na) _{2.26} (Mg,Fe,Al) _{5.15} (Si,Al) ₈ O ₂ Goethita: FeO(OH) Alunita: KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	[20-0528] [46-1045] [31-968] [01-076-7169] [14-0136]	La <i>Goethita</i> es de baja cristalinidad. Pico muy pequeño sin identificar ~5.27 Å. Pico muy pequeño sin identificar ~7.6 Å. Esta posición es característica del <i>yeso</i> pero la presencia de este mineral debería confirmarse con otros métodos. Posible presencia de otras fases minoritarias. Para su determinación se recomienda analizar la muestra en una rutina por pasos (<i>step scan</i>).
G4	IND-NNZ-4 LaIndia144903	Cuarzo SiO ₂ Caolinita Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ Alunita KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆ <i>Trazas de:</i> <i>Filosilicatos a 10Å que probablemente correspondan a ilita</i> Barita: BaSO ₄	[46-1045] [14-164] [14-0136] [24-1035]	Se observa un pico muy pequeño a ~3.25Å que corresponde con el pico más intenso del <i>rutilo</i> . Importante proporción de caolinita. La caracterización de filosilicatos se realizó en la fracción arcilla (<2micras).

CLAVE INTERNA G	CLAVE MINERA Y CLAVE DRX	FASES IDENTIFICADAS	FICHAS PDF	OBSERVACIONES
G5	IND-NNZ-5 LaIndia152237	Cuarzo SiO ₂ Goethita: FeO(OH)	[46-1045] [01-076-7169]	Importante proporción de cuarzo.
G6	IN-13-589 (117.90 m) Alunita233710	Alunita KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆ Cuarzo SiO ₂ Trazas mínimas a ~11Å que pueden corresponder a <i>interestratificados illita-smectita</i> .	[14-0136] [46-1045]	Alunita de alta cristalinidad. Se utilizará el escaneo más lento de la muestra G6 para determinar los parámetros de celda de este mineral y se compararan con los de la literatura para su clasificación. La caracterización de filosilicatos se realizó en la fracción arcilla (<2micras).
G7	IN-13-589-3 (116.9 m) Alunita032558	Alunita KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆ Cuarzo SiO ₂ Trazas mínimas a ~11Å que pueden corresponder a <i>interestratificados illita-smectita</i> .	[14-0136] [46-1045]	Importa proporción de cuarzo y alunita. Se utilizará el escaneo más lento de la muestra G7 para determinar los parámetros de celda de este mineral. Pico muy pequeño a 3.241 Å, posiblemente corresponde al pico de máxima intensidad del <i>rutilo</i>
G8	IN-13-589-2 (64 - 66.2 m) LaIndia204156	Cuarzo SiO ₂ Alunita KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆ <i>Trazas de:</i> Caolinita Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ Jarosita KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆ Barita BaSO ₄ Rutilo TiO ₂	[46-1045] [14-0136] [14-164] [04-015-0713] [24-1035] [21-1276]	Importante proporción de cuarzo.

CLAVE INTERNA G	CLAVE MINERA Y CLAVE DRX	FASES IDENTIFICADAS	FICHAS PDF	OBSERVACIONES
G9	IN-13-589 (64 m)	Cuarzo SiO ₂ Alunita KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	[46-1045] [14-0136]	
	LaIndia211530	<i>Trazas de:</i> <i>Mineral del grupo de la caolinita-dickita</i> <i>Al₂Si₂O₅(OH)₄</i> Pirita FeS ₂	[14-164] y [04-011-5452] [04-014-3191]	
G10	IN-13-589 (57.9 - 59.65 m)	Cuarzo SiO ₂	[46-1045]	
	LaIndia214905	<i>Trazas de:</i> Caolinita Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ Alunita KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	[14-164] [14-0136]	
G11	IN-13-589 (64 - 67.5 m)	Cuarzo SiO ₂ Alunita KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	[46-1045] [14-0136]	Se observa un pico muy pequeño a ~3.25Å que es se corresponde con el pico más intenso del rutilo .
	LaIndia222239	<i>Trazas de:</i> Goethita FeO(OH) Caolinita Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ <i>Trazas mínimas a ~11Å que pueden corresponder a interestratificados illita-esmectita.</i>	[01-076-7169] [14-164]	Pico a ~ 8.19 Å, sin identificar. Podría corresponder a un anfíbol pero debería confirmarse. La caracterización de filosilicatos se realizó en la fracción arcilla (<2micras).
G12	NZW-3	Cuarzo SiO ₂ Hematita Fe ₂ O ₃	[46-1045] [33-0664]	Importante proporción de hematita.
	LaIndia225650	<i>Trazas de:</i> Alunita KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆ Rutilo TiO ₂	[14-0136] [21-1276]	

CLAVE INTERNA G	CLAVE MINERA Y CLAVE DRX	FASES IDENTIFICADAS	FICHAS PDF	OBSERVACIONES
G13	IND-1 LaIndia102553	Cuarzo SiO ₂ Mineral del grupo de la caolinita-dickita Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ Hematita Fe ₂ O ₃ Goethita FeO(OH) <i>Trazas de:</i> Alunita KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	[46-1045] [14-164] y [04-011-5452] [33-0664] [01-076-7169] [14-0136]	Se observa un pico muy pequeño a ~3.25Å que se corresponde con el pico más intenso del rutilo . Se observa un pico muy pequeño a ~3.10Å que se corresponde con el pico más intenso de la barita . La caracterización de filosilicatos se realizó en la fracción arcilla (<2micras).
G14	LaIndia105928	Cuarzo SiO ₂ <i>Trazas de:</i> Alunita KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆ Caolinita Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	[46-1045] [14-0136] [14-164]	
G15	LaIndia113349	Cuarzo SiO ₂	[46-1045]	
G16	IN-13-582 (46.9 m) LaIndia210432	Cuarzo SiO ₂ Alunita KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆ Ilita KAl ₂ (Si ₃ AlO ₁₀)(OH) ₂ <i>Trazas de:</i> Pirita FeS ₂ Mineral del grupo de la caolinita-dickita Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ Diásporo AlO(OH)	[46-1045] [14-0136] [31-968] [04-014-3191] [14-164] y [04-011-5452] [5-0355]	Importante proporción de cuarzo. La caracterización de filosilicatos se realizó en la fracción arcilla (<2micras).

CLAVE INTERNA G	CLAVE MINERA Y CLAVE DRX	FASES IDENTIFICADAS	FICHAS PDF	OBSERVACIONES
G17	IN-13-550 (34 m)	Cuarzo SiO ₂ Alunita KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	[46-1045] [14-0136]	
	LaIndia101602	<i>Trazas de:</i> <i>Mineral del grupo de la caolinita-dickita</i> <i>Al₂Si₂O₅(OH)₄</i> Rutilo TiO ₂	[14-164] y [04-011-5452] [21-1276]	
G18	IN-13-563 (32.5 m)	Cuarzo SiO ₂ Hematita Fe ₂ O ₃	[46-1045] [33-0664]	Importante proporción de cuarzo.
	LaIndia104937	<i>Trazas de:</i> Alunita KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆ Rutilo TiO ₂	[14-0136] [21-1276]	
G19	IN-13-484, 111299 C7 (13.4 m)	Cuarzo SiO ₂ Ilita KAl ₂ (Si ₃ AlO ₁₀)(OH) ₂ Goethita FeO(OH) Alunita	[46-1045] [31-968] [01-076-7169] [14-0136]	Importante proporción de ilita. Hay picos sin identificar: 3.72, 3.195 y 2.855.
	LaIndia112311	KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆ <i>Trazas de:</i> Rutilo TiO ₂ Jarosita KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆ Caolinita Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ Barita BaSO ₄	[21-1276] [04-015-0713] [14-164] [24-1035]	La caracterización de filosilicatos se realizó en la fracción arcilla (<2micras).
G20	IN-13-568 (33.10 m)	Cuarzo SiO ₂ Caolinita Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ Ilita KAl ₂ (Si ₃ AlO ₁₀)(OH) ₂ Hematita Fe ₂ O ₃	[46-1045] [14-164] [31-968] [33-0664]	Hay picos sin identificar: 4.48, 2.583.
	LaIndia115722	<i>Trazas de:</i> Alunita KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆ Jarosita KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	[14-0136] [04-015-0713]	

CLAVE INTERNA G	CLAVE MINERA Y CLAVE DRX	FASES IDENTIFICADAS	FICHAS PDF	OBSERVACIONES
G21	DDH-11-183, 492701 (23 m – 24 m) LaIndia152945	Cuarzo SiO ₂ Pirita FeS ₂ Barita BaSO ₄	[46-1045] [04-014-3191] [24-1035]	Importante proporción de cuarzo. Presencia notable de barita. No presenta filosilicatos.
G22	DDH-10-155, 9434 (20.35 - 22m) LaIndia160319	Cuarzo SiO ₂ Caolinita Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ Alunita KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆ Pirita FeS ₂ Hematita Fe ₂ O ₃ <i>Trazas de Ilita KAl₂(Si₃AlO₁₀)(OH)₂</i>	[46-1045] [14-164] [14-0136] [04-014-3191] [33-0664] [31-968]	Importante proporción de caolinita y alunita. La caracterización de filosilicatos se realizó en la fracción arcilla (<2micras).
G23	DDH-11-183, 492700 (22 - 23 m) LaIndia163653	Cuarzo SiO ₂ Goethita FeO(OH) <i>Trazas de:</i> Hematita Fe ₂ O ₃ Rutilo TiO ₂	[46-1045] [01-076-7169] [33-0664] [21-1276]	Quedo un pico sin identificar a 1.607 Å. No se reportan filosilicatos.
G24	DDH-11-183, 492726 (53-54 m) LaIndia171027	Dickita Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ Cuarzo SiO ₂ Alunita KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆ <i>Trazas de:</i> Pirita FeS ₂	[04-011-5452] [46-1045] [14-0136] [04-014-3191]	Importante proporción de dickita. La caracterización de filosilicatos se realizó en la fracción arcilla (<2micras).

CLAVE INTERNA G	CLAVE MINERA Y CLAVE DRX	FASES IDENTIFICADAS	FICHAS PDF	OBSERVACIONES
G25	DDH-10-155, 9433 (19-20.35 m)	Alunita $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$	[14-0136] y [41-1467]	Importante proporción de Alunita.
		Cuarzo SiO_2	[46-1045]	La caracterización de filosilicatos se realizó en la fracción arcilla (<2micras).
	Hematita Fe_2O_3	[33-0664]		
	LaIndia174437	Goethita $FeO(OH)$ Barita $BaSO_4$	[01-076-7169] [24-1035]	Mineral del grupo de las micas a 10.91 Å.

En resumen se observó que todas las muestras presentan alta silicificación y que los minerales más abundantes en el estudio fueron el cuarzo, alunita, caolinita, dickita y en menor medida hematita, goethita, pirita, interstratificados ilita-esmectita e ilita. En contraste los minerales accesorios fueron la barita, diásporo, rutilo, zircón. Y solo en una muestra se observaron ferromagnesianos como la magnesio-hornblenda y plagioclasa de tipo anortita Na. Los siguientes difractogramas (*Figura V.15-Figura V.21*) muestran estas asociaciones minerales y sus respectivos picos característicos.

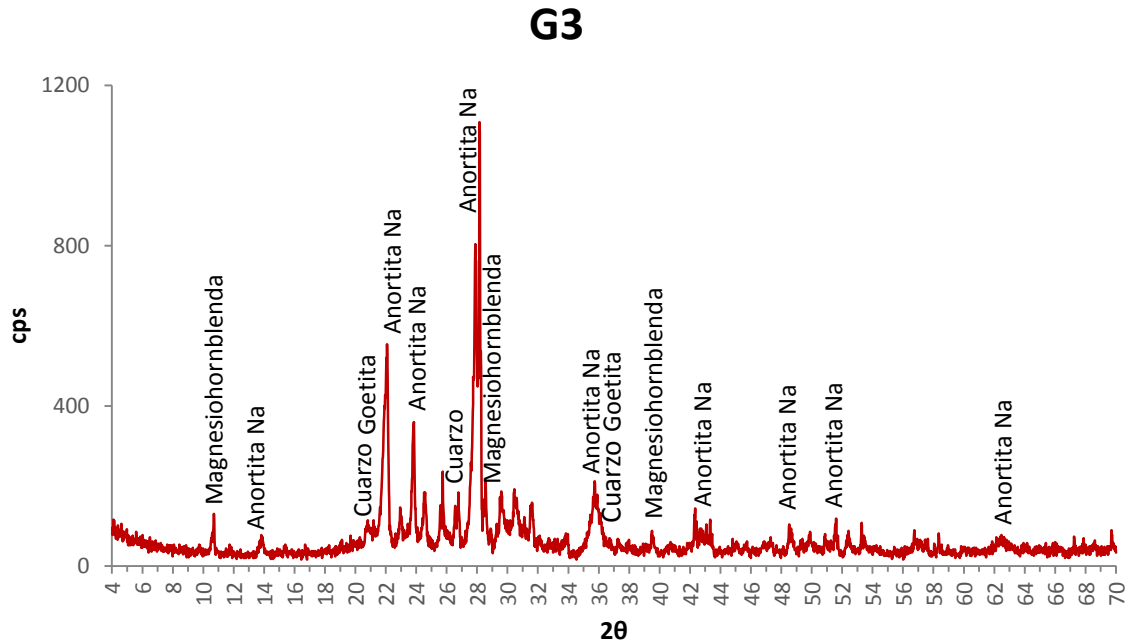


Figura V. 15 Muestra con presencia de plagioclasa intermedia y mineral ferromagnesiano del grupo de los anfíboles.

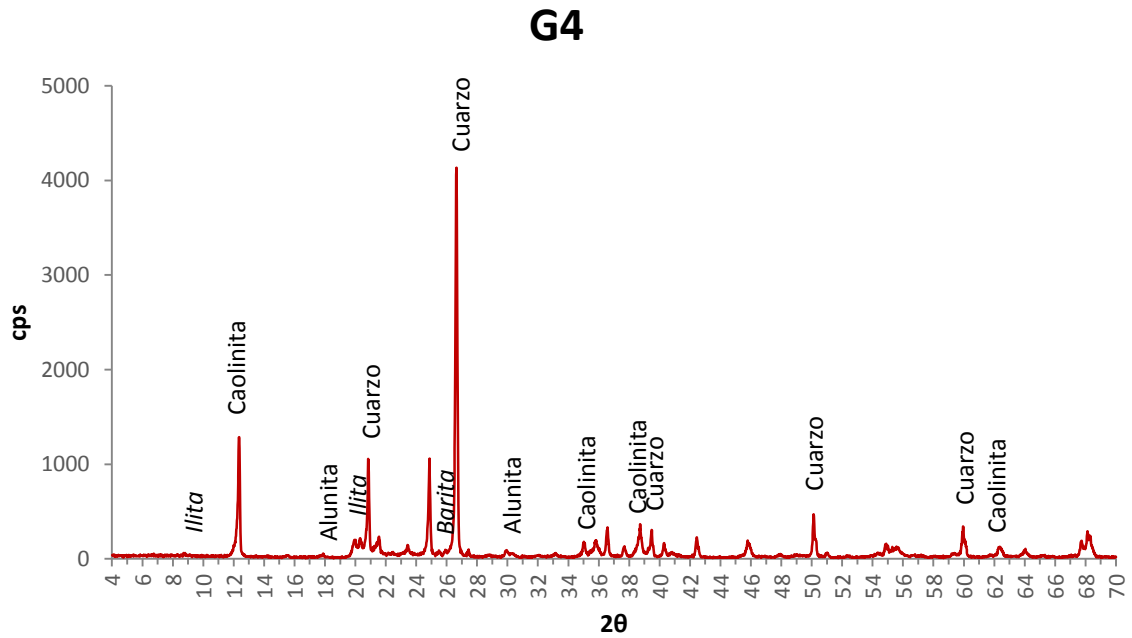


Figura V. 16 Muestra con importante proporción de cuarzo y caolinita, así como trazas de barita a 3.445 Å.

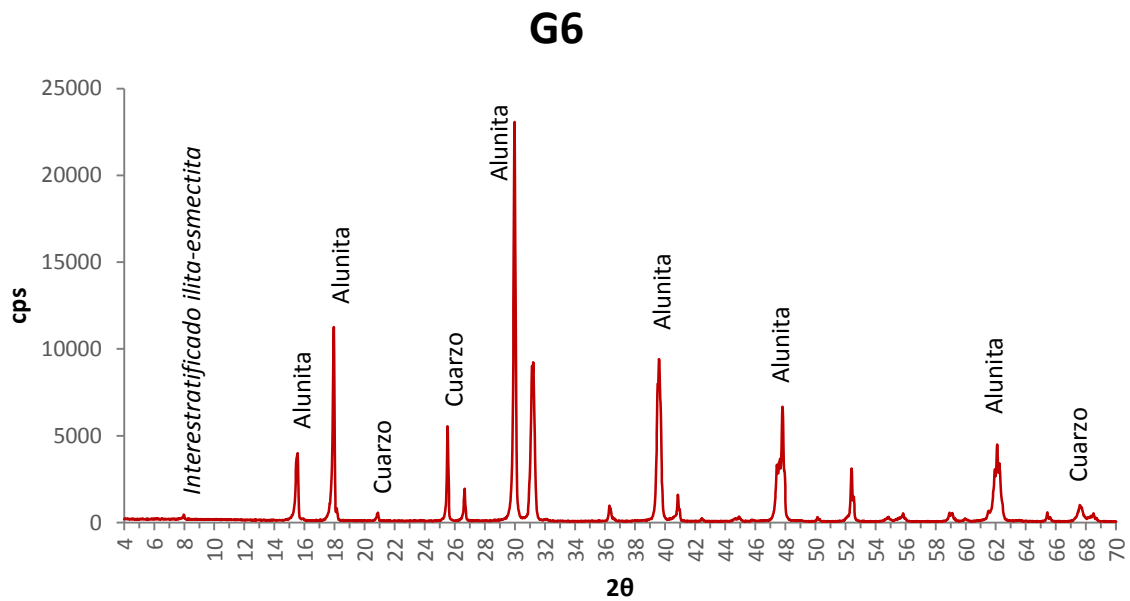


Figura V. 17 Difractograma en donde se refleja claramente la presencia de alunita con los picos más característicos de la misma (2.992 Å, 2.892 Å y 2.295 Å).

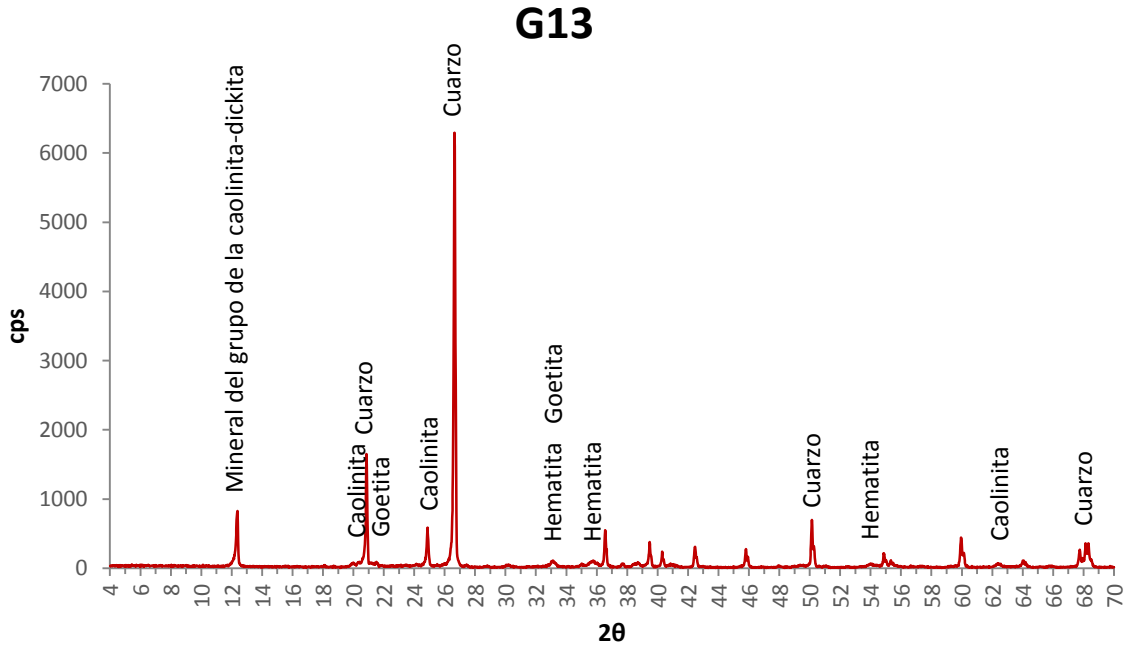


Figura V. 18 Muestra silicificada con importante proporción de minerales del grupo de la caolinita-dickita, también se observan minerales de oxidación como son la hematita y goetita a 2.696 Å, 2.506 Å y 1.694 Å para la hematita y a 4.188 Å y 2.696 Å para la goetita.

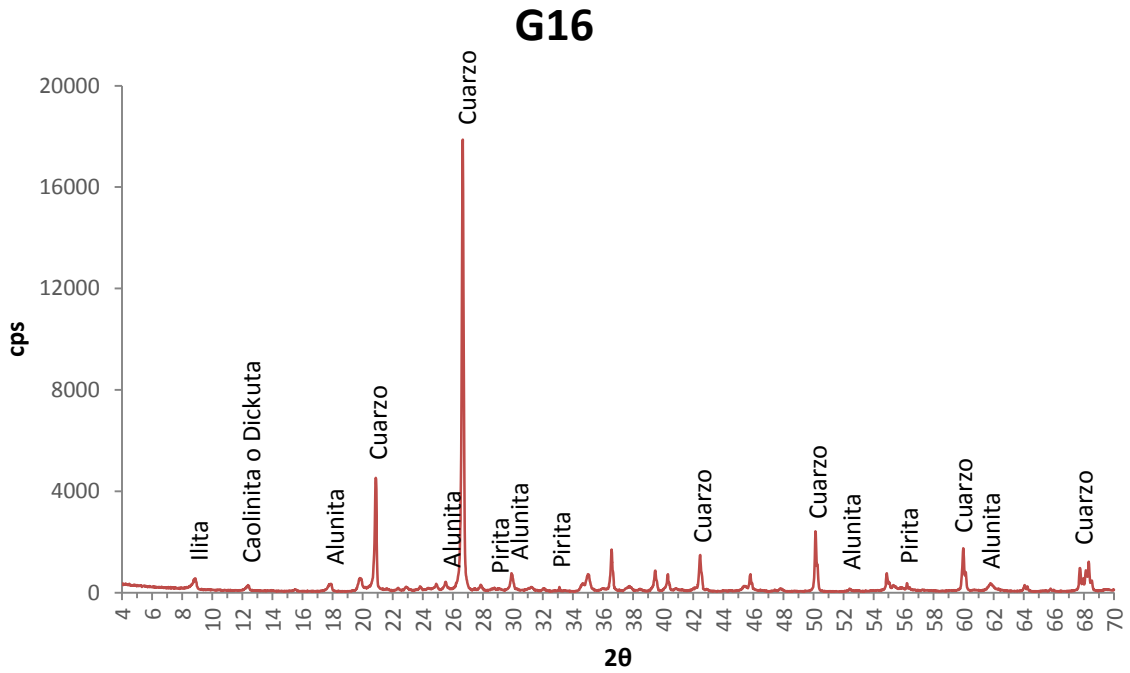


Figura V. 19 Difractograma de una roca de sílice masiva, se observan los picos más intensos del cuarzo a 3.343 Å y 4.255 Å, también se identificó pirita a 2.707 Å y 1.632 Å.

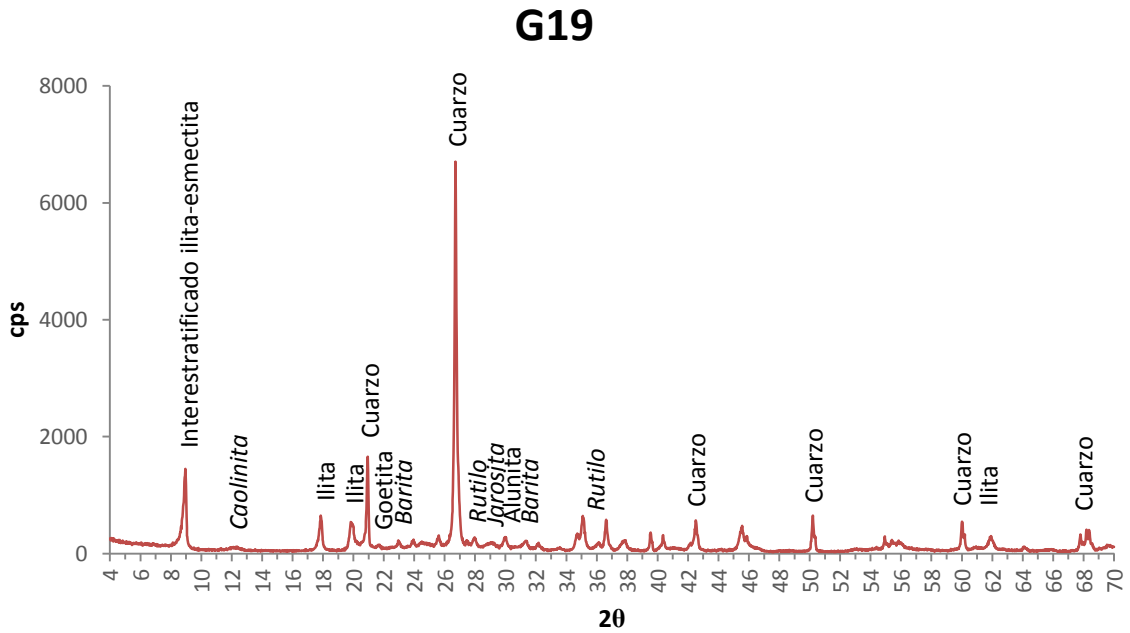


Figura V. 20 Presencia de interstratificado illita-esmectita a $\sim 10 \text{ \AA}$, así como trazas de minerales como el rutilo a 3.241 y 2.486 \AA , jarosita a 3.08 \AA y barita a 3.88 \AA y 2.836 \AA .

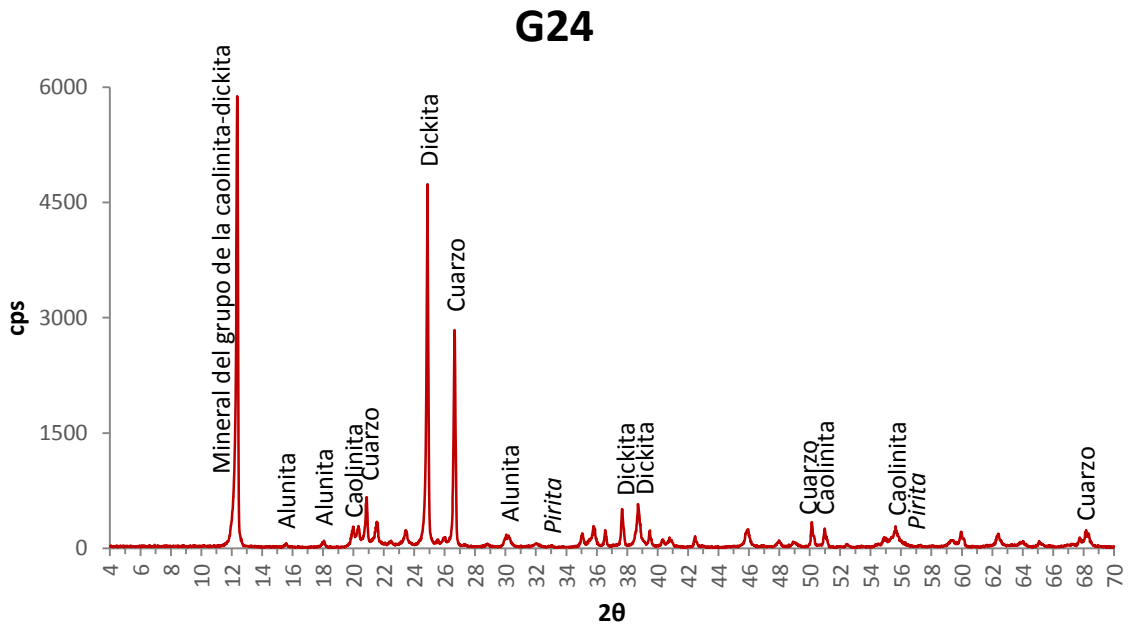


Figura V. 21 Muestra con importante proporción de minerales del grupo de la caolinita-dickita, nótese el pico a $\sim 7.2 \text{ \AA}$, característico de estos minerales.

V.3.2 Análisis de fracción arcilla (<math><2\mu\text{m}</math>)

Los minerales de la arcilla se identificaron (previa extracción de la fracción menor a 2 micras de la muestra) en fracción orientada. Cada muestra se analizó en tres condiciones diferentes:

- Muestra orientada sin tratamiento (escaneo de 4° a 70°)
- Muestra glicolada (escaneo de 4° a 30°)
- Muestra calentada a 450° y/o 550° (escaneo de 4° a 30°)

La muestra orientada nos sirve para excluir aquellas fases que no cumplen con el tamaño de la fracción arcilla (<math><2\mu\text{m}</math>), cuando la muestra se trata con etilenglicol, éste nos ayuda a diferenciar las arcillas que son expandibles como el caso de la esmectita, y por último el calentamiento destruye las arcillas que contienen grupos hidroxilos en su estructura, como el caso de la caolinita.

Un parámetro que se obtuvo del difractograma de la illita y del interestratificado illita-esmectita después del proceso de glicolación fue el IK (Índice de Kübler), el cual mide los cambios de forma de la primera reflexión basal de la illita-moscovita en DRX en una distancia interplanar de $\sim 10\text{ \AA}$ (*Figura V.22*). Actualmente los software de difracción de Rayos X nos permiten conocer el IK en la hoja de resultados de los datos de procesos básicos bajo el nombre de FWHM (*Full Width at Half-Maximum height*) para el pico a 10 \AA de la illita.

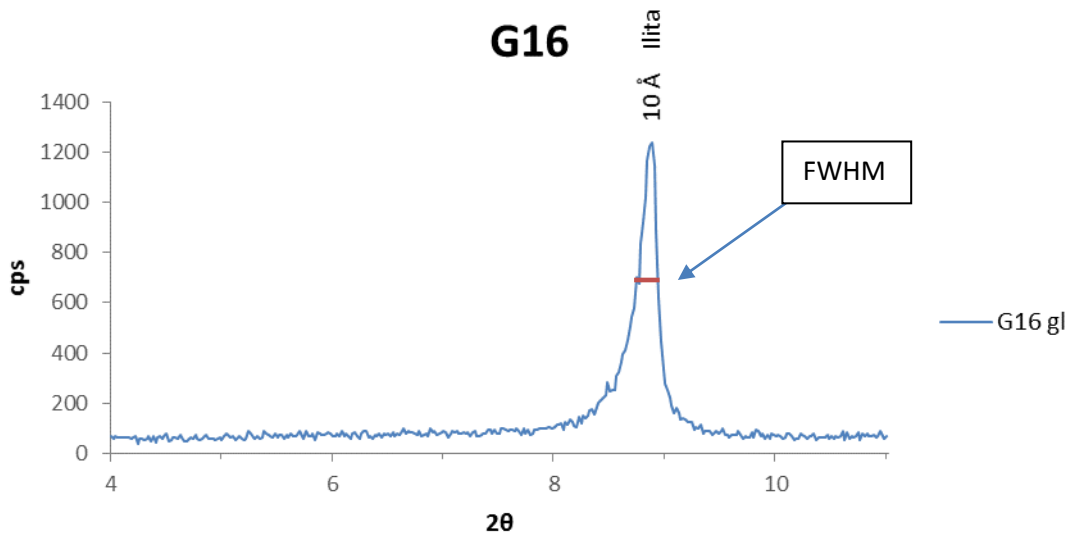


Figura V. 22 Reflexión a 10 \AA de la illita después del proceso de glicolación. Se marca en rojo el FWHM = IK

El IK se ha utilizado para definir los límites entre las diferentes zonas de metamorfismo y nos permite conocer el grado de cristalinidad de la illita y poderla diferenciar entre arcilla o mica, así como conocer la profundidad y temperatura aproximada de formación del mineral. Cuando el IK es menor a 0.25 nos marca la epizona y el mineral debe ser considerado como una mica (sericita). Si $\text{IK} = 0.25$ estamos en el límite epizona-anquizona. Si $\text{IK}=0.42$ estamos en el límite anquizona-

diagénesis y por ultimo si IK es igual a 1 nos encontramos en la zona diagenética (Abad, 2013) (**Figura V.23**). Se elige medir este parámetro en la muestra glicolada debido a que la interferencia de la esmectita en los interestratificados illita-esmectita, es menor después del proceso de glicolación (Abad, 2013).

Zona metapelítica (Profundidad, km)	Temperature (°C)	KI ($\Delta^2\theta$)	% illite in I/S
Zona diagenética superficial 3.5-4	~100	~1.00	60-80
Zona diagenética profunda 6.5-8	~200	0.42	~90
Anquizona baja		0.30	95
Anquizona alta 10-12	~300	0.25	>99
Epizona			

Figura V. 23 Zonas de metamorfismo relacionadas con el IK

El cálculo se realiza a través de una interpolación de una curva calibrada con base en datos reportados en la literatura, en donde se relaciona el IK con la temperatura asociada de formación. La curva utilizada se calibro utilizando los valores de Abad (2013), de donde se obtuvo la ecuación general $y = 100.14x^{-0.7932}$, de donde es lo mismo $T (^{\circ}C) = 100.14(IK)^{-0.7932}$ (**Figura V.24**)

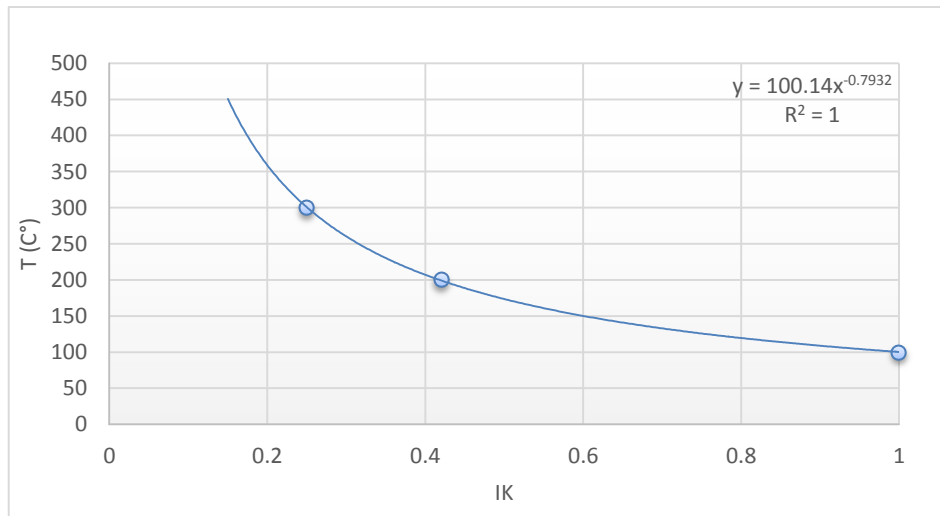


Figura V. 24 Curva de correlación entre el IK y la temperatura, basada en los datos de Abad (2013).

La temperatura calculada para la illita resulto en un rango de 200 a 269°C, por comparación, datos obtenidos simultáneamente en un trabajo aún no publicado de microtermometría de

inclusiones fluidas en diferentes variedades de cuarzo como: tabular, plumoso, sucio, mosaico y cristalino, mostraron como resultado un rango de temperatura de homogenización de: 162.36°C – 243.09°C (*comunicación personal*, Rodríguez-Díaz, 2014).

En el análisis particular de los minerales del grupo de la caolinita, se procedió a realizar la discriminación entre los dos politipos (caolinita-dickita) por medio de los picos característicos que presenta cada uno en muestra no orientada. También, se interpretó el resultado de la muestra calentada, debido a que, durante el proceso de deshidroxilación, el cual empieza a los 420-430°C (Frost y Vassallo, 1996), la dickita a diferencia de la caolinita tiende a soportar temperaturas mayores a los 550°C (Wilson, 2013). En otras palabras, si teníamos caolinita en la muestra orientada, en el difractograma de la muestra calentada no se observará el pico a $\sim 7.2 \text{ \AA}$ debido a su destrucción, por el contrario, si se tratase de dickita, el pico a $\sim 7.2 \text{ \AA}$ podría desaparecer o mostrar una reducción en cuanto a su intensidad debido a su mayor resistencia a la deshidroxilación.

MINERALOGÍA DE LA FRACCIÓN ARCILLA

Tabla V. 4 Resultado de los análisis de Difracción de Rayos X en la fracción arcilla (<2 μm). En cursiva se muestran las fases presentes en cantidades accesorias y en negritas el IK.

CLAVE G	Picos sin tratamiento	Picos con etilenglicol	Picos a 550°C	Fases Identificadas	OBSERVACIONES
G4	$\sim 10 \text{ \AA}$ $\sim 7.2 \text{ \AA}$	$\sim 10 \text{ \AA}$ $\sim 7.2 \text{ \AA}$	$\sim 10 \text{ \AA}$ X	<i>-Trazas mínimas de Ilita</i> -Caolinita	Predominio de caolinita
G6	11.18 \AA	16.98 \AA	10.77 \AA	-Sericita IK = 0.15	
G11	$\sim 10 \text{ \AA}$ $\sim 7.2 \text{ \AA}$	$\sim 10 \text{ \AA}$ $\sim 7.2 \text{ \AA}$	$\sim 10 \text{ \AA}$ X	<i>-Trazas mínimas de Ilita</i> -Caolinita	
G13	$\sim 7.2 \text{ \AA}$	$\sim 7.2 \text{ \AA}$	X	-Mineral del grupo de la caolinita y dickita	
G16	$\sim 10 \text{ \AA}$ $\sim 7.2 \text{ \AA}$	$\sim 10 \text{ \AA}$ $\sim 7.2 \text{ \AA}$	$\sim 10 \text{ \AA}$ X	-Ilita IK = 0.3 -Mineral del grupo de la caolinita y dickita	Predominio de Ilita

CLAVE G	Picos sin tratamiento	Picos con etilenglicol	Picos a 550°C	Fases Identificadas	OBSERVACIONES
G17	7.19 Å	7.19 Å	7.19 Å (reducción del pico)	-Dickita	
G19	12.44 Å 8.85 Å ~7.2 Å	16.66 Å 9.90 Å ~7.2 Å	10 Å 10.07 Å X	-Esméctica -Sericita IK = 0.193 -Caolinita	Predominio de sericita de alta temperatura
G20	~10Å ~7.2 Å	~10Å ~7.2 Å	~10Å X	-Interestratificado ilita-esmectita IK = 0.37 -Caolinita	
G22	~10Å ~7.2 Å	~10Å ~7.2 Å	~10Å X	-Sericita IK = 0.18 -Caolinita	Predominio de caolinita. Sericita de alta temperatura.
G24	~7.2 Å	~7.2 Å	X	Caolinita-dickita	Predominio de la arcilla en roca total
G25	11.18 Å	11.33 Å	11.18 Å	Sericita IK = 0.12	

En la tabla se observan los diferentes efectos (corrimiento en espaciamentos interplanares o no) que las arcillas experimentan durante los procesos a las que son sometidas (muestra orientada, glicolación y calentamiento). Los siguientes difractogramas muestran las reflexiones más características de los minerales arcillosos. Para los minerales del grupo de la caolinita se observa la destrucción del pico a 7.2 Å por la deshidroxilación que produce el calentamiento (*Figura V.25*, *Figura V.28*), o la reducción en intensidad del mismo (*Figura V.26*). Para el caso de la ilita esta se podía presentar como ilita pura (*Figura V.25*) o como interestratificado ilita-esmectita (*Figura V.27*).

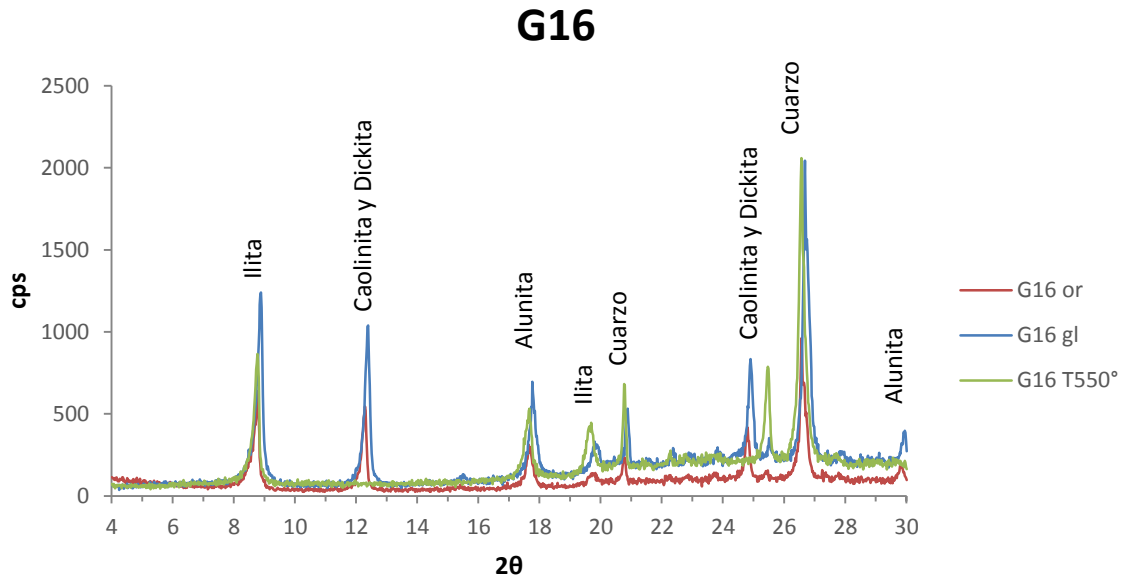


Figura V. 25 Difractograma de la fracción arcilla, en donde se identificó la caolinita y dickita debido a la destrucción del pico a ~ 7.2 Å en el proceso de calentamiento.

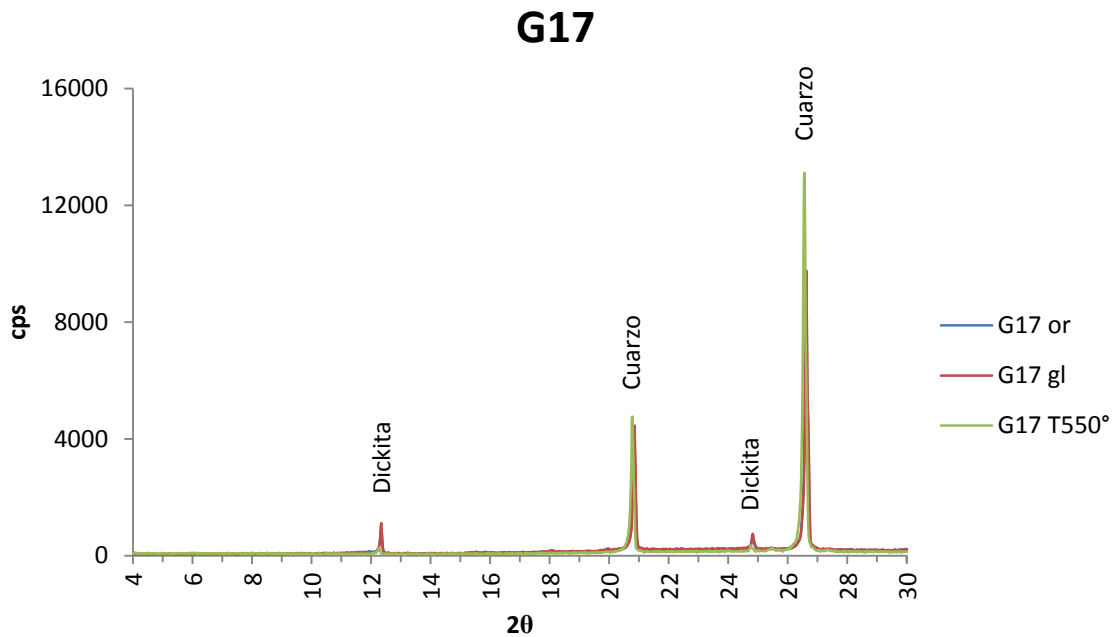


Figura V. 26 Difractograma resaltando la presencia de dickita. Nótese la reducción de intensidad del pico a 7.2 Å debido a la resistencia que ofrece la dickita ante la deshidroxilación.

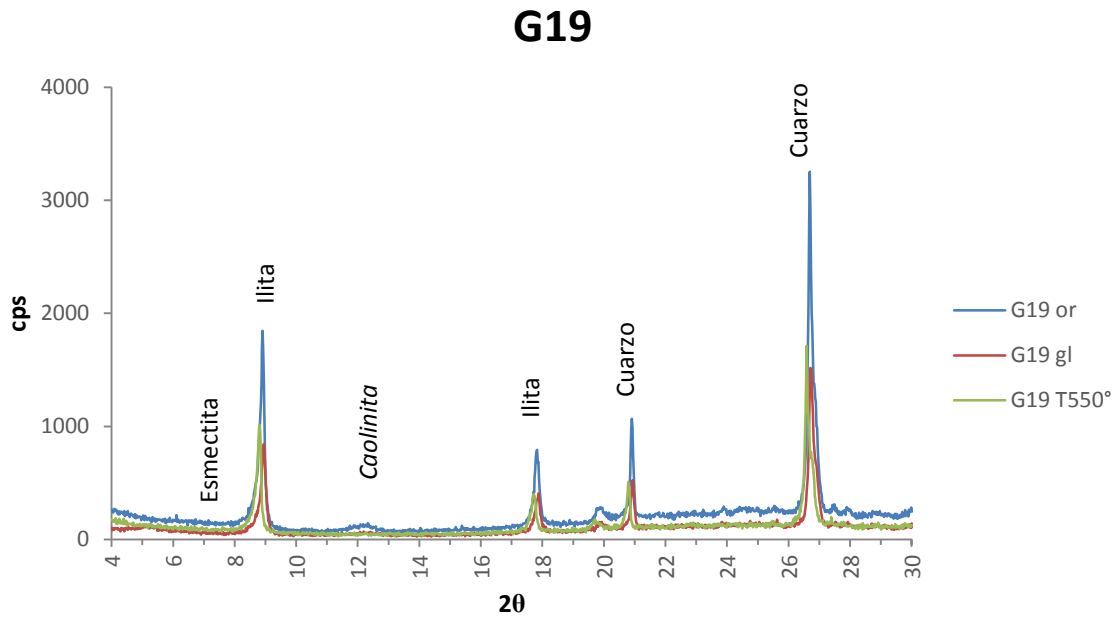


Figura V. 27 Difractograma en donde se expone el interestratificado illita-esmectita y la consecuente expansión de la esmectita por el proceso de glicolación.

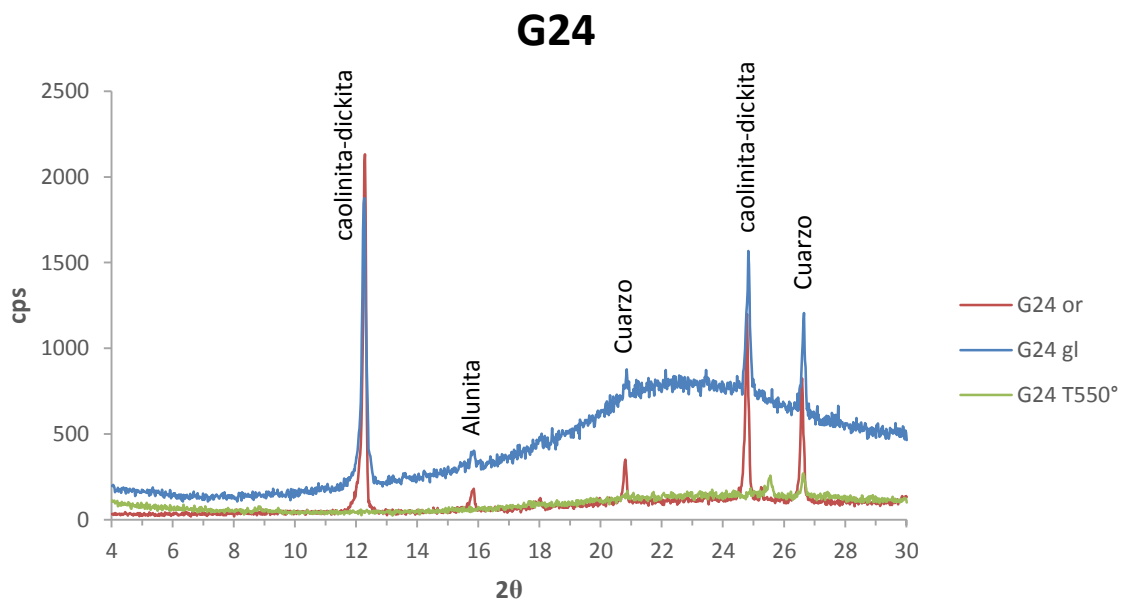


Figura V. 28 En este difractograma se observa la destrucción del pico a $\sim 7.2 \text{ \AA}$ de la caolinita y dickita, durante el proceso de calentamiento a 550°C .

V.3.3 Análisis mineralógico por Celref y Rietveld en alunitas

El análisis por Celref en las alunitas (*Figura V.29*) se hizo en base a los siguientes parámetros de celda obtenidos de la literatura: $a=b\sim 7$, $c\sim 17$, los cuales comparten la mayoría de los minerales en el supergrupo de las alunitas y que corresponden a simetría trigonal y grupo espacial R3m (Stoffregen et al, 2000). A partir de esto se calcularon los nuevos parámetros de celda a través del refinamiento de las reflexiones seleccionadas para las alunitas G6, G7 y G25.

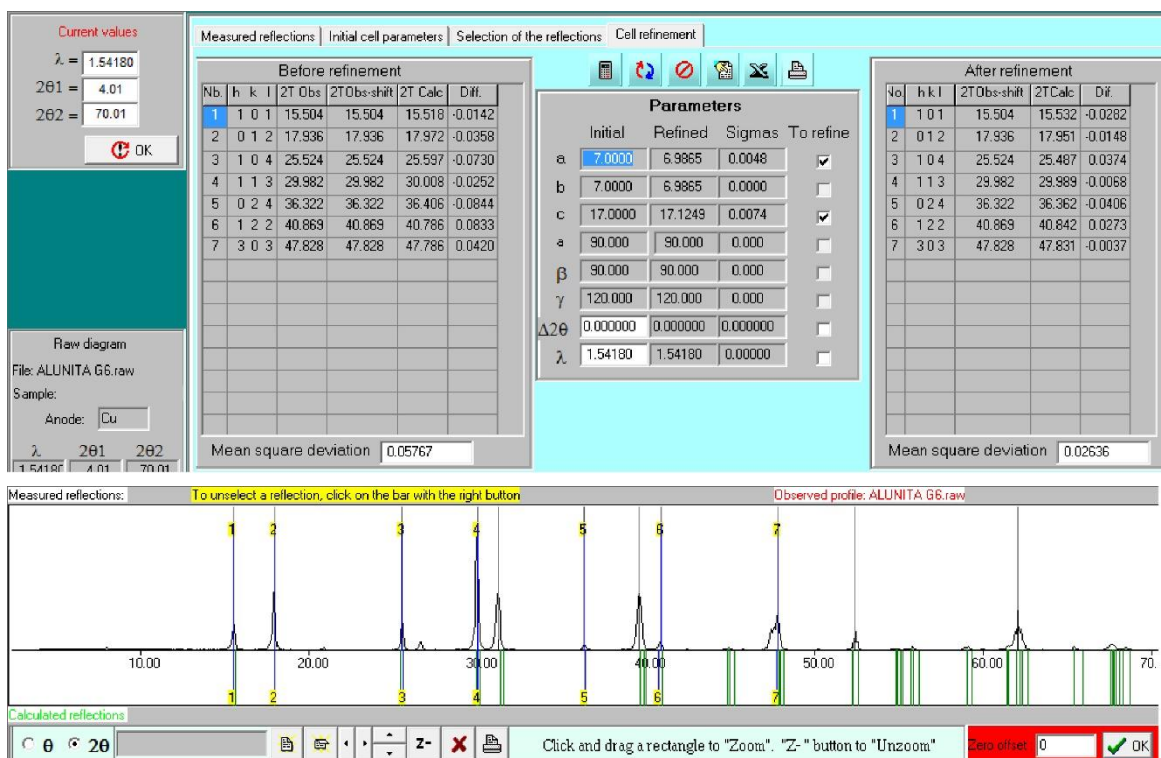


Figura V. 29 Ejemplo de refinamiento de la celda unitaria por cel ref para la muestra G6. Nótese la selección de picos en la sección de abajo que corresponden únicamente a la estructura de la alunita.

Los resultados se graficaron con base al diagrama que expone Stoffregen et al, (2000) para las variaciones en cuanto a las dimensiones de la celda unidad del supergrupo de las alunitas, observándose que las alunitas G6 y G7 corresponden a composiciones con afinidad K, mientras que la alunita G25 corresponde con afinidad Na. (Tabla V.5) (*Figura V.30*).

Tabla V. 5 Parámetros de celda obtenidos del refinamiento aplicado por cel ref para las alunitas G6, G7 y G25

	a	b	c	V
G6	6.9865	6.9865	17.1249	723.9
G7	6.9827	6.9827	17.2343	727.7
G25	6.9919	6.9919	16.9727	718.6

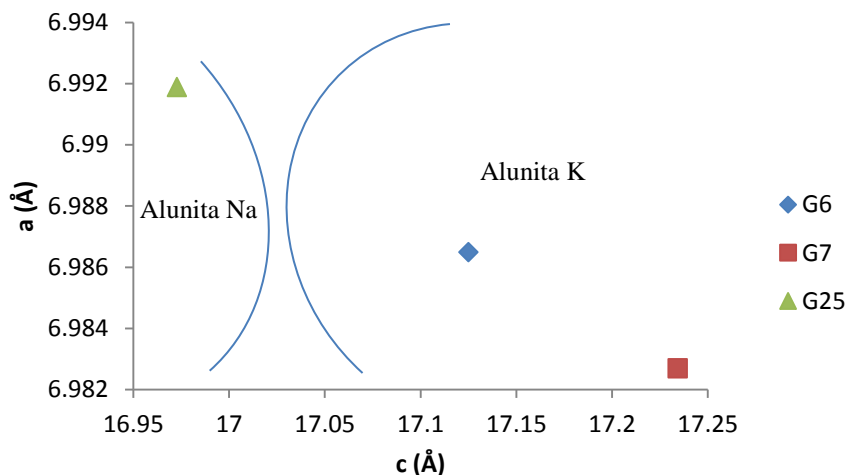
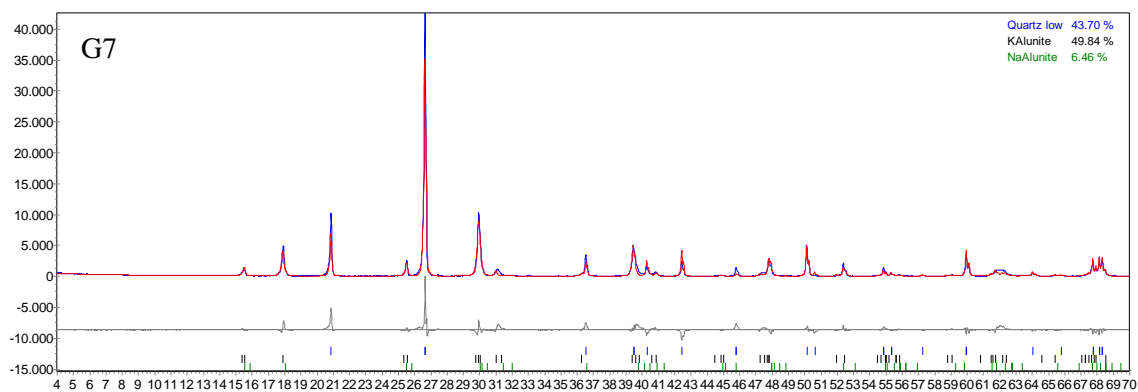
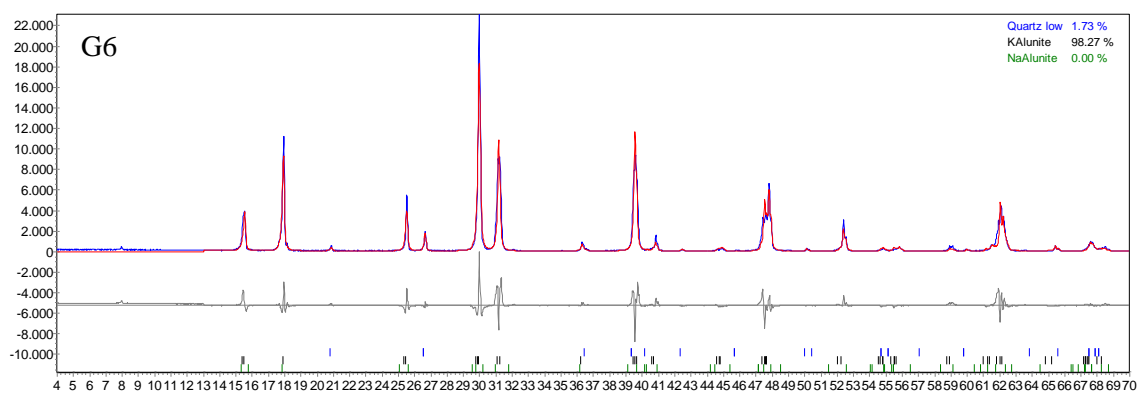


Figura V. 30 Variación de las dimensiones de la celda unitaria de las alunitas estudiadas y clasificación de las mismas.

Para refinar mejor los parámetros de celda de las alunitas y cuantificar la presencia de las diferentes fases, también se utilizó el software tipo Rietveld denominado TOPAS Academic (<http://www.topas-academic.net>), que se basa en el ajuste (*fitting*) por mínimos cuadrados del patrón experimental respecto al patrón calculado.

Los parámetros obtenidos con este método son más exactos que para el CelRef ya que en este método podemos considerar los dos extremos composicionales de la alunita (sódico y potásico) y se puede calcular el porcentaje de cada una de ellos en la muestra. En el programa Celref, se intenta ajustar la estructura de la alunita a un solo tipo de composición, por lo tanto el error es más grande, debido a la interferencia de dos celdas unitarias.



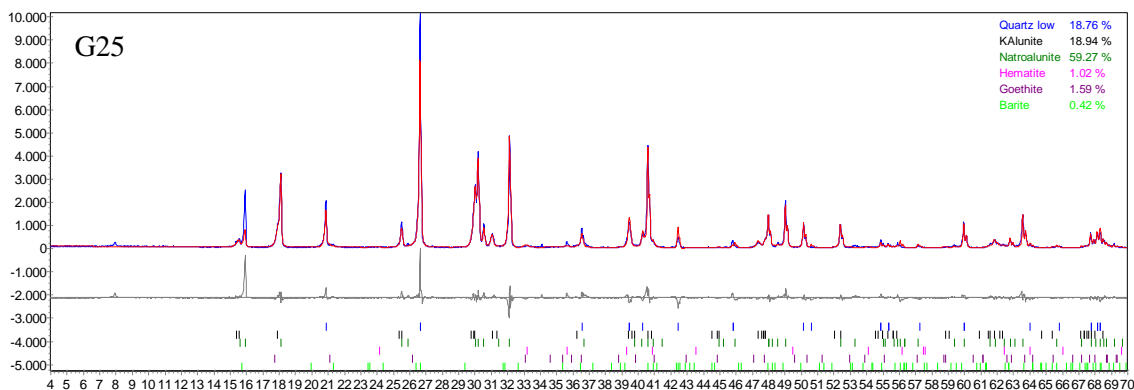


Figura V. 31 Difractogramas G6, G7, G25, refinados por medio de Rietveld. Nótese las cantidades en porcentaje de cada mineral analizado.

Los resultados mostraron que la alunita G6 es de tipo K en su totalidad (datos comparables con resultados de SEM), para la alunita G7, se encontró que corresponde con una alunita K con variabilidad química de alunita Na y finalmente para la alunita G25 se observó que es de tipo Na con variabilidad K.

Tabla V. 6 Resultados del método de Rietveld, se observa la cantidad en porcentaje de cada mineral, así como los parámetros de celda refinados para las alunitas.

G6 (rwp = 18)	%	CS	a (Å)	c(Å)	V(Å ³)
Natroalunite	0				
KAlunite	98.27	130	7.003(1)	17.282(2)	732.2(2)
Cuarzo	1.73	220			

G7 (rwp = 15)	%	CS	a (Å)	c(Å)	V(Å ³)
Natroalunite	6.46	139	6.982(7)	16.779(1)	708.0(1)
KAlunite	49.84	130	6.9745(4)	17.301(2)	729.3(6)
Cuarzo	43.70	263			

G25 (rwp = 16)	%	CS	a (Å)	c(Å)	V(Å ³)
Natroalunite	59.27	200	6.978(1)	16.766(3)	704.6(4)
KAlunite	18.94	81	6.978(3)	17.272(2)	728.3(2)
Cuarzo	18.76	266			
Hematita	1.02				
Goethita	1.59				
Barita	0.42				

V.4 Espectrometría de Infrarrojo

En un estudio de campo realizado por la compañía minera se obtuvo una base de datos de PIMA (*Portable Infrared Mineral Analyzer*), en donde se muestran las asociaciones minerales de las alteraciones y la relación con su contenido de Au (determinado por ICP-MS y absorción atómica). Los resultados de este estudio son mostrados en un mapa dentro de la zona mineralizada, denotando minerales de alteración hidrotermal y su distribución.

La base de datos de las mediciones de PIMA fue utilizada para contrastar los minerales de alteración con valores económicos de oro (cantidades superiores a la ley de corte de 1 g/ton). El total de datos (28,831 mediciones) fue graficado en histogramas relacionando las asociaciones minerales y fases minerales con valores de oro (*Figura V.32*).

En el mapa se observa que los minerales de alteración más abundantes y mejor distribuidos son la alunita, caolinita y dickita, con un incremento de dickita hacia el este del área. En contraste la alteración silícica se presenta como centros aislados en la parte norte y sur, mientras que la alteración sericítica y QSP (*Quartz-Sericite-Pyrite*), se encuentran distribuidas hacia la parte este del mapa, hacia el noreste y sureste, respectivamente (*Figura V.33*).

El histograma por asociación mineralógica mostro que las asociaciones mineralógicas con una relación más fuerte en contenidos de oro fueron la silíceo, caolinita-alunita, caolinita-dickita y la de alunita. Mientras que las asociaciones con menor relación en cuanto a la proporción de oro fueron la de clorita, sericita-clorita y la de esmectita-jarosita. Del mismo modo para el histograma por fase mineralógica se obtuvo que las fases con mayor correlación con el oro son la sílice, la caolinita, la alunita y la dickita, mientras que las fases menos relacionadas a este metal son la turmalina, el diásporo y la pirofilita (*Figura V.32*).

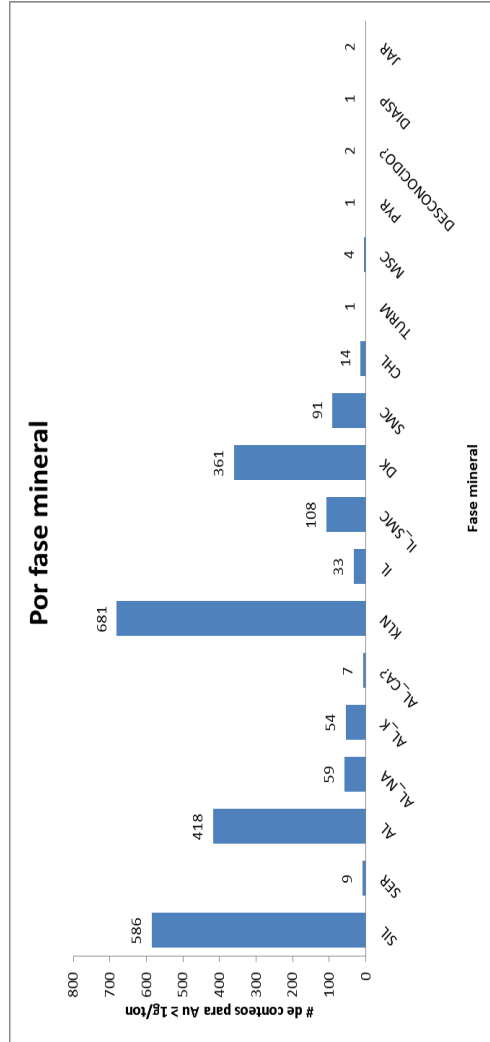
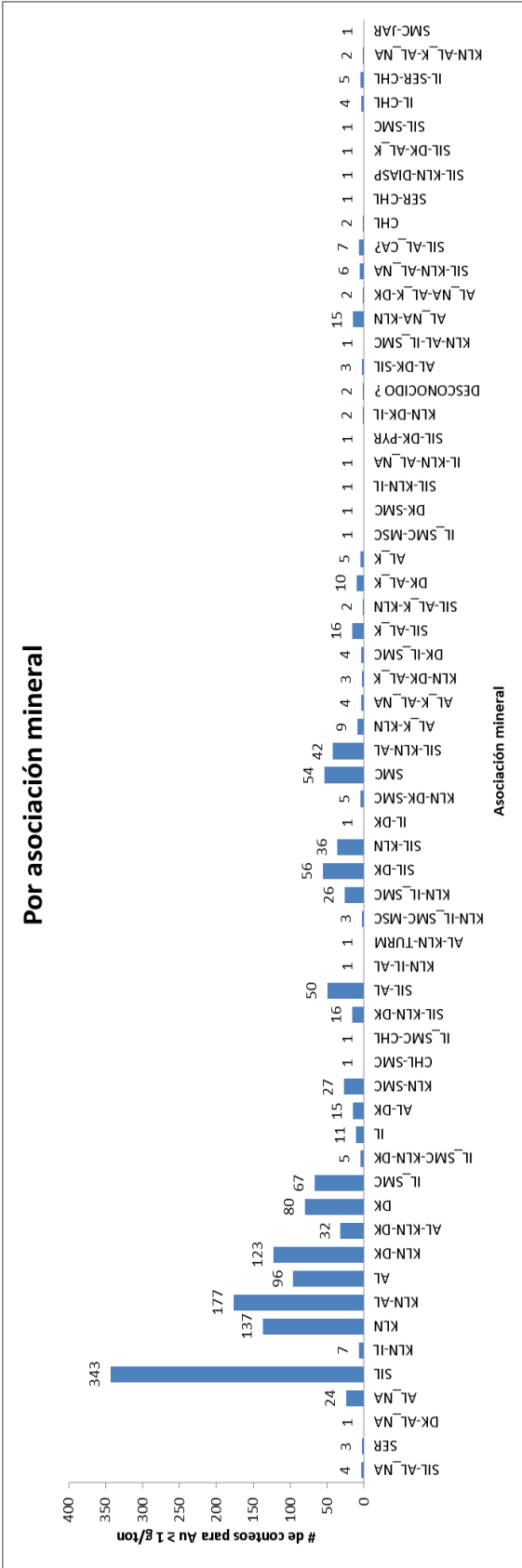


Figura V. 32 Histogramas que muestran la correlación entre las fases minerales con las concentraciones de Au > 1g/ton. Arriba, Histograma por asociación mineral. Abajo, Histograma por fase mineral.

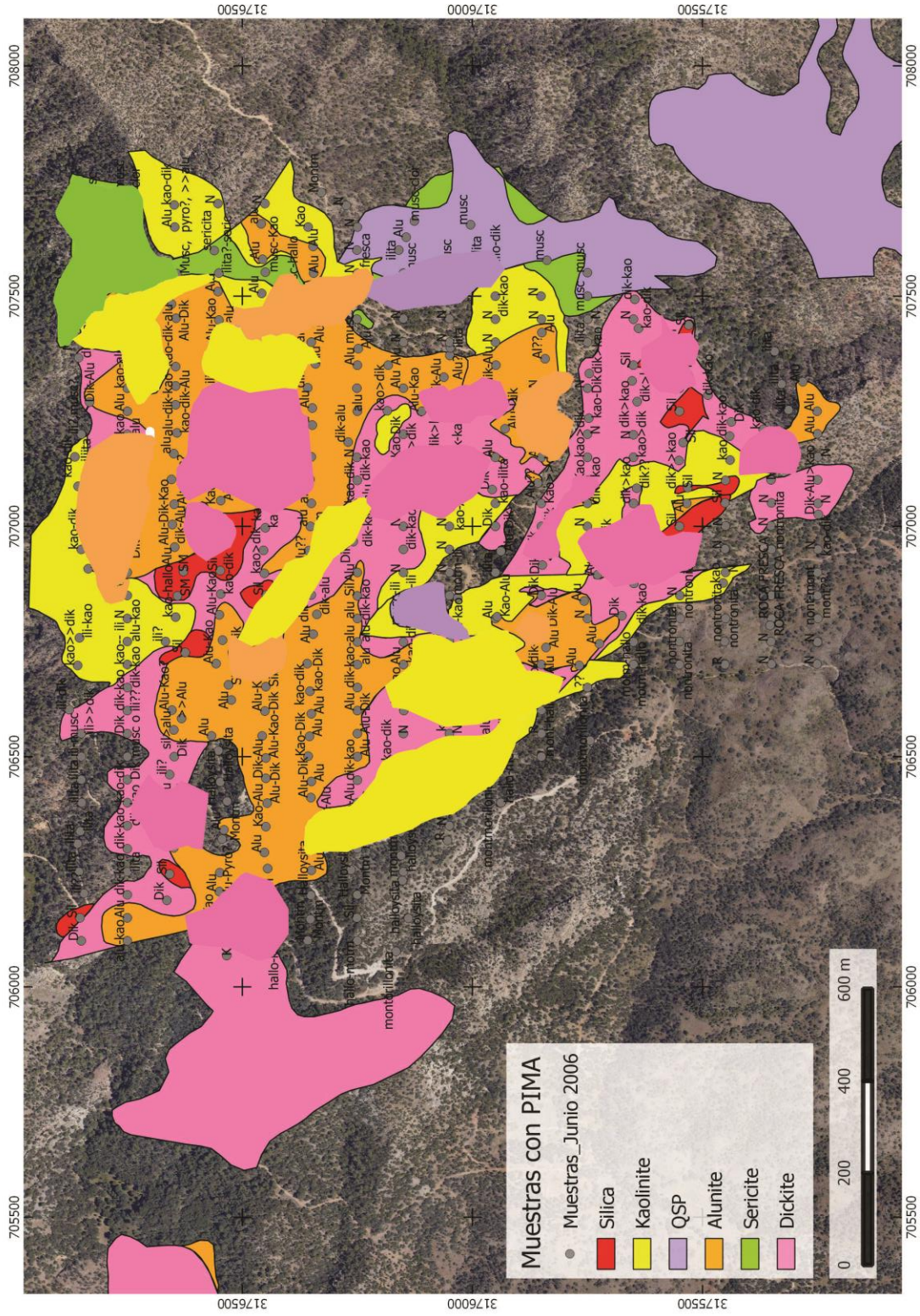


Figura V. 33 Mapa de distribución de las alteraciones analizadas por PIMA, modificada de reporte interno La India (2013)

Por otra parte, en el Instituto de Geología de la UNAM, se analizaron específicamente las alunitas presentes en varias muestras de alteración mediante espectrometría de infrarrojo (ATR-FTIR). En el análisis de las alunitas se compararon los espectros de infrarrojo con los de la literatura y de los del software OMNIC versión 9 para conocer la relación existente entre los extremos composicionales de las alunitas y poder diferenciar en cuanto a la composición química de la misma, ya sea K, Na o Ca. Se trabajó con la identificación de las vibraciones de los grupos funcionales SO_4^{2-} , OH y el enlace Al-O, así como también en los rasgos y ubicación de las bandas de absorción, para la alunita se tienen vibraciones características a 5670, 4600, 3970-4150. 2100-2300, 1000-1225, y 420-675 cm^{-1} (Bishop y Murad, 2005).

Para la obtención del espectro de IR de las muestras G6 y G7, se utilizó el espectrómetro (descrito en la metodología) equipado con una cristal de ZnSe que permite un rango de detección de 4000 – 650 cm^{-1} , y para las muestras G20, G22 y G25 se utilizó un accesorio GladiATR equipado con un cristal de diamante, que permite una detección de 4000 – 400 cm^{-1} .

La muestra G6 y G7, muestran una composición muy similar, basándose en los rasgos de absorción de las vibraciones, se observa que las dos muestras presentan un abierto asimétrico con un incipiente hombro (curvatura característica) de los 3455-3520 cm^{-1} , lo cual corresponde con la vibración de la molécula OH y con una afinidad mayor de tipo potásica, puesto que el abierto asimétrico en las dos muestras está ubicado a 3477 cm^{-1} para G6 y 3480 cm^{-1} para G7 y se tiene que para una alunita K la banda se ubica a 3485 cm^{-1} , mientras que para una Na sería a los 3456 cm^{-1} (Bishop y Murad, 2005). También, se detectaron las dos vibraciones tipo δOH que se ubican de 1025-1028 cm^{-1} y 1150-1160 cm^{-1} , con afinidad de composición más K en ambos casos.

En cuanto a las 4 vibraciones del ion sulfato (SO_4^{2-}), sólo se pudieron identificar dos del tipo ν_3 (una tipo hombro y otra de pico agudo) y una ν_4 , debido a que ν_1 es muy débil y ν_2 se observa en un rango no detectable para la ventana de celda de ZnSe. Las vibraciones ν_3 y ν_4 corresponden a una composición de tipo más K, aunque la ν_3 (tipo hombro) correspondió con valores cercanos a la composición Na, debido a que está ubicada a los $\sim 1218 \text{ cm}^{-1}$ para ambas muestras y, teóricamente la banda para una alunita Na está a los 1222 cm^{-1} y para una K a los 1225 cm^{-1} (Bishop y Murad, 2005)

La muestra G25 mostro en la vibración de la molécula OH una ubicación que es más característica de una composición Na, debido a que resulto en 3481 cm^{-1} el rasgo tipo hombro (comparado con los 3487 cm^{-1} para composición Na y 3515 cm^{-1} para K) y 3450 cm^{-1} para el rasgo de abierto asimétrico (3456 cm^{-1} para tipo Na y 3485 cm^{-1} para K). Mientras que una de las vibraciones δOH y la vibración γOH se manifiestan de composición K, la otra vibración δOH se presenta más cercana a la composición Na.

En las vibraciones del ion sulfato (SO_4^{2-}), se pudieron identificar una vibración ν_2 tipo Na y dos vibraciones ν_3 , así como dos vibraciones ν_4 con afinidad K. Debido al uso de la ventana de cristal de diamante para esta muestra se pudieron observar las vibraciones de los enlaces Al-O ubicados a 514 y a 484 cm^{-1} , notando que los dos tipos de bandas corresponden a alunitas de tipo Na (**Figura V.34**).

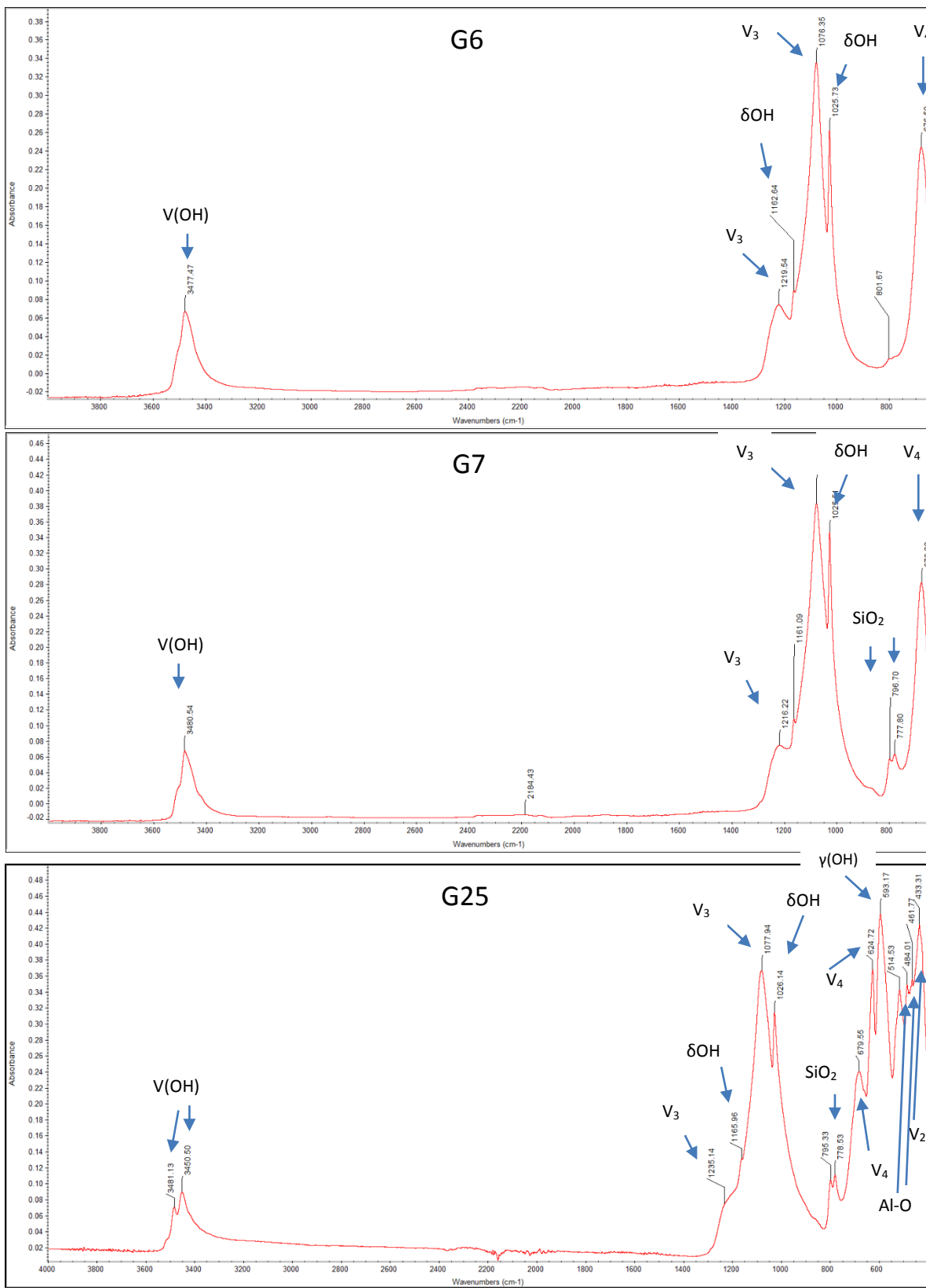
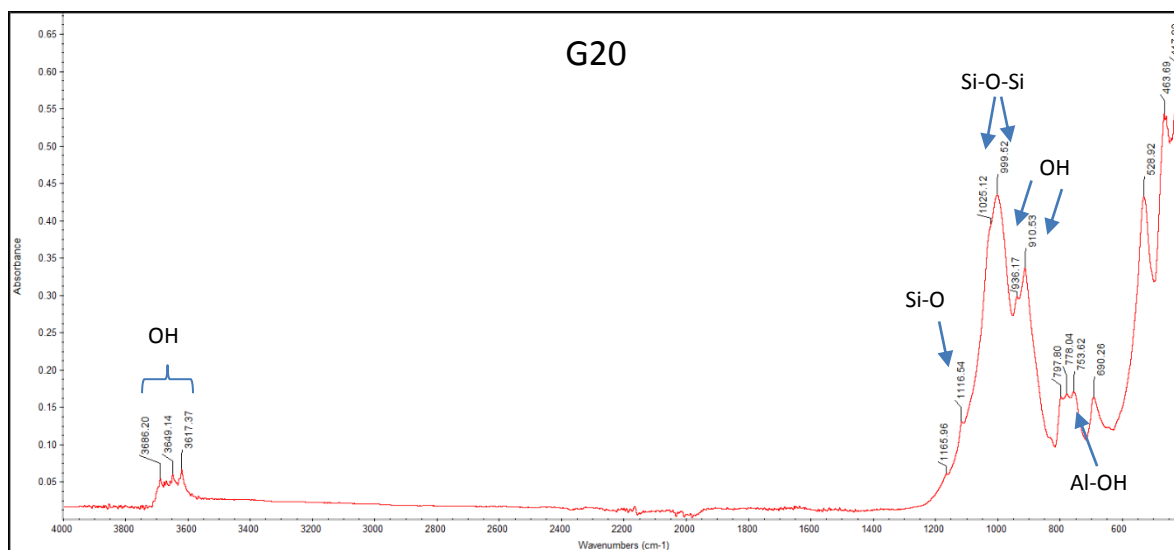


Figura V. 34 Espectros de Infrarrojo de muestras con alunita, se marcan las principales vibraciones de las moléculas relacionadas a este mineral.

En el caso de la caolinita se trabajó con la identificación de las vibraciones de los grupos Al-OH (792 y 755 cm^{-1}), OH (943 y 912 cm^{-1}), Si-O-Si en plano (1027 y 998 cm^{-1}) y el apical Si-O (1115 cm^{-1}), así como las cuatro bandas características del grupo OH en la caolinita que corresponden a 3695, 3670, 3655 y 3621 cm^{-1} (Cheng et al, 2010).

Se identificaron en ambas muestras (G20 y G22) todas las vibraciones antes mencionadas, excepto la vibración de la molécula Al-OH a 792 cm^{-1} , debido a que a la misma longitud de onda se presenta una de las vibraciones de la molécula SiO_2 del cuarzo, que de hecho es la que se logra observar.

Por comparación y para discriminar con un mineral del grupo de la caolinita como lo es la halloysita, se analizó el rango de detección de 3000 a 4000 cm^{-1} y de 1633 a 1650 cm^{-1} , donde los dos minerales muestran las mayores discrepancias. Se encontró que las muestras no presentan halloysita, puesto que no se registraron estas vibraciones características. La halloysita empieza a registrar vibraciones desde los 3000 cm^{-1} y la caolinita no, esto debido a que la halloysita presenta más de un tipo de moléculas de agua interactuando entre sí. Lo mismo ocurre con las vibraciones a 1633 y 1650 cm^{-1} de la halloysita, las cuales no aparecen en la caolinita (Cheng et al, 2010) (**Figura V.35**)



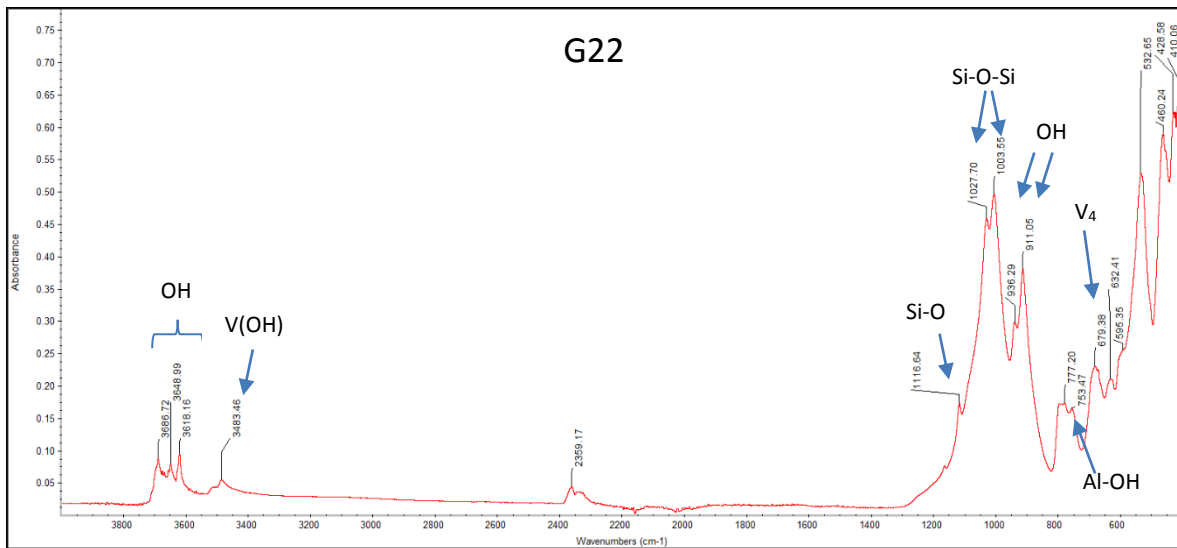
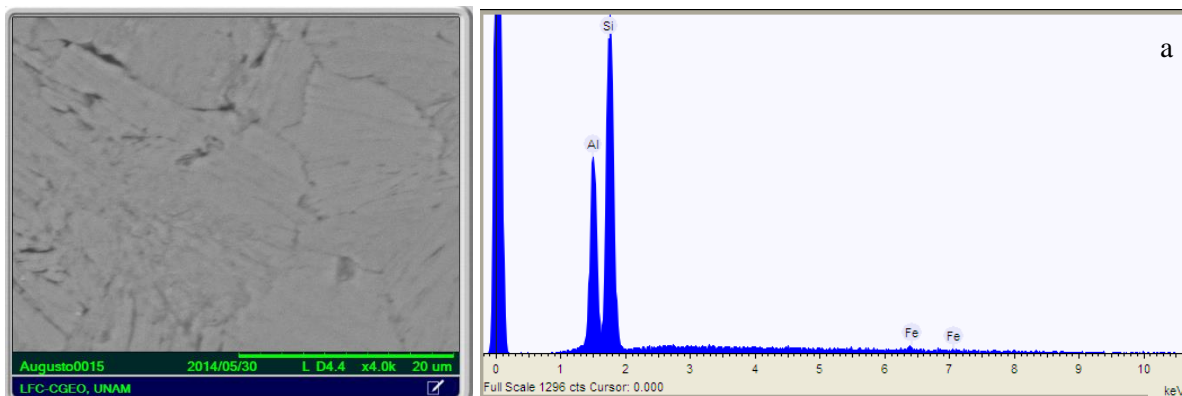


Figura V. 35 Espectros de Infrarrojo de las muestras G20 y G22 con caolinita. Se marcan las principales vibraciones de sus moléculas constituyentes.

V.5 Microscopía electrónica de barrido (SEM)

Para observar relaciones texturales entre minerales e identificación de fases minerales y composicionales diminutas (del orden de micras) se hizo uso de la microscopía electrónica de barrido, en especial en aquellos casos en donde se tenía duda en la identificación de la fase mineral o cuando se requería conocer la química mineral de algunos minerales debido a la asociación con el Au que se menciona en la literatura. Además con esta técnica se observó la química de los zonamientos de algunas alunitas.

Se muestra la imagen del microscopio electrónico de barrido, con su respectivo espectro EDS, el cual muestra la energía de los rayos X vs las cuentas detectadas (**Figura V.36**).



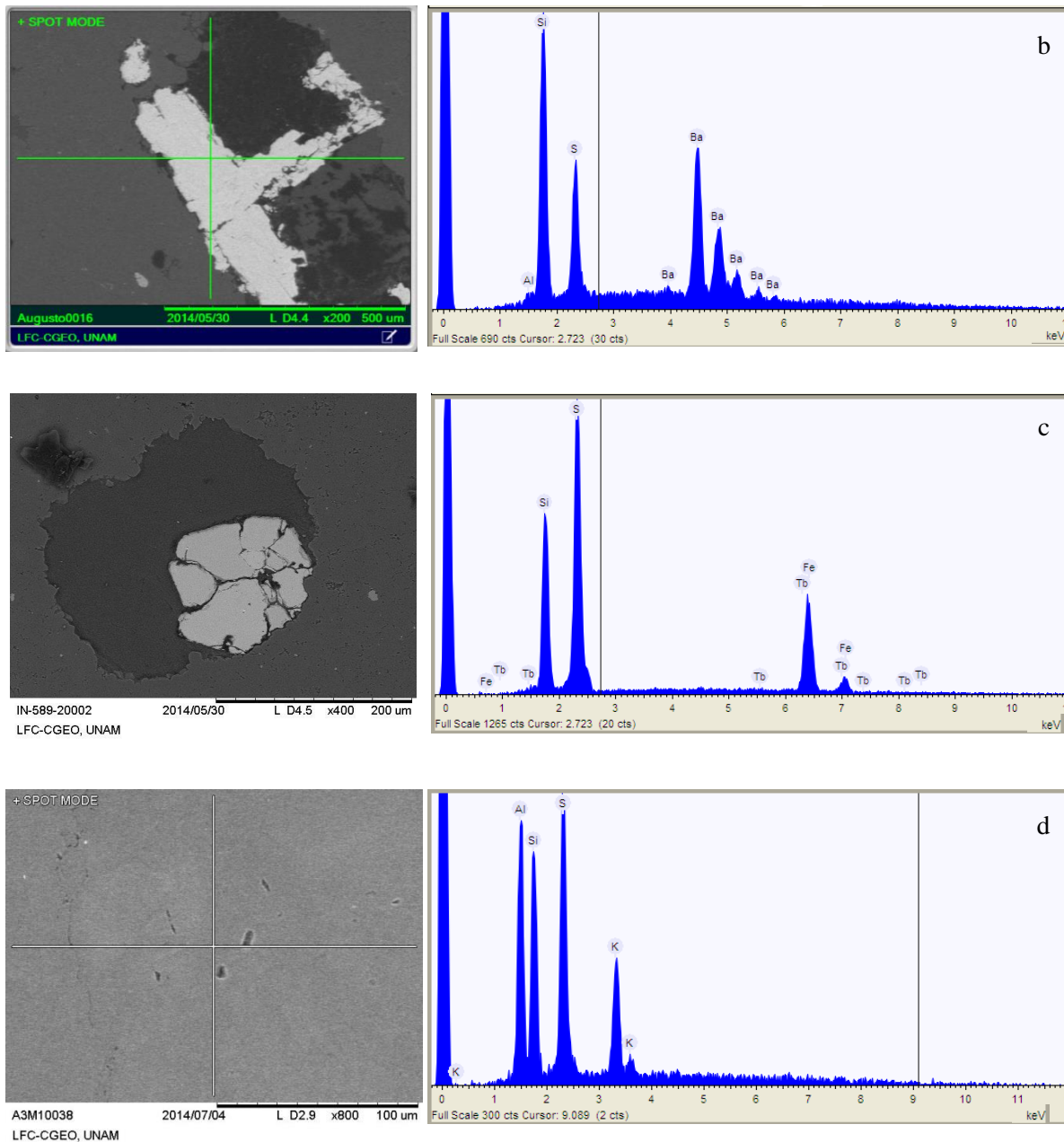


Figura V. 36 Imágenes de SEM y espectros EDS de minerales analizados. a) Diásporo, se aprecia su hábito laminar. b) Barita, nótese las concentraciones de Ba. c) Pirita, las concentraciones Tb en este caso son Ca y es un error del SEM al confundirlo por la similitud de sus picos. d) Alunita de tipo K.

En algunas alunitas se observó zonamiento con bandas claras y oscuras (**Figura V.37**), se analizó que las zonas más claras presentan contenidos anómalos de Pb y Ba mientras que su contenido de K disminuía totalmente, también se analizó que el material donde están inmersas las alunitas presenta un claro enriquecimiento de Ba, asociándose esta con una barita. (**Tabla V.7**).

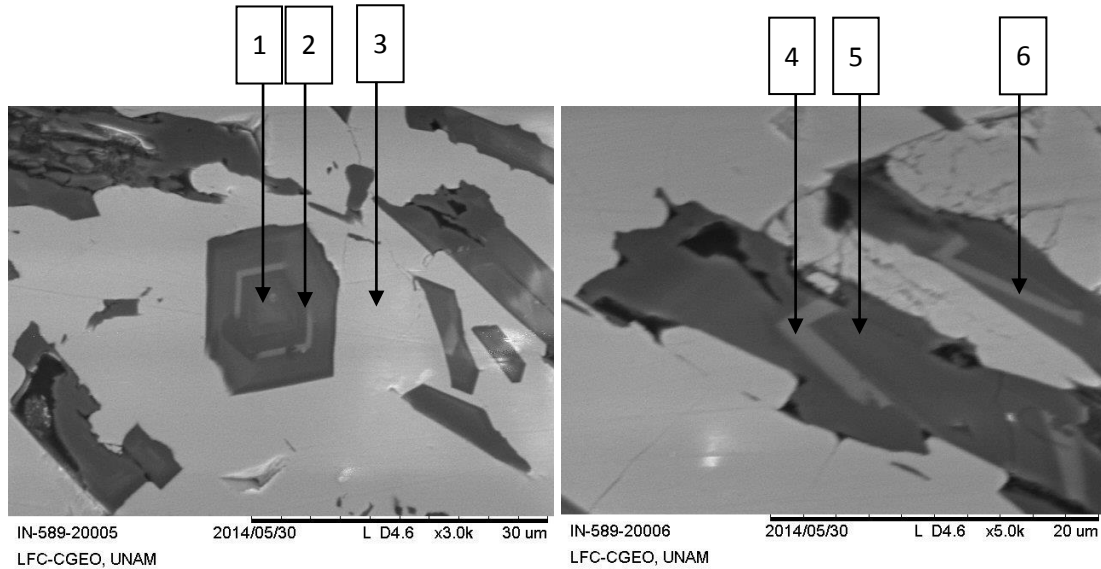


Figura V. 37 Imagen de SEM de alunitas zonadas. Izquierda, se observa un zonamiento concéntrico. Derecha, zonamientos irregulares, posiblemente debido al corte del cristal.

Tabla V. 7 Porcentaje en peso de los elementos constituyentes de las alunitas zonadas. Todos los elementos están normalizados.

	Na	Al	Si	S	K	Ti	Ba	Pb
1	1.3	24.3	30.5	38.8	1.9	3.2		
2		22.6	23.4	29.2			13.8	9
3		0.8	14.3	16			68.9	
4		19.5	22	24.9			6.5	27.1
5		25.9	28.8	38	3.9	3.4		
6		21.5	21.4	28.5			7	21.6

En las texturas de reemplazamiento observadas en la microscopía petrográfica, se analizó un mineral que presentaba crucero rómbico asociado a cuarzo microcristalino de recristalización en la matriz y a los cúmulos de cuarzo de recristalización en poros (**Figura V.38**), en dichos planos de exfoliación se analizó que el elemento predominante fue el Ti (**Tabla V.8**), por lo tanto el mineral se clasificó como rutilo.

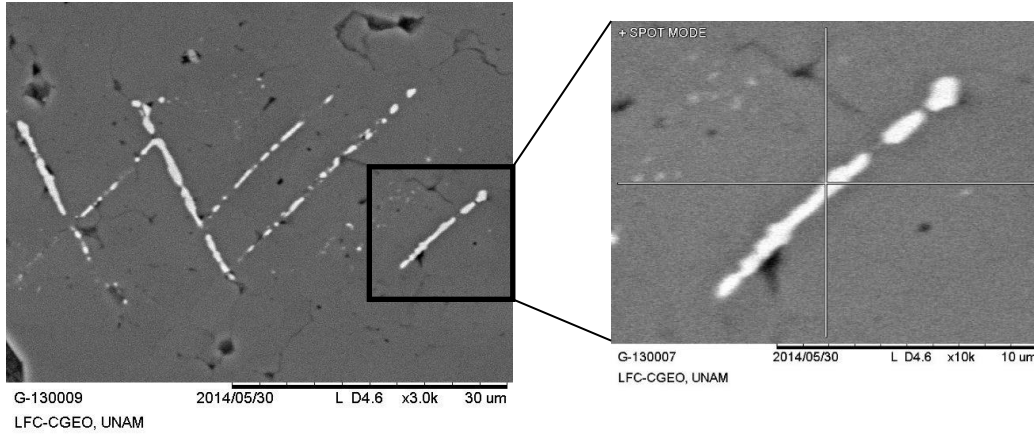


Figura V. 38 Imagen de SEM de los planos de exfoliación de donde se obtuvo el análisis químico.

Tabla V. 8 Química mineral de los planos de crucero del rutilo analizado de la Figura V.38

Na	Al	Si	S	Ti	Fe
		38.5		61.5	

Con base en la recopilación de todos los datos obtenidos de la caracterización detallada de las muestras en cada técnica aplicada, en la siguiente tabla-resumen (**Tabla V.9**), se muestran las asociaciones minerales obtenidas así como las texturas de los tipos de cuarzo y la clasificación de los filosilicatos y las alunitas analizadas.

V.6 Tabla-resumen de las asociaciones minerales caracterizadas

Tabla V. 9 Tabla-resumen de las asociaciones minerales analizadas en conjunto con todas las técnicas aplicadas, también se muestra la textura del cuarzo y la técnica empleada en cada muestra. RT = Análisis en roca total y FA = Análisis en fracción arcilla (<2µm).

Muestra	Asociación mineral	Texturas del cuarzo	Técnica aplicada			
			Microscopía	DRX (RT= x FA= o)	IF	SEM
G1	Cuarzo-hematita. <i>Trazas mínimas de interestratificado ilita-esmectita y rutilo.</i>			x		
G2	Cuarzo-hematita. <i>Trazas mínimas de interestratificado ilita-esmectita</i>			x		
G3	Anortita Na-cuarzo-magnesiohornblenda-goethita-alunita.			x		
G4	Cuarzo-caolinita-alunita. <i>Trazas de ilita y barita.</i>			x o		
G5	Cuarzo-goethita.			x		
G6	Alunita K (vetillas y cristales euhedrales a sub-euhedrales)-cuarzo. <i>Trazas de sericita-esmectita y pirita.</i>	Cuarzo de reemplazamiento con borde de reacción, vetillas, cuarzo de recristalización.	x	x o	x	x
G7	Alunita K con incipientes cantidades de Na-cuarzo. <i>Trazas mínimas de interestratificado ilita-esmectita y rutilo.</i>			x	x	
G8	Cuarzo-alunita (Alunitas en vetillas y en matriz, algunas zonadas). <i>Trazas de caolinita, jarosita, barita, rutilo, zircón, pirita.</i>	Cuarzo de reemplazamiento con borde de reacción. Cúmulos de recristalización y matriz microcristalina.	x	x		x
G9	Cuarzo-alunita. <i>Trazas de caolinita-dickita y pirita.</i>			x		
G10	Cuarzo. <i>Trazas de caolinita, alunita, pirita, zircón.</i>	Cuarzo de reemplazamiento. Cúmulos de recristalización y matriz microcristalina.	x	x		x
G11	Cuarzo-alunita. <i>Trazas de goethita, caolinita, ilita, jarosita, pirita, zircón e ilmenita.</i>	Vetillas, cuarzos de reemplazamiento, cúmulos de recristalización y matriz microcristalina.	x	x o		x
G12	Cuarzo-hematita. <i>Trazas de alunita y rutilo</i>			x		

Muestra	Asociación mineral	Texturas del cuarzo	Técnica aplicada			
			Microscopía	DRX (RT= x FA= o)	IF	SEM
G13	Cuarzo-caolinita-dickita-hematita-goethita. <i>Trazas de alunita, diásporo, zircón, rutilo y pirofilita.</i>	Cuarzo de reemplazamiento, cúmulos de recristalización y matriz microcristalina.	x	x o		x
G14	Cuarzo. <i>Trazas de alunita y caolinita</i>			x		
G15	Cuarzo.			x		
G16	Cuarzo-alunita-ilita. <i>Trazas de pirita, caolinita-dickita, diásporo y pirofilita.</i>	Vetillas, cúmulos de recristalización y matriz microcristalino.	x	x o		x
G17	Cuarzo-alunita (alunita en matriz). <i>Trazas de caolinita-dickita, rutilo y pirita.</i>	Cuarzo de reemplazamiento, cúmulos de recristalización y matriz microcristalina.	x	x o		x
G18	Cuarzo-hematita. <i>Trazas de alunita, rutilo, pirita, ilmenita.</i>	Matriz microcristalina.	x	x		
G19	Cuarzo-sericita-goethita-alunita. <i>Trazas de rutilo, jarosita, caolinita, barita.</i>			x o		
G20	Cuarzo-caolinita, hematita, interestratificado ilita-esmectita. <i>Trazas de alunita (en matriz) y jarosita.</i>	Cuarzo de reemplazamiento, cúmulos de recristalización y matriz microcristalina.	x	x o		
G21	Cuarzo-pirita-barita.			x		
G22	Cuarzo-caolinita-alunita-pirita-hematita. <i>Trazas de sericita.</i>			x o	x	
G23	Cuarzo-goethita. <i>Trazas de hematita y rutilo.</i>			x		
G24	Dickita-caolinita-cuarzo-alunita. <i>Trazas de pirita.</i>			x o	x	
G25	Alunita K, Alunita Na, cuarzo. <i>Trazas de sericita, hematita, goethita y barita.</i>			x o	x	

Con la tabla-resumen anterior se obtuvieron las alteraciones estudiadas para el yacimiento de La India, cabe señalar que las alteraciones presentan sus características en base a la silicificación observada en todas las muestras, pero con variantes mineralógicas dentro de su clasificación, como sigue (*Tabla V.10*).

Tabla V. 10 Alteraciones analizadas con su respectiva asociación mineralógica en La India y una breve descripción de la misma.

Alteración	Asociación mineralógica	Descripción
Silícica-oxidación	Cuarzo-pirita-hematita-goethita y/o jarosita	Muestras que presentan textura silica masiva y en menor medida <i>vuggy silica</i> con minerales de oxidación en fracturas, cavidades y en toda la roca. Pueden o no presentar pirita.
Silícica-argílica	Cuarzo-caolinita-alunita Trazas de illita, sericita, interestratificado illita-esmectita, barita, hematita y goethita	Muestran una fuerte silicificación (<i>vuggy silica</i> y/o silica masiva) con minerales de arcillas distribuidas en toda la roca. Las arcillas están en mucha o poca proporción respecto al cuarzo. La presencia de alunita es muy marcada en estas muestras. Pueden o no presentar oxidación supergénica.
Silícica-argílica avanzada	Cuarzo-alunita-caolinita-dickita Trazas de pirita, rutilo, diásporo, sericita y pirofilita.	Muestran dickita que puede estar en concentraciones traza o no. La pirofilita está en cantidades traza.

A partir del mapa geológico con las muestras georreferenciadas (*Figura V.39*), se seleccionaron tres secciones esquemáticas (A-A', B-B', C-C') para la elaboración de las proyecciones de los barrenos y por lo tanto de las alteraciones hidrotermales caracterizadas (*Figura V.40*). Mientras que las alteraciones superficiales son denotadas en el mismo mapa geológico.

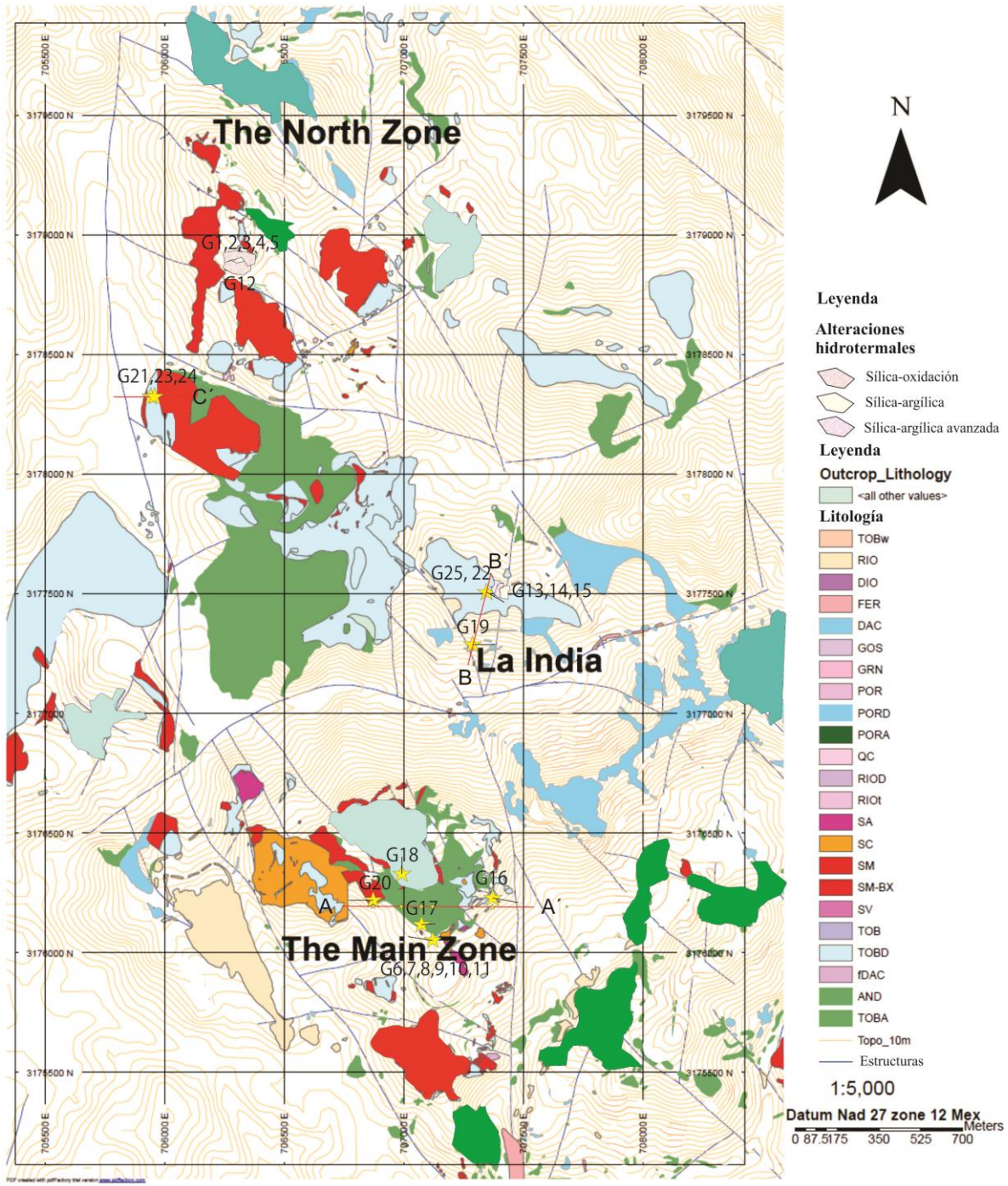


Figura V. 39 Mapa geológico de La India con la ubicación de las muestras analizadas, reporte interno La India (2013).

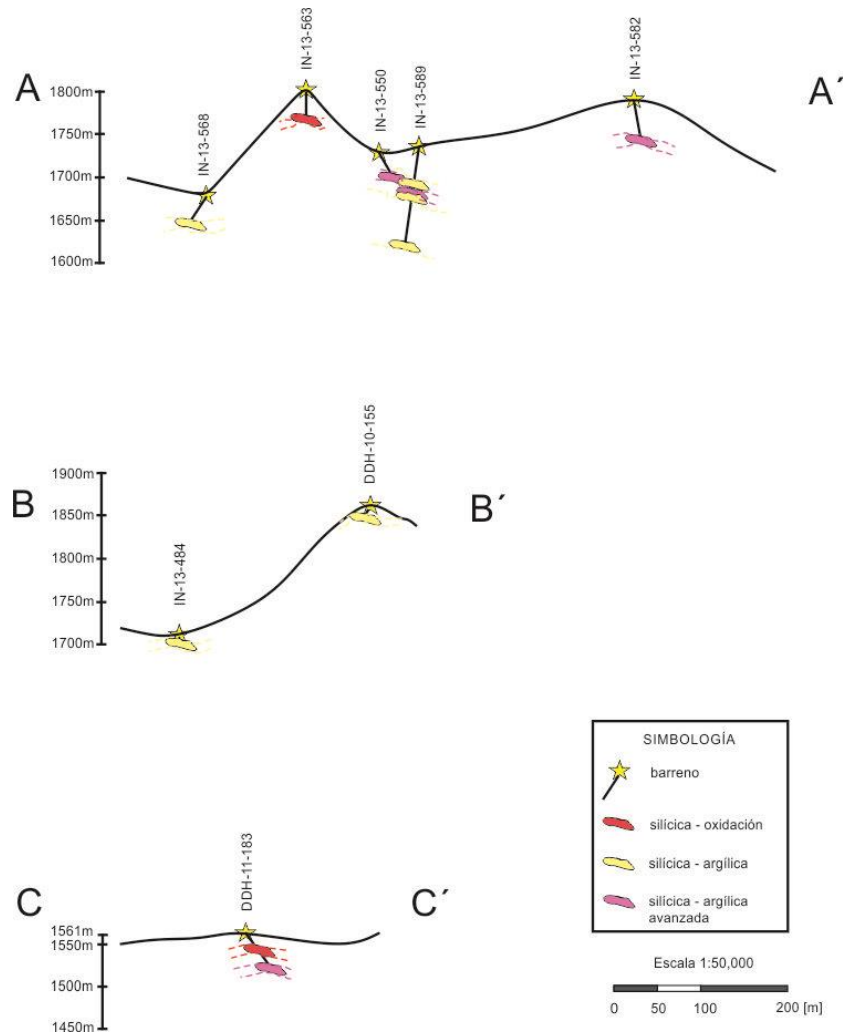


Figura V. 40. Proyección esquemática de barrenos en las tres secciones seleccionadas.

Capítulo VI

Discusión

VI Discusión

VI.1 Ambiente geológico de formación

El yacimiento de Au La India posee características de un sistema epitermal de alta sulfuración, las estructuras, texturas y mineralogía analizadas comparten similitudes con otros sistemas epitermales del mismo tipo como: Summitville en Colorado (Stoffregen, 1987), Mulatos en Sonora (Staude, 2001), Nansatsu en Japón (Arribas, 1995), Lepanto en Filipinas (Mancano y Campbell, 1995), Lagunas Norte en Perú (Cerpa et al, 2013), entre otros. Las características que comparten consistentemente estos sistemas epitermales de alta sulfuración son:

- a) Estructuras de mineralización en forma de reemplazamientos, usualmente con desarrollo lateral importante y en menor frecuencia vetas, diseminaciones y brechas, aparte de un marcado control estructural.
- b) Textura de reemplazamiento de los minerales originales de la roca por alteración pervasiva, entre las que destacan la presencia de pseudomorfos y cristales fantasmas (*ghosted crystals*). Además, aunque menos frecuentes, relleno de espacios abiertos y brechas.
- c) Asociaciones minerales de alteración con génesis similar como: cuarzo-alunita-dickita-caolinita-pirita (asociaciones generadas por soluciones ácidas hidrotermales).
- d) Mineral de mena constituida por oro nativo, y en menor medida cantidades subeconómicas de metales como la plata y el cobre.
- e) Emplazamiento en secuencias volcánicas de composición intermedia como andesitas, dacitas y riodacitas típicas de arcos volcánicos.
- f) Presencia de alteraciones hidrotermales como: *vuggy silica*, alteración argílica y argílica avanzada pasando a alteración propilítica, así como alteración supergénica por oxidación.

A continuación se presenta un resumen de las observaciones y resultados obtenidos a partir de la caracterización mineralógica del yacimiento La India:

- a) En base a la clasificación de estilos de mineralización en los epitermales de alta sulfuración que hace White (1991) en Arribas (1995) los cuales son:
 - (1) Estilo tipo Temora: Cuerpos irregulares con diseminado y menas en cuarzo masivo.
 - (2) Estilo tipo Indio: Relleno de cavidades o vetas con halos de alteración ricos en sericita y arcillas.
 - (3) Estilo tipo Nansatsu: Son muy frecuentes, se caracteriza por reemplazamientos en roca encajonante con halos de alteración de cuarzo-alunita, caolinita e ilita-montmorillonita. Cuerpos estratoligados asociados a cuerpos subverticales de cuarzo masivo (p.e. Nansatsu, Rodalquilar, Lepanto, Summitville). Combinación de control estructural y litológico, por ejemplo: estructuras mineralizadas en cruce de fallas, inconformidades estratigráficas con dacita, rocas permeables: tobas, estructuras apiladas (repetición de estructuras).

En La India, el estilo de mineralización corresponde con el tipo (3) Nansatsu pues en base a la petrografía se observó que los reemplazamientos son muy comunes en el yacimiento, además de que las principales asociaciones mineralógicas corresponden con cuarzo-alunita-caolinita-dickita-ilita-pirita. En cuanto al control estructural y litológico, Jensen y Barton (2000), nos dice que en estos yacimientos generalmente muestran un fuerte control estructural que se ve reflejado en la relación que presenta el yacimiento con estructuras regionales (como fallas) anteriores a la mineralización, estructuras reactivadas durante el proceso de mineralización, así como el desarrollo de estructuras radiales o concéntricas durante el emplazamiento de intrusiones alcalinas, debido a que es más fácil para los fluidos hidrotermales fluir y mineralizar la roca a través de estas estructuras de dilatación, incluyendo contactos entre las rocas de permeabilidades contrastantes y zonas de brecha (muestra G8, clasificada como una brecha de origen tectónico local). Esto es correlacionable con lo que documenta Staude (2001) y Doucet et al (2012), pues las fallas pre-mineralización en la región de Mulatos sirvieron como conducto de los fluidos hidrotermales, mientras que las posteriores a la mineralización exhibieron zonas del yacimiento. En el yacimiento La India las fallas de alto ángulo y la estratigrafía, unidades semipermeables, pueden controlar la mineralización.

Hedenquist y Taran (2013) y Corbett (2002), expresan que en este tipo de yacimientos de alta sulfuración uno de los retos más grandes para los exploradores es conocer los estilos de alteración ácida no mineralizada como las litocapas (*lithocaps*) u hombros estériles (*barren shoulders*). Las litocapas son capas horizontales a sub horizontales de cuarzo residual y comprenden una clase de alteración argílica avanzada de origen hipogénico no mineralizada de sílice-alunita ± pirofilita, derivados de las ventilas magmáticas de fuentes intrusivas a poca profundidad (**Figura VI.1**), suelen cubrir áreas extensas (>20 km²) y como suelen ser resistentes a la erosión, típicamente son prominentes en la superficie, presentando salientes, sin embargo por las áreas extensas que cubre es difícil su reconocimiento y por lo tanto la identificación de la ubicación del intrusivo subyacente. En algunos casos se pueden presentar como capas apiladas como lo reporta Hedenquist (2011), en el yacimiento de Quimsacocha, Ecuador (**Figura VI.2**)

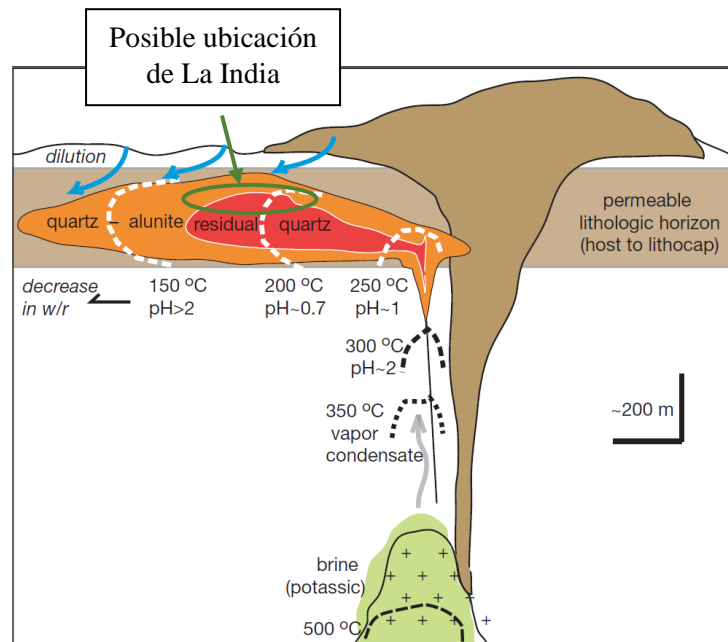


Figura VI. 1. Estructura de litocapa con zonación característica de cuarzo-alunita cerca de la superficie. Adaptada de Hedenquist y Taran, 2013.

De manera contraria, Sillitoe et al (1998), basados en las litocapas del cinturón de plata Boliviano, dicen que las litocapas pueden ser hospedantes de sistemas epitermales de alta sulfuración con una gran variedad de estilos de mineralización. Por ejemplo la litocapa en Cerro Rico, Potosí, que cubre un área de 1 km² y excede los 400 m de espesor, en donde la parte superior >250 m consiste de cuarzo criptocristalino, el cual es en gran medida cuarzo vuggy y residual en origen. Los subyacentes 150 m consisten de alteración cuarzo-dickita y trazas de pirofilita. Esta litocapa hospeda una importante mineralización de plata diseminada de origen hipogénico y supergénico.

Con base a lo anterior es importante conocer las características genéticas de las litocapas pues éstas están espacialmente, genéticamente y temporalmente asociadas con los intrusivos subyacentes y los consiguientes conductos de mineralización (*feeders*). Los cuales son importantes huéspedes de mineralización económica como se ha visto en el yacimiento de Red Rock en Australia (White et al 1995).

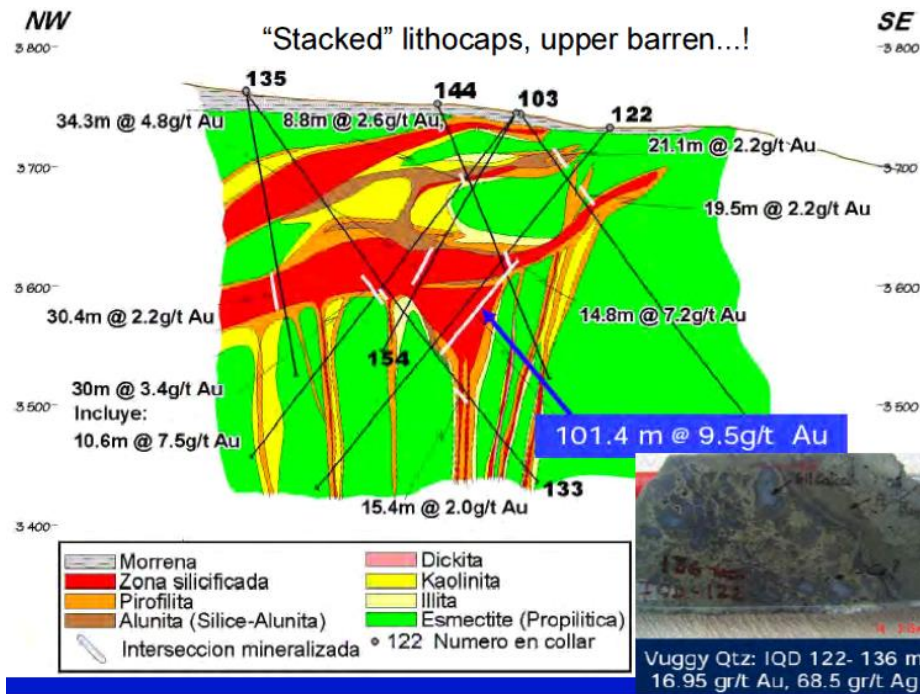


Figura VI. 2 Litocapas apiladas en el depósito de Quimsacocha, provincia de Azuay, Ecuador. Nótese las altas leyes en zonas silicificadas cerca de los conductos mineralizantes, imagen tomada de Hedenquist, 2011.

En la India, las muestras analizadas podrían corresponder a la zona de la litocapa, pues la mineralogía es típica de alteración argílica y argílica avanzada, del mismo modo las muestras no se encuentran mineralizadas y/o con concentraciones sub económicas y presentan una preferencia de sílice masivo en vez de cuarzo oqueroso (*vuggy silica*), en donde este último es más característico de los centros mineralizados (*Figura VI.1*)

- b) Las texturas analizadas de reemplazamiento y recristalización nos indican que las rocas preexistentes al yacimiento mineral sufrieron una intensa lixiviación por los fluidos ácidos y

oxidados, cotejable con las asociaciones minerales presentes en el depósito. Al estar en contacto con la roca encajonante, los fluidos sometieron a la mineralogía original a un desequilibrio provocando la disolución de éstos y una posterior deposición de otra fase mineral en su lugar (cuarzo). Los dos pseudomorfos analizados en la petrografía presentan formas tabulares y rómbicas, las cuales son interpretadas como plagioclasas, feldespatos potásicos y anfíboles totalmente silicificados y ocasionalmente reemplazados por alunita.

La textura del sílice que se presenta como cuarzo mosaico, microcristalino y plumoso, y ocasionalmente en brecha, son rasgos texturales que evidencian procesos de cambios fisicoquímicos en el fluido, por ejemplo un posible evento de ebullición, este proceso mineralizante es muy importante desde el punto de vista económico ya que se alude como responsable de la deposición de metales preciosos (Pirajno, 2009; Camprubí y Albinson 2006; Moncada et al., 2012) Cabe destacar que en las muestras G6, G8, G10, G11, G13, G16, G17 y G20 se observan estas texturas. Supergénicamente también se observa reemplazamiento, la pirita se está reemplazando a goethita, jarosita y hematita. La alteración supergénica se destaca por la movilización y concentración de oro.

- c) Los minerales encontrados en este yacimiento como el cuarzo, alunita, caolinita, pirita y dickita nos indican condiciones de alta sulfuración, donde los fluidos ácidos sulfatados usualmente presentan condiciones de pH entre 2 y 3 (Unal e Isik, 2013), como lo denotado en sistemas geotérmicos activos como el campo Palinpinon en Filipinas, que presenta deposición mineral semejante (Rae, 2013). En el caso específico de la alunita, texturalmente primaria, nos indica precisamente condiciones altamente ácidas y oxidadas en condiciones hipogénicas, como lo reflejan otros yacimientos como Summitville en Colorado (Stoffregen, 1987). Sin embargo, en este tipo de depósitos, la alunita también se puede generar en la alteración supergénica debido al intemperismo de sulfuros (Scott, 1990). Las asociaciones minerales de cuarzo-alunita-caolinita-pirita-dickita corresponden a condiciones de temperatura de entre 120 °C a 250°C, como lo evidencian estudios en sistemas geotérmicos activos (Reyes, 1990) y estudios microtermométricos de inclusiones fluidos en yacimientos epitermales como El Indio en Chile (Jannas et al, 1990). Estos rangos de temperaturas colocan a La India en el rango de los yacimientos epitermales y son comparables con resultados de estudios locales microtermométricos que denotan temperaturas de 162°C a 243°C (*comunicación personal*, Rodríguez-Díaz).
- d) Aunque los resultados obtenidos de las muestras no hayan arrojado indicios de Au, de acuerdo a la literatura relacionada al yacimiento se sabe que el principal mineral económico es el Au con cantidades menores de Ag y Cu (SGM, 2013; Doucet et al, 2012). Además de indicios metalogenéticos relacionados, por ejemplo las alteraciones hidrotermales, en especial la alteración sílicea y caolinita-alunita que se denotaron mediante estudios estadísticos en la base de datos analizada con 28, 831 datos tomados de PIMA, estas alteraciones son indicativas de contextos geológicos propicios para deposición de oro como lo encontrado en el sistema hidrotermal de alta y baja sulfuración de Seongsan en Corea del Sur (Lee et al, 2014).
- e) A pesar de las alteraciones y reemplazamiento de la textura y mineralogía original de las rocas encajonantes en La India, aún es posible distinguir una de las rocas reemplazadas, pues de acuerdo al diagrama de Streckeisen (QAPF) (**Figura VI.3**) la muestra estudiada (G3) presenta una gran proporción de plagioclasa intermedia y en menor proporción cuarzo y

magnesiohornblenda (identificado por DRX) puede ser clasificada como una riodacita o dacita, coherente con la secuencia del Complejo Volcánico-plutónico Inferior de la SMOcc (Ferrari, et al (2005). Además de esta litología Doucet et al (2012) reporta traquiandesitas-dacita y tobas dacíticas y andesitas.

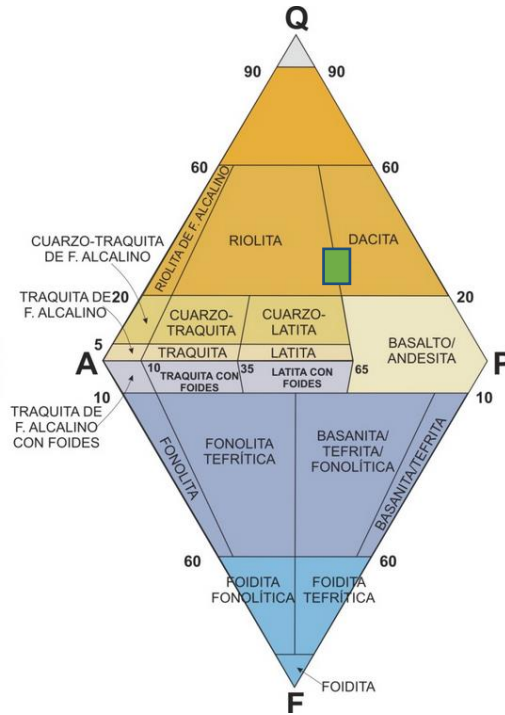


Figura VI. 3 Diagrama QAPF que muestra la clasificación para la roca encajonante analizada en la India (cuadro verde).

- f) Se encontraron evidencias de alteración *vuggy silica*, argílica, argílica avanzada y supergénica, lo cual se complementa con el mapa realizado con PIMA en donde las zonas más distales de los núcleos de *vuggy silica* consisten de alteración sericítica y propilítica. Esta zonación se ha visto en Summitville, Colorado y se ha observado que las estructuras principales corresponden a las alteraciones *vuggy silica*, cuarzo-alunita y cuarzo caolinita (Gray y Coolbaugh, 1994), esto es cotejable con lo ocurrido en La India.

VI.2 Asociaciones mineralógicas y zonamiento de alteraciones

Las asociaciones mineralógicas de las alteraciones en La India están conformadas por: cuarzo, alunita (K y Na), caolinita, dickita, ilita, interestratificados ilita-esmectita, pirita, hematita, goethita, jarosita, barita, rutilo, ilmenita, zircón, diásporo y pirofilita.

De la asociación mineral se clasificaron tres alteraciones altamente silicificadas: la silícica-oxidación, silícica-argílica y la silícica-argílica avanzada. No se encontraron evidencias de alteración propilítica en las muestras analizadas, lo que indica que las muestras estudiadas no se

encuentran lejanas al núcleo de *vuggy silica* teórico, y por lo tanto a la mineralización económica, según el orden característico de las alteraciones hidrotermales de epitermales de alta sulfuración propuestas en Camprubí y Albinson (2006).

White y Hedenquist (1995), indican que asociaciones mineralógicas como dickita-ilita-diásporo-pirofilita, encontradas en La India, suelen indicar paleo temperaturas $> 200^{\circ}\text{C}$. En Deyell y Dipple (2005), se documenta que, estudios empíricos y experimentales de sistemas hidrotermales han mostrado que la pirofilita se forma típicamente bajo temperaturas de 200°C a 350° , mientras que la dickita se forma a temperaturas menores de 200°C a 250°C . Por otra parte Sillitoe (1999), expresa que las alteraciones en depósitos epitermales de alta sulfuración muestran un cambio mineralógico de las partes profundas a las superficiales en el siguiente orden: de cuarzo-sericita (profundo) a cuarzo-dickita y/o cuarzo-pirofilita (intermedio) a cuarzo-alunita (somero), mostrando un decremento de la temperatura y consecuente incremento de la acidez de los fluidos ascendentes.

Con base en lo anterior, la asociación dickita-ilita-diásporo-pirofilita de La India perteneciente en parte, a la alteración silícica-argílica avanzada encontrada, nos indicaría un sistema epitermal de profundidad intermedia, sin embargo, debido a las cantidades accesorias de éstas fases minerales en la mayoría de las muestras estudiadas que presentan esta asociación, se podría interpretar en todo caso, a una profundidad transicional entre epitermal somero e intermedio con predominancia de tipo somero. Dos de las muestras estudiadas presentaron esta asociación específica descrita (G13 Y G16); una superficial (G13) y otra de barreno (G16) a 46 m de profundidad a partir de la neo-superficie, dicha observación es cotejable con cálculos de paleo nivel basado en estudios de microtermometría de inclusiones fluidas, las cuales arrojan valores de 50 a 60 m de espesor erosionado (comunicación personal, Rodríguez-Díaz, 2014), lo que nos daría una profundidad original aproximada para estas muestras de 50 a 100 m aproximadamente, a partir de la paleo-superficie.

Del mismo modo, con base en resultados de microtermometría de inclusiones fluidas en cuarzos, las temperaturas de homogenización oscilan entre 162°C a 243°C (comunicación personal, Rodríguez-Díaz, 2014) y cálculos realizados en ilitas e interstratificados ilita-esmectita, basados en el Índice de Kübler, arrojaron temperaturas aproximadas de formación de 200 a 269°C y más de 300°C para el caso de la sericita, lo que nos permite conocer temperaturas típicas de ambientes epitermales que van de 150 a 300°C (Simmons et al, 2005). Simmons et al (2005) usan la curva hidrostática de ebullición para ubicar diferentes minerales (caolinita, esmectita, interstratificados de arcillas e ilita) respecto a la profundidad (para esta asociación de 50m hasta 750 m de profundidad) (Figura VI.4). Con ello, se ubica de nuevo a la mineralización de La India en contextos someros de depósito.

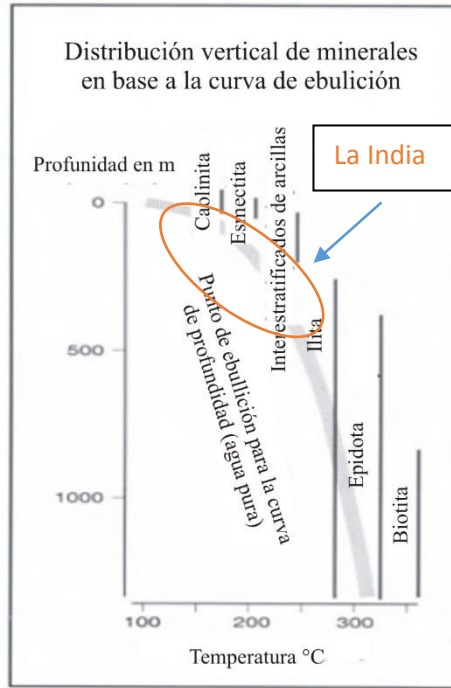


Figura VI. 4 Distribución vertical de minerales de alteración respecto a la curva hidrostática de ebullición, se marca la ubicación de la India. Adaptada de Simmons et al, 2005.

Según el estudio realizado por PIMA las asociaciones mineralógicas con una relación más fuerte en contenidos de oro fueron la sílice/ caolinita-alunita/ caolinita/ caolinita-dickita y la de alunita. Mientras que las asociaciones con menor relación en cuanto a la proporción de oro fueron la de clorita, sericita-clorita y la de esmectita-jarosita. Las fases minerales más comúnmente asociadas al oro son la sílice, caolinita, alunita y la dickita y las menos asociadas al oro son la turmalina, diásporo y la pirofilita.

VI.2.1 Alteración supergénica

La alteración supergénica en La India, consiste de óxidos e hidróxidos de Fe como la goethita y la hematita, así como otras fases minerales como la jarosita y alunita (Na y K). En microscopía se observó que la goethita y la hematita se encuentran reemplazando a la pirita. Brown (1971), expone que cualquier cuerpo mineralizado con sulfuros de hierro como la pirita es un precursor de goethita, hematita y jarosita. Para este último mineral, la pirita es particularmente importante pues aporta una fuente de hierro y sulfato. Los cationes necesarios para formar la jarosita son tomados de las rocas adyacentes por el lixiviamiento debido a las soluciones ácidas.

Las zonas oxidadas en yacimientos epitermales de metales base o preciosos como La India, suelen tener una importante relación con el enriquecimiento de metales económicos por la removilización de los mismos como se ha visto en el Distrito Mulatos (Staude, 2001) y en el yacimiento El Indio en Chile (Jannas et al, 1990). De hecho en el yacimiento La India, actualmente se trabaja con la explotación de las zonas oxidadas (Doucet et al, 2012).

Arribas 1995, nos indica que, la alteración supergénica suele sobreponerse a las alteraciones hipogénicas con lo cual se dificulta la identificación de alteraciones hipogénicas, pero si se hacen cuidadosas observaciones texturales y de relaciones mineralógicas se podría llegar a una correcta identificación que es importante para la exploración.

VI.3 Similitudes y diferencias del yacimiento La India con el Distrito Mulatos

Por la cercanía del yacimiento La India con el Distrito Mulatos (alrededor de 12 km), ambos sistemas epitermales de alta sulfuración, es posible observar características que comparten los dos sistemas y características que los hacen diferentes.

Ambos sistemas se emplazaron en secuencias volcánicas conformadas por dacitas, andesitas y tobas, que fueron intrusionadas: en La India por intrusivos granodioríticos, pórfidos dacíticos y feldespáticos y en Mulatos por domos riódacíticos y un posible pórfido a profundidad. Ambos sistemas posteriormente sufrieron basculamiento regional de 25° a 30° hacia el E-NE y exhumación de partes del yacimiento por fallamiento normal. La mineralización en ambos sistemas se observa en reemplazamiento, vetas, disseminaciones y brechas hidrotermales.

A diferencia del Distrito Mulatos, en donde la mineralización económica está relacionada a asociaciones mineralógicas como la enargita y abundante pirofilita, aparte de caolinita-cuarzo-barita y pirita, en La India, durante el estudio de las muestras analizadas no se identificó enargita pero si pirofilita (identificada por EDS y petrografía microscópica) aunque en cantidades accesorias. Doucet et al (2012), también documenta la existencia de pirofilita en cantidades accesorias como uno de los minerales de alteración en las zonas mineralizadas de La India.

En el caso de la alunita ocurre lo mismo en ambos yacimientos pero de manera contraria, pues en Mulatos la presencia de alunita es escasa y la única que se registra, se formó de manera supergénica y no está relacionada a valores económicos de Au. Contrariamente en La India, la alunita es uno de los minerales de alteración con mayor correlación al Au y puede ser hipogénica o supergénica.

En cuanto al zonamiento de alteraciones, en Mulatos, el cuerpo mineralizado se encuentra rodeado por alteración argílica avanzada (sílice oqueroso + pirofilita - caolinita) pasando a una zona de alteración argílica intermedia, mientras que las partes más distales se caracterizan por clorita-montmorillonita ± epidota (Ochoa et al, 2011). En La India el orden de zonamiento es parecido, solo que la alteración argílica avanzada consiste también de alunita, como ya se mencionó anteriormente, y las partes distales presentan moscovita, además de la clorita, montmorillonita y sericita.

VI.3.1 Secuencia paragenética en ambos sistemas

En Staude (2001) se mencionan cinco secuencias paragenéticas relacionadas a la mineralización de Mulatos (cuatro de tipo hipogénica y una supergénica): (1) oro nativo + pirita con alteración de caolinita+cuarzo+epidota+clorita+pirofilita+pirita, (2) enargita+pirita con alteración

de cuarzo+caolinita+pirofilita+pirita+clorita+epidota, (3) pirita+teluros de Au con alteración de caolinita+cuarzo+clorita, (4) oro nativo con alteración de barita+caolinita+cuarzo+pirita.

En La India la interpretación paragenética realizada en este trabajo sólo está basada en las texturas analizadas en microscopía petrográfica para el cuarzo (cuarzo de relleno de oquedad (caverna), cuarzo microcristalino en matriz, cuarzo en agregados cristalinos o cúmulos con textura de recristalización y cuarzos de reemplazamiento) y de la relación textural que guardan con los minerales encontrados. Del análisis de las texturas se puede saber que hubo más de un proceso de silicificación involucrado, coherente con la presencia de cuarzo en todas las etapas hipogénicas de Mulatos. En algunos de los cuarzos de reemplazamiento con formas tabulares y rómbicas encontrados (interpretadas como plagioclasas y anfíboles primarios respectivamente) se observó que presentan anillos de reacción o corrosión, lo cual nos indica inestabilidad por procesos posteriores.

Este proceso de inestabilidad posterior podría estar ligado a la silicificación masiva que documenta Staude (2001) en Mulatos y Doucet et al (2012) en la India; como la precursora a la mineralización importante. En La India se puede interpretar que ésta etapa (silicificación masiva), está relacionada a la matriz microcristalina y a los cúmulos de recristalización observados (con zircones primarios de la roca), pues en ellos, están embebidos los cuarzos de reemplazamiento con anillos de reacción y algunos cuarzos primarios. En la matriz microcristalina a veces se observaba la presencia de alunita formando una matriz microcristalina cuarzo-alunita, en donde minerales como el diásporo y la pirofilita están fuertemente ligados.

Los cúmulos de recristalización, que generalmente presentan tamaños mayores que la matriz microcristalina, nos indican que los fluidos que generaron la silicificación masiva fueron más calientes en un principio y posteriormente fueron enfriándose para formar cristales más pequeños conformando la matriz microcristalina.

Pirajno (2009), expone como una de las causas principales en la deposición de fases minerales económicas a la ebullición y a la disminución de la temperatura de los fluidos hidrotermales. Camprubí y Albinson (2006), exponen que la petrografía del sílice es de suma importancia ya que es cualitativamente diagnóstico de temperaturas de formación y diversos procesos hidrotermales como la ebullición. Las tres tipos de texturas de recristalización observadas en las muestras G6, G8, G10, G11, G13, G16, G17 y G20 que son cuarzo mosaico, rompecabezas (*jigsaw*) y cuarzo plumoso (*feathery*), son algunas de las texturas indicativos de procesos de ebullición según lo reportado en varios yacimientos epitermales en México (**Figura VI.5**)

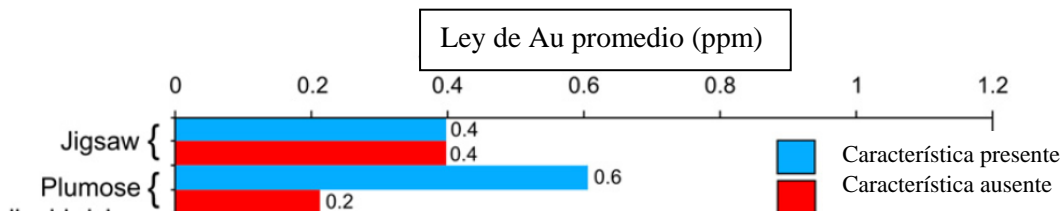


Figura VI. 5 Relación entre la concentración de Au (ppm) y las texturas observadas en las muestras de la Veta Madre, Guanajuato. Adaptada de Moncada et al, 2012.

Por último los cuarzos de relleno de cavidades serían los remanentes de la etapa de silicificación y que se encuentran ligados a la pirita y los sucesivos reemplazamientos de la misma por hematita, jarosita y pirofilita (alteración supergénica). Aunque la pirita parece estar ligada a todos los eventos, pues se observó relacionada a las texturas de cuarzo analizadas.

La barita también parece ser una de las últimas fases en haberse formado en La India, pues ésta se encuentra relacionada exclusivamente a la porosidad de la roca. Según Staude (2001), en Mulatos también fue una de las últimas fases en formarse y está estrechamente relacionada al Au tardío, sin embargo en La India no se ha reportado información de vetas tardías con barita y asociadas al Au (Doucet et al, 2012). La presencia de barita supone condiciones altamente ácidas y más oxidantes, probablemente de condiciones más superficiales (Stoffregen, 1987).

VI. 4 Variedades de alunitas (K, Na y Ca)

Como se sabe, las alunitas comprenden una familia composicional con un miembro K (alunita) y otro Na (natroalunita) en sus extremos, generalmente formada como mineral hidrotermal en los sistemas epitermales de alta sulfuración, sin embargo, Scott (1990) menciona que debido a su formación en niveles superiores, puede ser afectada por la subsecuente meteorización, en donde puede ser incorporado a su estructura Ag, Bi, Cu y Pb, derivados de los sulfuros o de apatito.

La alunita hipogénica y supergénica se forma en un rango de temperatura entre 15°C y 400°C y son un producto de alteración de los minerales contenedores de Al en ambientes relativamente oxidados y ricos en azufre (Georgieva y Velinova, 2012)

Se han documentado tres tipos de alunitas en el yacimiento La India: (1) alunita K, (2) alunita Na y (3) alunita Ca, según las asociaciones obtenidas por PIMA. En el estudio realizado en este trabajo solo se encontraron alunita K y Na. Las correlaciones que presentan las alunitas con contenidos de Au según el trabajo realizado por PIMA, varían de acuerdo al tipo de alunita. La alunita que ligeramente está más relacionada con leyes superiores a 1 g/t de Au es la alunita Na, sin embargo, la composición parece no ser un factor importante en la correlación respecto al Au, pues la correlación de la alunita K con respecto al Au es muy similar al observado con la alunita Na. Por otra parte, la alunita Ca es la que menos está relacionada a valores importantes de Au y tampoco parece tener una importante presencia en el yacimiento, puesto que sólo está presente esporádicamente.

La discriminación entre alunita K y Na se llevó a cabo mediante las técnicas de Celref Rietveld y se complementó con lo observado en los espectros de Infrarrojo analizando las bandas de vibración característicos de los grupos funcionales, así como por la química mineral realizada por microscopio electrónico de barrido en donde se identificó la presencia de alunitas zonadas con enriquecimiento de Pb embebidas en una barita.

Se observó que existe un miembro totalmente K, mientras que las otras muestras se presentan como solución sólida entre ambos extremos composicionales (K y Na), a pesar de esto, lo que se observó con las muestras analizadas es que la alunita cristalina y rosada es preferentemente K, mientras la pobremente cristalina es de afinidad Na. Taylor (2007), expresa que el hábito de la alunita puede ser un indicador del tipo de alunita, pues la alunita hipogénica típicamente es

crystalina mientras que la formada supergénicamente es normalmente de grano fino y pobremente cristalina. Sin embargo, su origen debe ser explicado por otros métodos, puesto que las alunitas supergenicas tienen a ser generalmente ricas en K en comparación con aquellas emplazadas a altas temperaturas (Deyel et al, 2005), debido a que como afirma Deyell y Dipple (2005), la sustitución por Na es favorable a temperaturas mayores a diferencia de la sustitución por K.

En cuanto a la alunita zonada, en Arribas (1995), se menciona que el origen del Pb es todavía incierto, puesto que estudios de isotopos de plomo no logran distinguir la fuente del mismo. En yacimientos de alta sulfuración como Summitville y Rodalquilar, en donde los estudios isotópicos muestran que el Pb es de origen ígneo, pero la forma en como el sistema hidrotermal adquirió el metal es desconocido, por ejemplo, pudo haber sido por lixiviamiento de la roca encajonante o derivado de la cristalización del magma o por meteorización de los sulfuros.

Bayliss et al, (2010) clasifica a una alunita con Pb como una plumboalunita con formula $Pb_{0.5}Al_3(SO_4)_2(OH)_6$ y la reporta como una fase hipotética. En el yacimiento de Summitville en Colorado se ha encontrado como hinsdalita ($PbAl_3(P_{0.5}S_{0.5}O_4)_2(OH)_6$) (Bayliss et al, 2010). Su relación paragenética con los sulfuros es desconocida, pero su origen se ha asociado al reemplazamiento del apatito magmático durante la alteración argílica avanzada (Gray y Coolbaugh, 1994).

Lo interesante en cuanto a esta anomalía de Pb en ciertas alunitas es que el Pb suele ser un elemento traza diagnóstico de las zonas con alteración cuarzo-alunita, como se ha documentado en el yacimiento de Summitville y en donde minerales económicos como el Au también están enriquecidos en estas zonas de alteración (**Figura VI.6**).

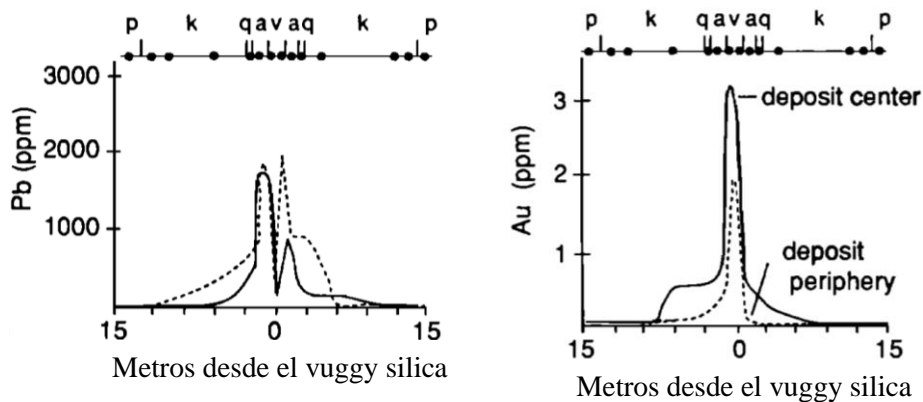


Figura VI. 6 Diagramas de correlación entre la concentración del Pb y el Au contra la distancia lateral respecto al vuggy silica. La línea punteada indica las muestras de la zona de Science vein y la no punteada las de la zona de Copper Hill en el yacimiento de Summitville. v = vuggy silica, a = cuarzo-alunita, q = cuarzo-caolinita, k = argilica, p = propilitica. Adaptada de Gray y Coolbaugh (1994).

VI.5 Pertinencia de las técnicas analíticas

Melgarejo et al. (2010) expresa que los estudios detallados de la mineralogía en los yacimientos minerales no solo presentan connotaciones académicas, pues se ha reflejado que los

estudios con las técnicas analíticas han ayudado a incrementar o descartar el interés que se tiene respecto a un yacimiento mineral.

Las técnicas utilizadas en este trabajo (petrografía, DRX, IF, SEM) se complementan bastante bien puesto que a pesar de que la técnica en la que fue basado principalmente el trabajo fue la DRX, una técnica muy sencilla y poderosa, algunas fases mineralógicas no fueron fácilmente identificadas con la misma debido a ciertas limitaciones como por ejemplo el solapamiento de las reflexiones de algunos minerales que presentan picos característicos similares o por la concentración del mineral que se podía presentar en cantidades mínimas y por lo tanto sus reflexiones no eran fácilmente apreciables como fue el caso de la pirofilita.

Con el uso de la petrografía se identificaron fases en cantidades accesorias que pudieron ser observadas y clasificadas, así como la relación textural que guardaba con el resto de las fases identificadas. El SEM fue importante en la afirmación de fases minerales y en la química de zonamiento de alunitas.

Capítulo VII

Conclusiones

VII Conclusiones

- El depósito de oro La India tiene las siguientes características: estructuras de mineralización en forma de reemplazamiento con desarrollo lateral, principalmente, presencia de texturas de recristalización del sílice (cuarzo microcristalino, mosaico, rompecabezas (*jigsaw*) y plumoso), asociaciones minerales generadas por soluciones ácidas hidrotermales como cuarzo-alunita-dickita-caolinita-pirita, mena principalmente de oro, emplazamiento del yacimiento en secuencias de arco volcánico y presencia de alteraciones hidrotermales de cuarzo oqueroso, argílica, argílica avanzada y partes distales de propilítica. Además de datos microtermométricos en temperaturas alrededor de los 200 °C y asociaciones minerales en estabilidad mineral alrededor de esta temperatura. Todas estas características clasifican al yacimiento La India como un sistema epitermal de alta sulfuración.
- La India se clasifica dentro de los estilos de mineralización propuestos por White (1991) como de tipo Nansatsu que se caracteriza por reemplazamientos en roca encajonante y halos de alteración de cuarzo-alunita, caolinita e ilita-montmorillonita, distinguiéndose de este modelo teórico por la escasez de montmorillonita y la adición de cuarzo-dickita e interestratificados de minerales de arcilla (ilita-esmectita).
- Es muy probable que las muestras analizadas en La India correspondan a una zona de litocapa debido a: disposición de reemplazamiento semilateral-irregular, la alteración argílica y argílica avanzada, la no mineralización o mineralización sub económica y la predominancia de sílice masivo contra cuarzo oqueroso en las muestras. Zonas de litocapa deben de ser estudiadas con precaución, en asociación a las alteraciones, debido a que están ligadas genética y espacialmente a los conductos mineralizantes (*feeders*).
- Datos de microtermometría de inclusiones fluidas proporcionan como resultado temperaturas de homogenización entre 162° a 250°C e información de temperaturas aproximadas en base al IK de la ilita e interestratificados ilita-esmectita, dan un rango de temperatura para La India de entre 200 a 269°C y mayor a 300°C para el caso de las sericitas, lo que corresponde a niveles epitermales someros con incipiente transición a intermedio.
- Texturas del sílice como cuarzo mosaico, microcristalino, rompecabezas (*jigsaw*) y plumoso evidencian cambios fisicoquímicos (principalmente temperatura) de los fluidos hidrotermales asociado a un posible evento de ebullición, además de la presencia de minerales por precipitación ácida. Aparte de la presencia de anillos de reacción o corrosión en cuarzos primarios y de reemplazamiento que nos indica la evidencia de más de un evento de silicificación asociado a la mineralización.
- Las asociaciones mineralógicas de las alteraciones en La India están conformadas por: cuarzo, alunita (K y Na), caolinita, dickita, ilita, interestratificados ilita-esmectita, pirita, hematita, goethita, y en menor medida por jarosita, barita, rutilo, ilmenita, zircón, diásporo, sericita y pirofilita.
- Según el estudio realizado por PIMA las asociaciones mineralógicas con una relación más fuerte en contenidos de oro fueron la silíceo, caolinita-alunita, caolinita, caolinita-dickita y

la de alunita. Mientras que las asociaciones con menor relación en cuanto a la proporción de oro fueron la de clorita, sericita-clorita y la de esmectita-jarosita. Las fases minerales más comúnmente asociadas al oro son la sílice, caolinita, alunita y la dickita y las menos asociadas al oro son la turmalina, diásporo y la pirofilita.

- La alteración supergénica en La India consiste de óxidos e hidróxidos de Fe (hematita y goethita, respectivamente), así como por jarosita y alunita (Na y K). Todos estos minerales producto de la oxidación de sulfuros como la pirita y de minerales contenedores de Al. Zonas oxidadas suelen ser importantes económicamente por la removilización de metales como el Au.
- A diferencia del Distrito Mulatos en donde la mineralización se encuentra ligada a pirofilita y enargita, aparte de caolinita-cuarzo-barita, en La India no se identificó presencia de enargita y más que con pirofilita (encontrada en cantidades accesorias), la mineralización está asociada a alunita, aparte de cuarzo, caolinita y dickita.
- Las variedades de alunita más abundantes en La India son de tipo K y Na, también se reporta alunita de tipo Ca, pero menos abundante. De las muestras analizadas con alunita se identificó que éstas suelen no presentarse como parte de un solo extremos composicional (Na o K), sino más bien como una solución sólida. Con base en los datos de PIMA, la alunita que ligeramente está más relacionada al Au es la alunita Na, posiblemente debido a que la sustitución por Na es más común a altas temperaturas.
- La alunita zonada con concentraciones de Pb, identificada como plumboalunite (mineral hipotético), podría ser tomada como un mineral traza o elemento traza (Pb) para zonas importantes económicamente, como lo documentado en el yacimiento de Summitville en Colorado.
- En conjunto el buen uso de técnicas analíticas tanto convencionales como no convencionales son herramientas poderosas a la hora de conocer las características mineralógicas, genéticas, y económicas que implica un yacimiento mineral.

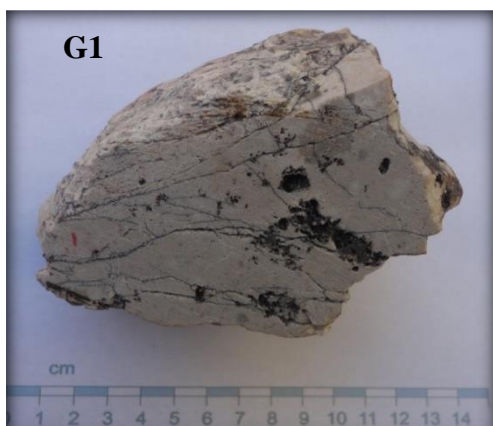
VII.1 Recomendaciones

- Un muestreo más amplio tanto de muestras superficiales como de barrenación para conocer mejor la distribución de las alteraciones y por ende dilucidar en la implicación genética que presenta y como ayuda de guías de exploración.
- A pesar del estudio de las alunitas y de que se documenta alunita supergénica e hipogénica no está claro del todo su origen pues según lo que documenta Rockwell (2000) acerca del yacimiento Goldfield en Nevada es que, para definir el origen de las alunitas son necesarios estudios isotópicos de azufre ($\delta^{34}\text{S}$). Del mismo modo, Deyell et al (2005), en el depósito de Tambo, Chile, utilizó aparte del isotopo $\delta^{34}\text{S}$, los isotopos estables δD , $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}}$ en alunitas para caracterizarlas. Así como también la discriminación de la composición de alunitas por medio de métodos como Rietveld, puesto que en la exploración minera, Deyell

y Dipple (2005) dicen que el uso de las variabilidades K-Na en alunitas como guía de exploración mineral debe ser tratado con precaución.

- Fechamiento de los minerales de alteración como por ejemplo de la alunita por K-Ar, simplemente para ubicarlo en un contexto genético de la provincia de oro del este de Sonora (Camprubí y Albinson, 2006).
- Correlacionar mapeos específicos de alteración mediante uso de técnicas convencionales y no convencionales, con mediciones directas de inclusiones fluidas para tener mayor precisión en zonación térmica y posible identificación de conductos mineralizantes o estructuras primarias.
- Geología estructural para denotar desplazamiento de bloques y posibles interrupciones de halos de alteración en superficie y a profundidad o identificar trampas de mineralización como lo denotado en Mulatos (Staude, 2001).

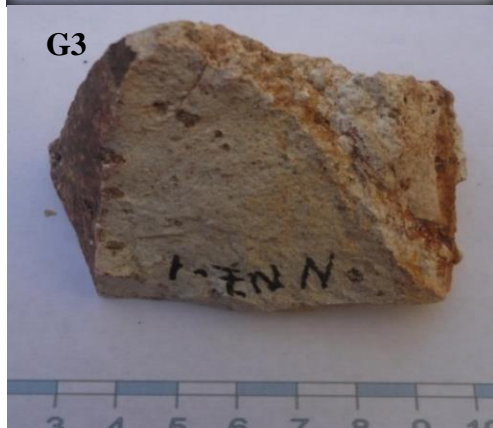
Anexo

Descripción macroscópica de muestras**G1 (IND-NNZ-3)****Superficial**

Descripción: Roca clara silicificada color amarillo grisáceo con fracturas y oquedades circulares e irregulares de diferente tamaño rellenas por óxidos y cuarzo cristalino euhedral.

**G2 (IND-NNZ-4)****Superficial**

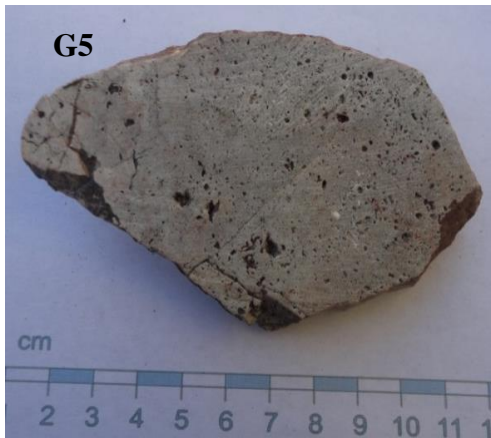
Descripción: Roca clara silicificada con oxidación, se observan pequeños cristales tabulares color verde acompañados de óxidos y pequeños cristales menores a 1 mm de cuarzo euhedral.

**G3 (IND-NNZ-1)****Superficial**

Descripción: Roca color claro amarillo de baja densidad y silicificada con tonalidades pardas y rojizas por la oxidación, también presenta oquedades rellenas de cristales pequeños de cuarzo euhedral con tamaños de 0.3 mm y de hasta 2 mm.

**G4 (IND-NNZ-4)****Profundidad:**

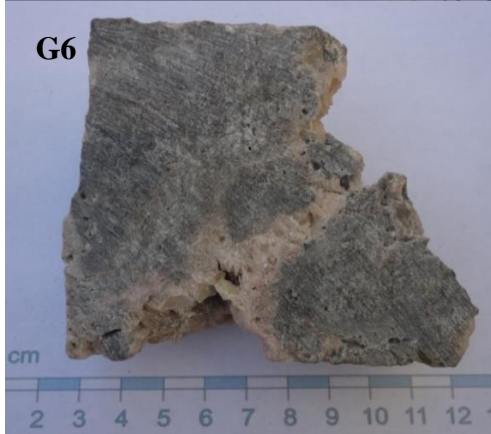
Descripción: Roca color amarillo claro con tonos pardos y rojizos, presenta fenocristales de feldespato alterados a una alteración argílica. También presenta una capa de óxidos con tonos rojizos y naranjas claros que rellenan fracturas junto con las arcillas.



G5 (IND-NNZ-5)

Superficial

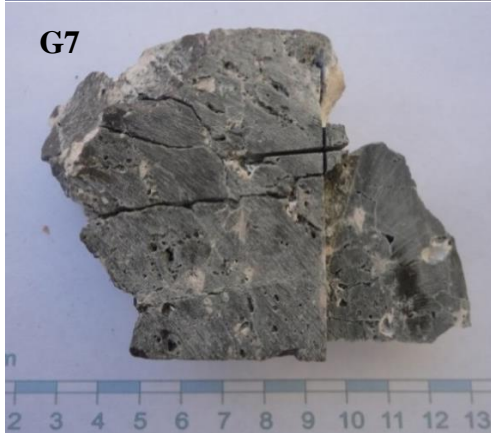
Descripción: Roca silicificada con textura de cuarzo oqueroso (*vuggy silica*). Minerale de textura de grano fino y claro se encuentran relleno de los huecos de la textura de cuarzo oqueroso.



G6 (IN-13-589)

Profundidad: 117.9 m.

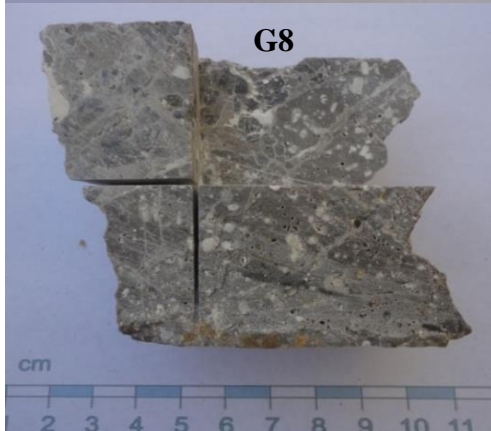
Descripción: Roca de sílice masiva con tonalidades de gris claro a oscuro, presenta zonas menos silicificadas de tonos gris claro con pequeños cristales de alunita translucidos y rosas. Los cristales de alunita que rellenan cavidades presentan un hábito fibroso y hojoso masivo. En el centro de la muestra se observa una vetilla de alunita de 8 mm de grosor haciéndose más ancha en uno de sus extremos.



G7 (IN-13-589-3)

Profundidad: 116.9

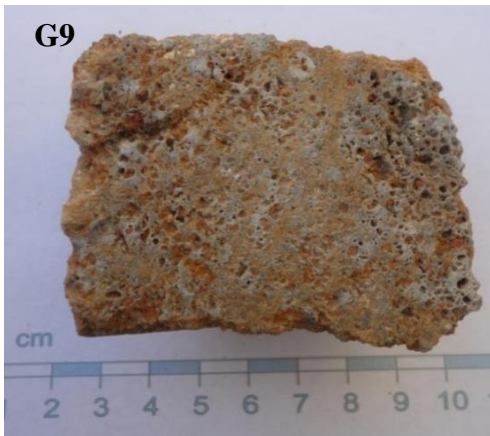
Descripción: Roca color gris con tonalidades blancas y rosáceas, se observa textura de sílice oqueroso (*vuggy silica*) de donde algunas cavidades están rellenas de alunita no cristalina en forma de agregado fino, sin embargo en algunas oquedades la alunita se presenta como pequeñas fibras de color rosa de algunos milímetros.



G8 (IN-13-589-2)

Profundidad: 64-66.2 m

Descripción: Brecha de fragmentos de sílice masiva con textura “vuggy silica”, las oquedades están rellenas de alunita no cristalina y arcillas color claro, también se presentan pequeños cristales de pirita relleno de cavidades en forma de agregados.



G9 (IN-13-589)

Profundidad: 64 m

Descripción: Roca silicificada y oxidada con evidente textura *vuggy silica*, las cavidades varían de tamaño pero dominan las de tamaño milimétrico, estas se encuentran rellenas por minerales arcillosos, óxidos y alunita. También se presenta pirita diseminada en algunas cavidades.



G10 (IN-13-589)

Profundidad: 57.9 m – 59.65 m

Descripción: Roca color gris claro silicificada con una incipiente textura *vuggy silica* en las zonas más claras, se observan tonos pardos por oxidación y minerales arcillosos.



G11 (IN-13-589)

Profundidad: 64 m – 67.5 m

Descripción: Se observa una roca compuesta de sílice principalmente, la cual presenta cavidades, producto de alteración, las cuales están rellenas en su mayoría por arcillas, óxidos y un poco de alunita.



G12 (NZW-3)

Superficial

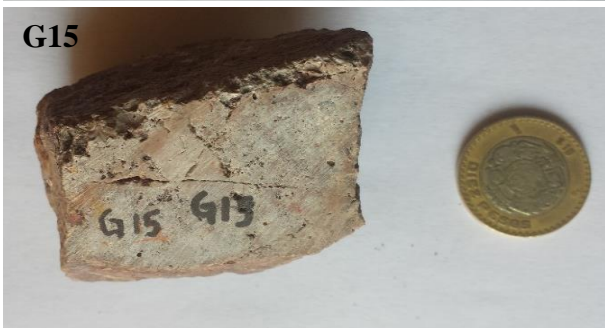
Descripción: Roca color claro amarillento con tonalidades oscuras y amarillo anaranjado, la roca presenta una serie de cavidades de 1.5 cm en donde se presentan una gran cantidad de cristales de cuarzo bien formados y óxidos de tono oscuro brillante, también presenta cavidades más pequeñas de algunos milímetros que también están rellenas por cuarzos y óxidos, la roca presenta algunos cristales de cuarzo.

**G13 (IND-1)****Superficial**

Descripción: Roca color gris claro, con pátina de alteración de sulfuros y óxidos por su carácter iridiscente, también presenta alteración argílica pues se observan arcillas.

**G14****G14 (IND-2)****Superficial**

Descripción: Roca clara silicificada con oquedades rellenas por óxidos y minerales arcillosos

**G15****G15 (IND-3)****superficial**

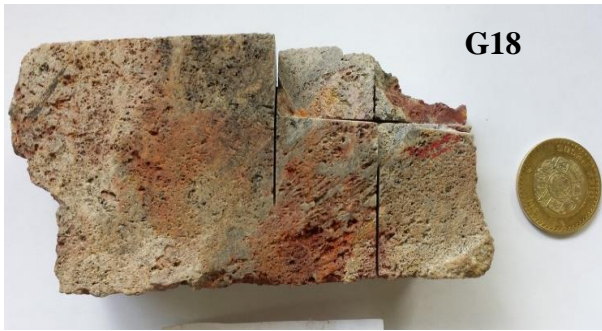
Descripción: Roca silicificada con vetillas de oxidación e incipiente textura *vuggy silica*

**G16****G16 (IN-13-582)****Profundidad:** 46.9 m

Descripción: Roca reemplazada a sílica masiva color gris claro, se observa alunita y arcillas de tonalidades claras junto con pirita dispersos en cavidades tabulares.

**G17****G17 (IN-13-550)****Profundidad:** 34 m

Descripción: Roca brechada de tonalidades pardas y grises con matriz fina de sílice. Presenta óxidos, relleno de cavidades por arcillas y clastos de sílice masiva que presentan disolución.



G18

G18 (IN-13-563)**Profundidad:** 32.5 m

Descripción: Sílice masiva de color gris claro a oscuro, presenta vetilleo tardío de cuarzo, se observan tonalidades rojas y pardas de oxidación, presenta textura *vuggy silica* por la disolución evidente produciendo cavidades.



G19

G19 (IN-13-484, 111299 C7)**Profundidad:** 13.4 m

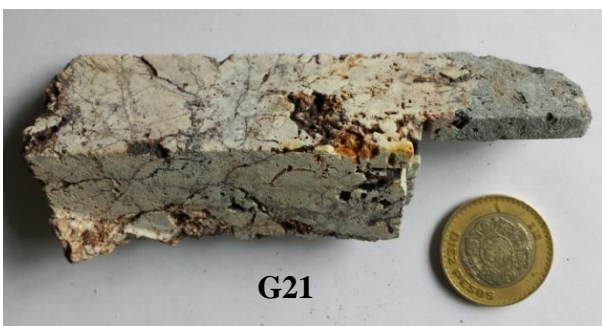
Descripción: Roca alterada silicificada de composición dacítica, se observan minerales más claros que reemplazaron a los feldspatos, posiblemente alunitas y algunas arcillas, también se observa vetilleo tardío de oxidación.



G20

G20 (IN-13-568)**Profundidad:** 33.10 m

Descripción: Brecha de fragmentos de sílice masiva gris con algunos fragmentos de cuarzo más claro y arcillas de tono blanco grisáceo, también se observa vetilleo de óxidos y presencia de pirita preferentemente entre los clastos.



G21

G21 (DDH-11-183, 492701)**Profundidad:** 23 – 24 m

Descripción: Sílice masiva blanca porosa y pardusca con oquedades rellenas de óxidos, se observa un nódulo de cuarzo gris con sulfuros y parches rosas de alunita de tamaños milimétricos y oxidación en la muestra.



G22

G22 (DDH-10-155, 9434)**Profundidad:** 20.35 - 22 m

Descripción: Sílice masiva con alunita dispersa reemplazando a los feldspatos tabulares de la roca original, se observan arcillas aisladas y dispersas junto con los óxidos de Fe y pirita en forma de vetilleo.



G23 (DDH-11-183, 492700)

Profundidad: 22 - 23 m

Descripción: Sílice masiva con cuarzo blanco y nódulos de cuarzo gris con sulfuros diseminados, los dos tipos de cuarzo son porosos, también se observa vetilleo de óxidos como hematita y goethita en bandas asociadas a sulfuros.



G24 (DDH-11-183, 492726)

Profundidad: 53 - 54 m

Descripción: Sílice masiva blanca con arcillas de tonalidades claras, ligeramente verde, se presenta un horizonte de vetilleo de cuarzo con bandas de sulfuros oscuros.

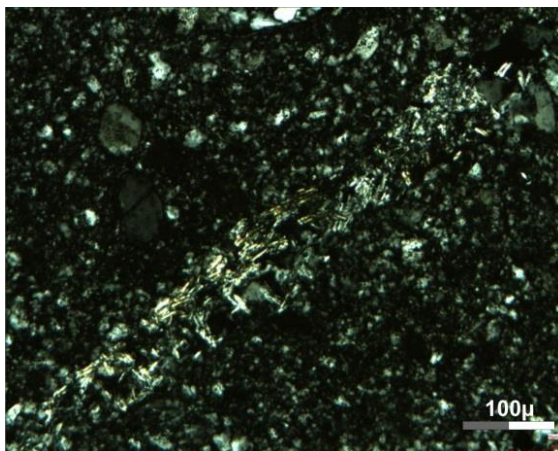


G25 (DDH-10-155, 9433)

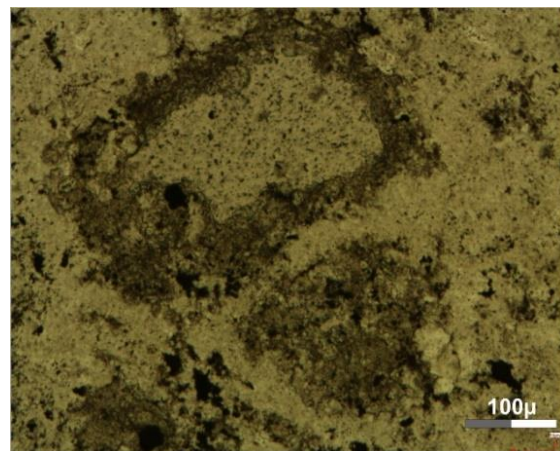
Profundidad: 19 – 20.35 m

Descripción: Sílice masiva gris pardusca porosa y con un nódulo de cuarzo *vuggy*, se observa también vetilleo de óxidos y vetillas conjugadas de alunita tardía.

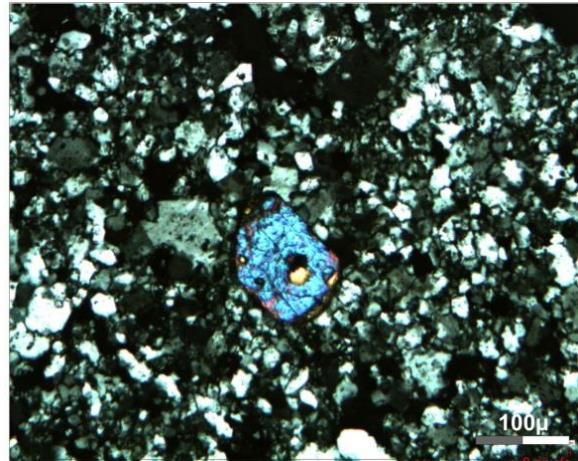
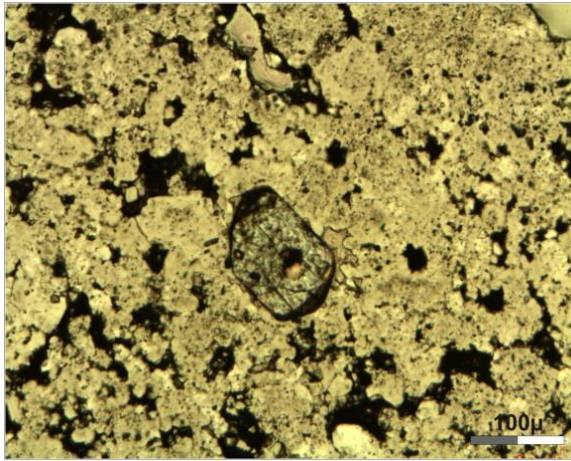
Microscopía petrográfica



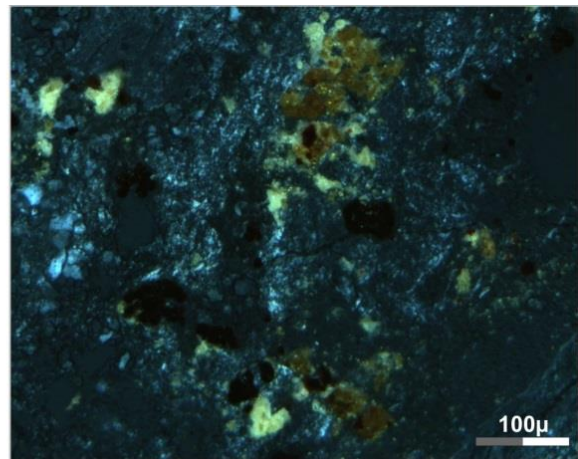
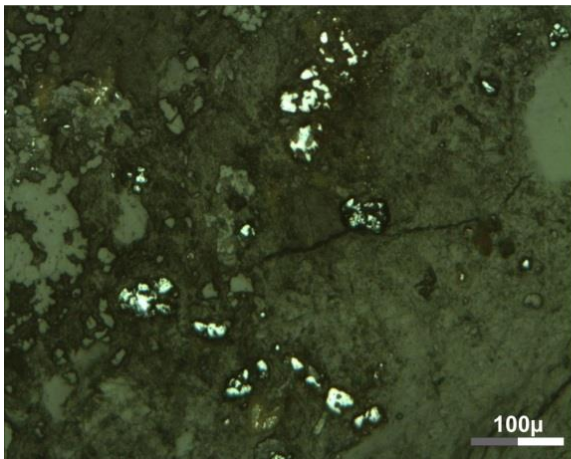
Vetilla de alunita de cristales pequeños aciculares en matriz microcristalina de cuarzo, LTP.



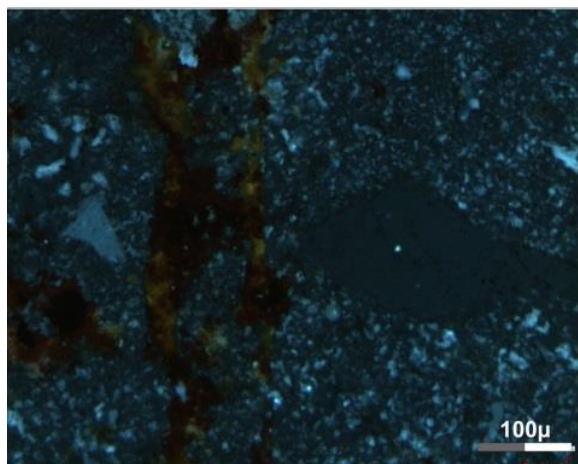
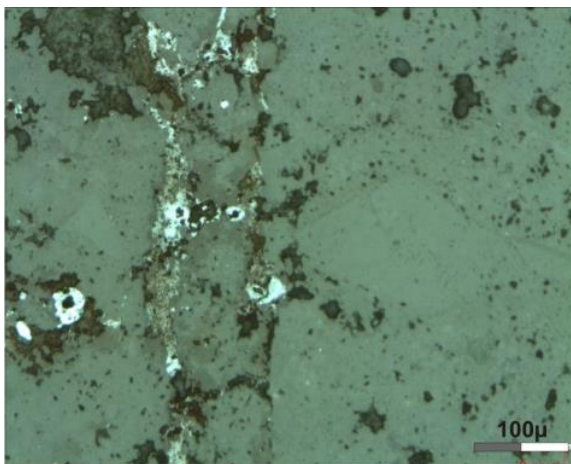
Minerales de arcilla distribuidos alrededor de un poro de forma tabular en matriz microcristalina, LT.



Cristal de zircón, remanente de la roca original embebido en matriz microcristalina de cuarzo recristalizado. Izquierda, LT. Derecha, LTP.

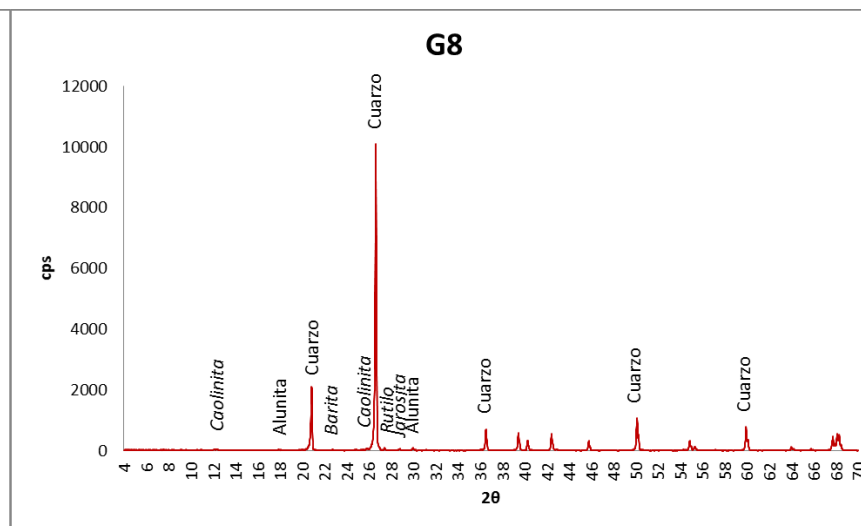
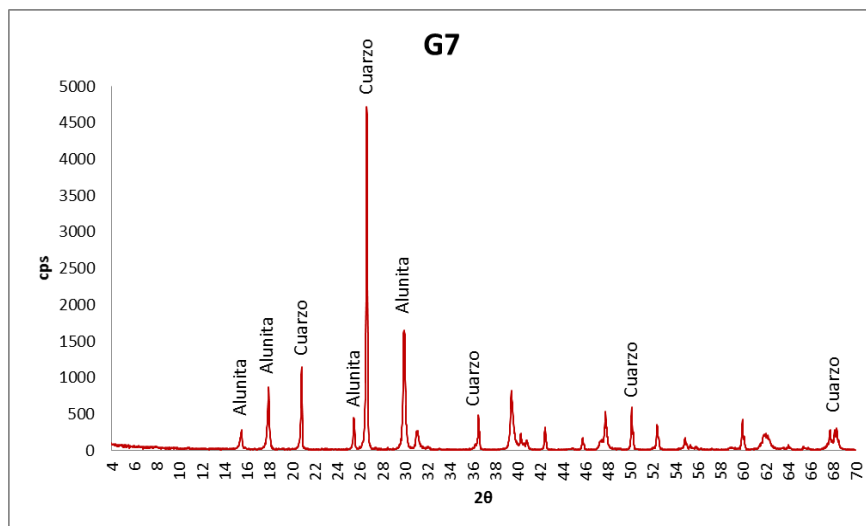
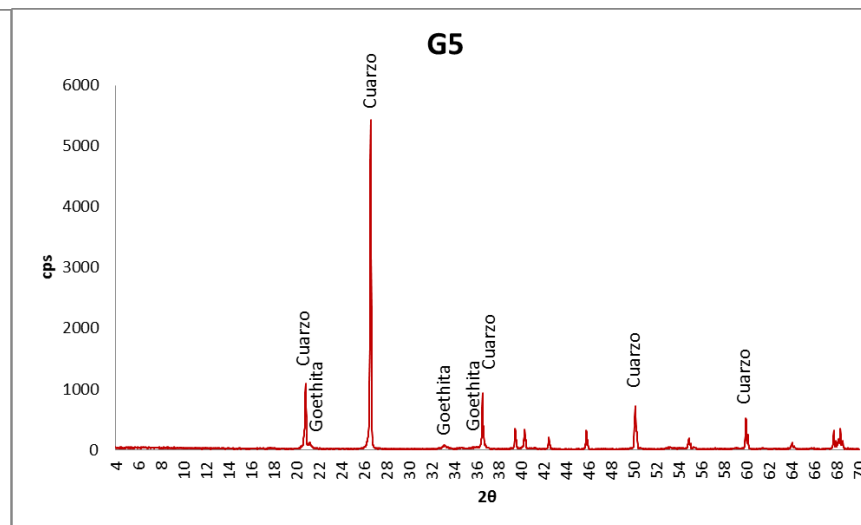
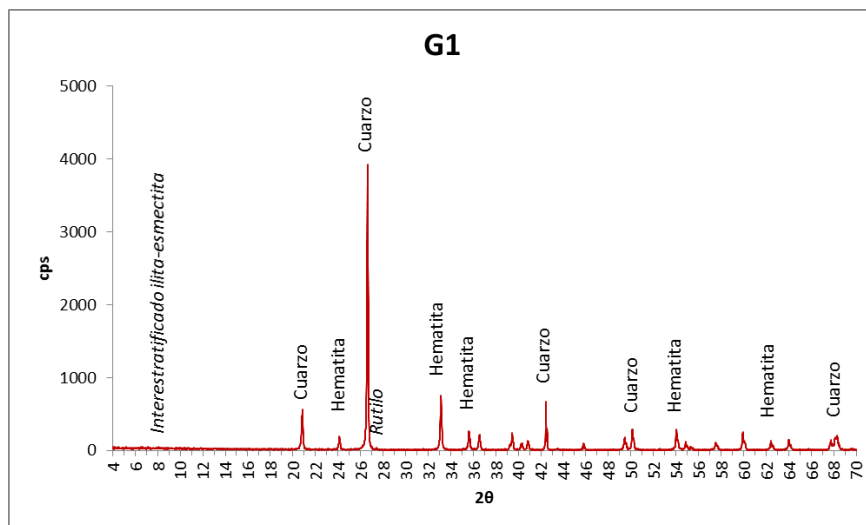


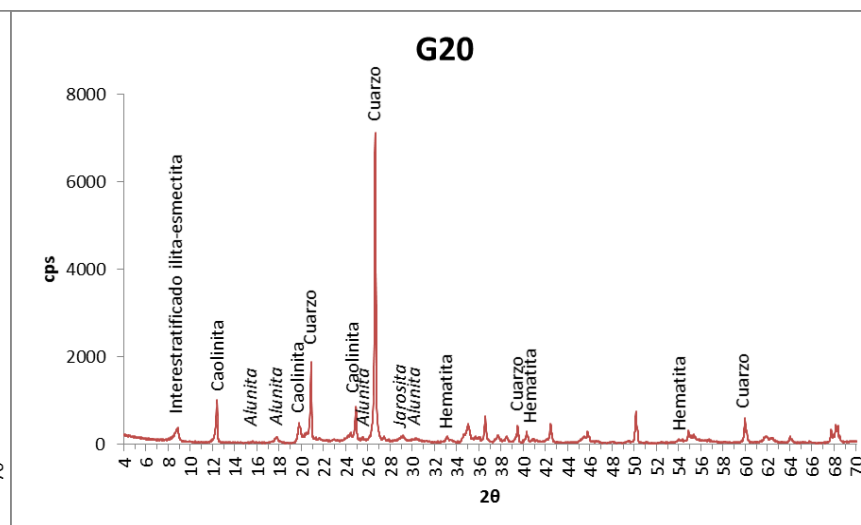
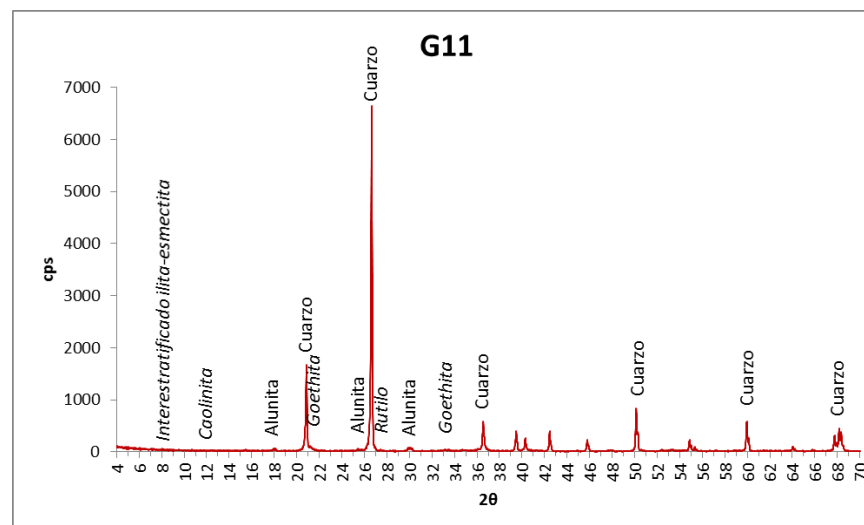
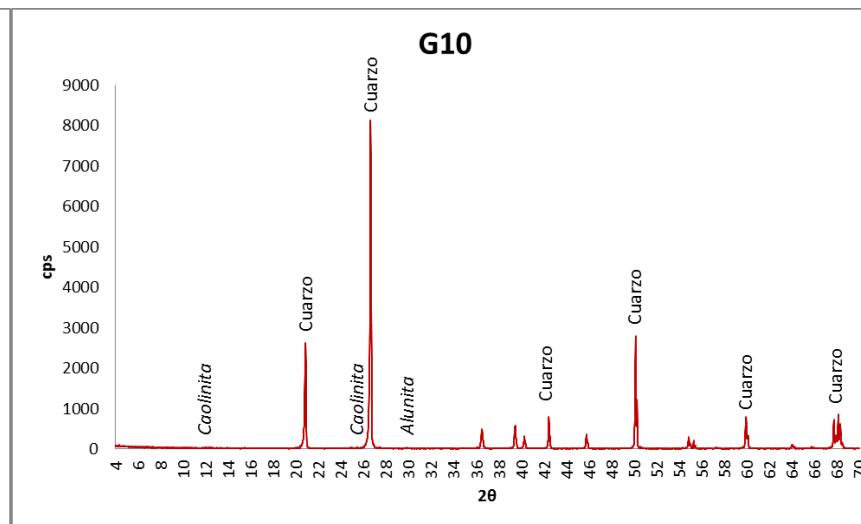
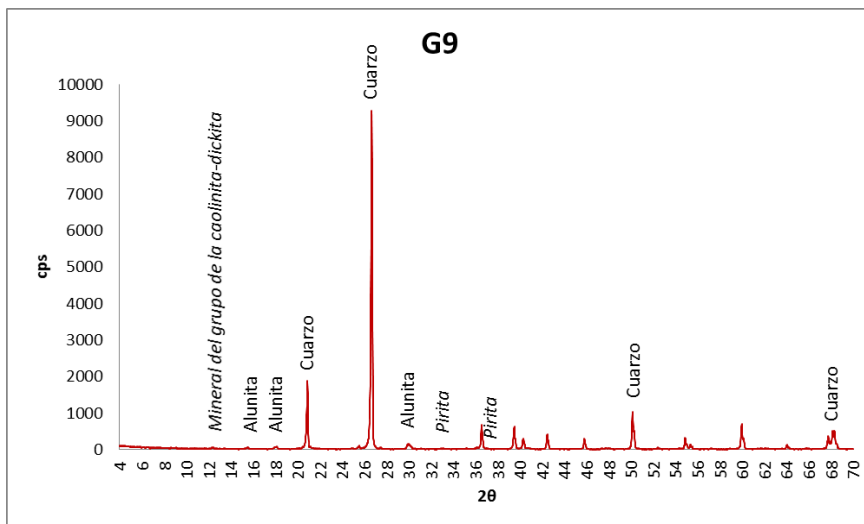
Cristales de pirita en reemplazamiento por goethita, se observa jarosita de tono más claro asociada a la goethita, la matriz se presente silicificada. Izquierda con LR y derecha con LRP.

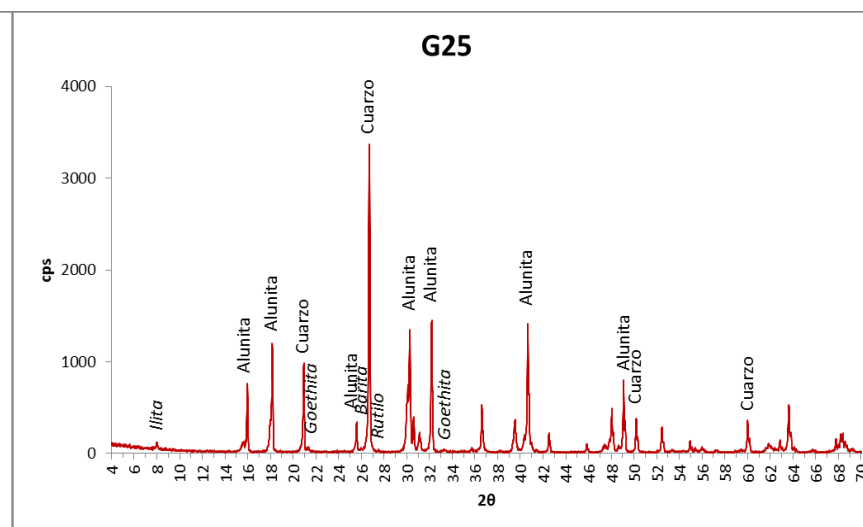
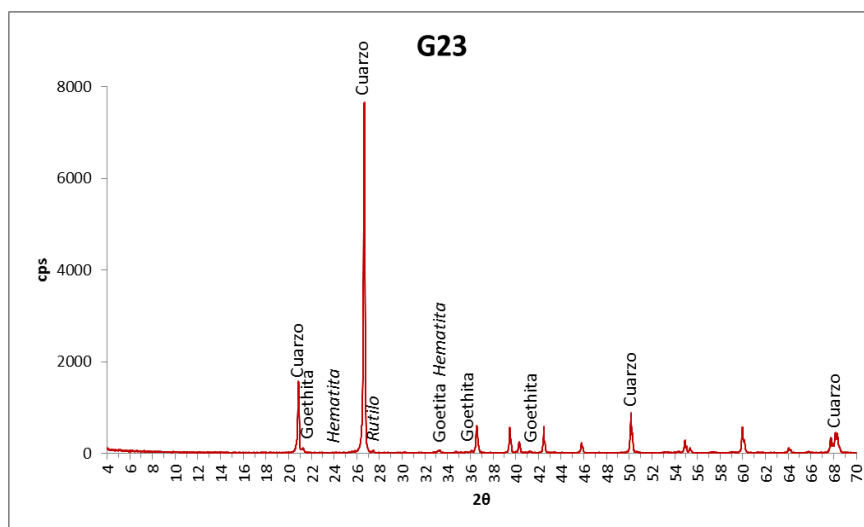
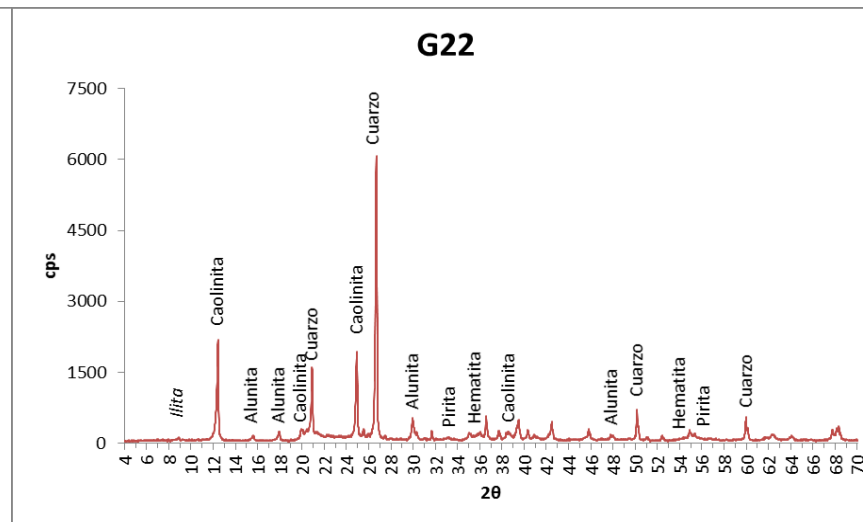
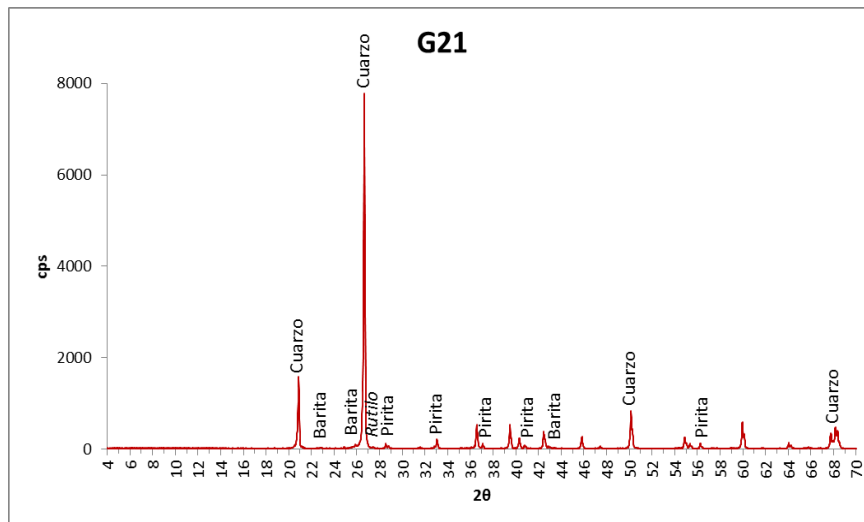


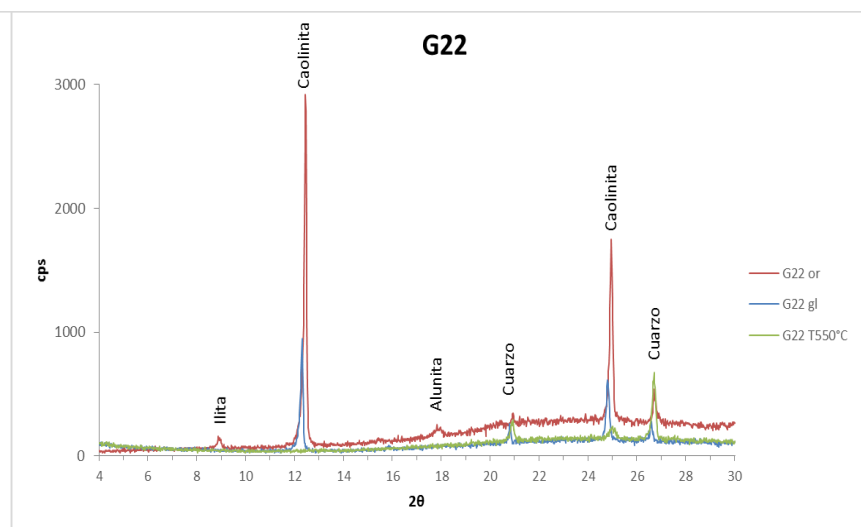
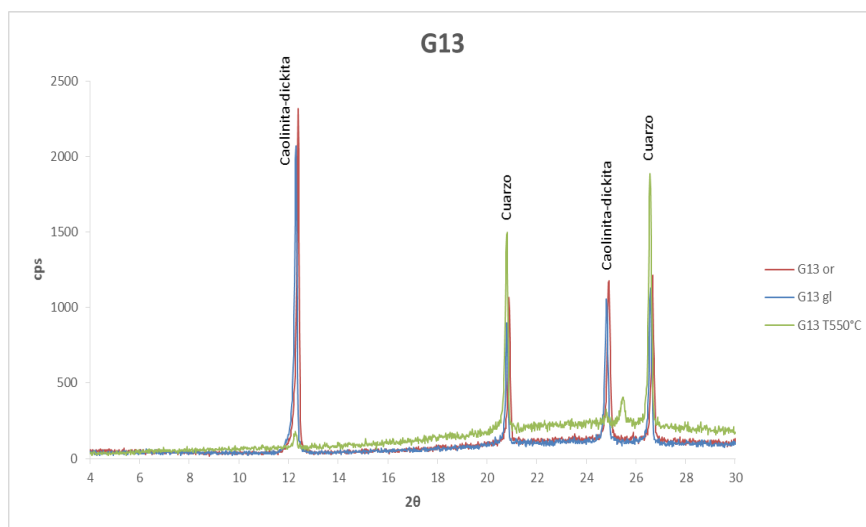
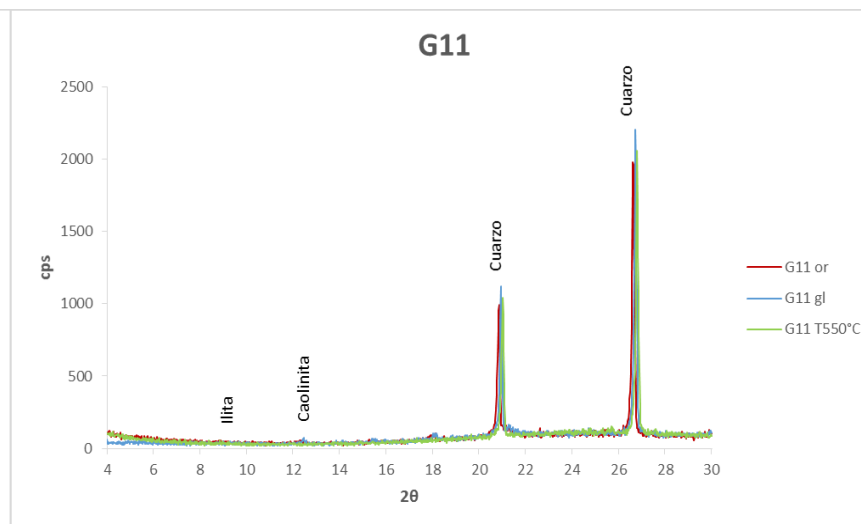
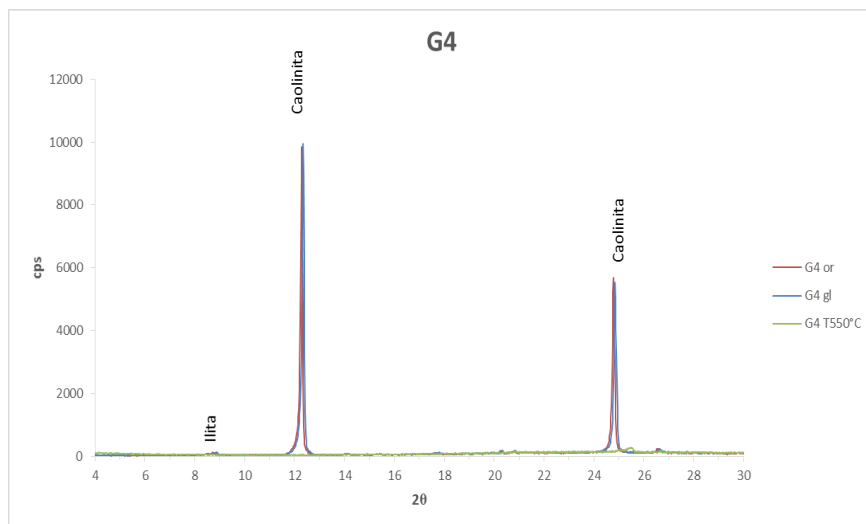
Pseudomorfo rómbico de cuarzo en matriz microcristalina de cuarzo recristalizado. Izquierda, LR y derecha con LRP.

Difracción de Rayos X









BIBLIOGRAFÍA

A

Abad Isabel, 2013, Physical meaning and applications of the illite Kübler index: measuring reaction progress in low-grade metamorphism pp.53-64. In Nieto, Fernando; Jiménez-Millán, Juan. "Diagenesis and low-temperature metamorphism. Theory, methods and regional aspects". Seminarios de la Sociedad Española de Mineralogía.

Aguirre-Díaz, Gerardo J., Labarthe-Hernández, Guillermo., Tristán-González, Margarito., Nieto-Obregón, Jorge., Gutiérrez-Palomares, Issac., 2008, Chapter 4 The Ignimbrite Flare-Up and Graben Calderas of the Sierra Madre Occidental, México, en Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response Edited by Joachim Gottsmann and Joan Martí, Vol. 10 pp.143-180.

Albrecht A., Goldstein S.L., 2000, Effects of basement composition and age on silicic magmas across an accreted terrane-Precambrian crust boundary, Sierra Madre Occidental, Mexico, Journal of south American Earth Sciences, 13, pp. 255-273.

Ancochea Soto Eumenio, Andonaegui Monero Pilar, et al, 2013, Atlas de rocas ígneas, consultado el 23 de agosto del 2014. Disponible en <http://petroignea.wordpress.com/minerales/minerales-de-alteracion/sericita/>

Arribas, A. Jr., 1995, Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid, en Thompson, J.F.H. (ed.), Magmas, fluids and ore deposits: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 23, pp. 419-454.

B

Bayliss P., Kolitsch U., Nickel E.H, Pring A., 2010, Alunite supergroup: recommended nomenclature, Mineralogical Magazine, vol 74(5), pp. 919-927.

Bishop Janice L., Murad Enver, 2005, The visible and infrared spectral properties of jarosite and alunite, American Mineralogist, vol. 90, pp. 1100-1107.

Brown J.B., 1971, Jarosite-Goethite Stabilities at 25°C, 1 ATM, Mineral Deposita 6, pp. 245-252.

C

Camprubí A., Albinson T., 2006, Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Revisión de Algunas Tipologías de Depósitos Minerales de México, Tomo LVIII, núm. 4, pp. 27-81.

Camprubí, A., 2009, Major metallogenic provinces and epochs of Mexico: SGA News (Society for Geology Applied to Mineral Deposits), v.25, pp. 1-21 (Supplementary electronic material at <https://www.e-sga.org/index.php?id=1284>.)

Cardona Sánchez D. Patricia, s.f, Notas del curso análisis instrumental unidad 4a espectroscopia infrarrojo [PDF], consultado el 12 de marzo del 2014. Disponible en: <http://farmacia.udea.edu.co/pcardona/curso/assets/Unidad-4/NOTAS-DEL-CURSO-IR-U4A.pdf>

Carretero, M. I. y Pozo, M., 2007, Mineralogía Aplicada. Salud y Medio Ambiente, Paraninfo, Madrid, 424 p.

Cerpa L.M., Bissig T., Kyser K., McEwan C., Macassi A., Rios HW., 2013, Lithologic controls on mineralization at the Lagunas Norte high-sulfidation epithermal gold deposit, northern Peru, *Mineralium Deposita*, volume 48, issue 5, pp. 653-673.

Cheng Hongfei, Yang Jing, Liu Qinfu, Zhang Jinshan, Frost Ray L., 2010, A spectroscopic comparison of selected Chinese kaolinite, coal bearing kaolinite and halloysite-A mid-infrared and near-infrared study en *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, pp. 856-861.

Clark, K. F., & Fitch, D. C., 2013, Evolution of metallic deposits in time and space in Mexico.

Corbett Greg, 2002, Epithermal Gold for Explorationists, *AIG Journal-Applied geoscientific practice and research in Australia*, pp.1-26.

Corbett Greg, 2009, Geological Models in Epithermal-Porphyry Exploration: Terry Leach's Legacy *Geological Society of Australia, Economic Geology Specialist Group Newsletter*, 11 p.

D

Demoustier A., Castroviejo R., Charlet J.M., 1998, Clasificación textural del cuarzo epitermal (Au-Ag) de relleno filoniano del área volcánica de Cabo de Gata, Almería, *Boletín Geológico y Minero*. Vol. 109-5 y 6, 48 p.

Deyell C.L., Dipple G.M., 2005, Equilibrium mineral-fluid calculations and their application to the solid solution between alunite and natroalunite in the El Indio-Pascua belt of Chile and Argentina, *Chemical Geology* 215, pp. 219-234.

Deyell C.L., Rye R.O., Landis G.P., Bissig T., 2005, Alunite and role of magmatic fluids in the Tambo high-sulfidation deposit, El Indio-Pascua belt, Chile, *Geochemistry of Sulfate Minerals: A Tribute to Robert O. Rye*. Paper 4, pp. 185-218.

Doucet D., Haldane T., Julien M., 2012, Technical Report on the June 30, 2012 Update of the Mineral Resources and Mineral Reserves, La India Gold Project, Municipality of Sahuaripa, Sonora, Mexico, Agnico-Eagle Mines Limited. pp. 1-302.

E

Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W., Inan, E.E., 2003, Sulfidation State of Fluids in Active and Extinct Hydrothermal Systems: Transitions from Porphyry to Epithermal Environments, Chapter 15, Society of Economic Geologists, special publication 10, pp. 285-313.

F

Ferrari, Luca., Valencia-Moreno, Martín., Bryan Scott., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Volumen Conmemorativo del Centenario Temas Selectos de la Geología Mexicana Tomo LVII, núm. 3, 2005, p. 343-378.

Frost Ray L., Vassallo Anthony M., 1996, The Dehydroxylation of the kaolinite clay minerals using Infrared Emission Spectroscopy, Clays and Clay Minerals, Vol. 44, No. 5, pp. 635-651.

G

Galí Salvador, 2006, El método de Rietveld y sus aplicaciones en Mineralogía, Boletín de Mineralogía 17, Sociedad Mexicana de Mineralogía A.C. pp. 87-89.

Georgieva Sylvina, Velinova Nadezhda, 2012, Alunite from the advanced argillic alterations in the Chelopech high-sulphidation epithermal Cu-Au deposit, Bulgaria: Chemistry, morphology and genetic significance, Bulgarian Academy of Sciences, Bulgarian Mineralogical Society, vol 49, pp. 17-31.

Gómez Juan Carlos, s.f, Curso de procesamiento digital de imágenes [PDF], consultado el 15 de junio del 2014. Disponible en: <http://www.fcnym.unlp.edu.ar/catedras/geofoto/geo.html/informacion/pdf/conida/curso%20LIMA-alteracion.pdf>

González, 2010, Escala de las Radiaciones Electromagnéticas, consultado el 18 de abril del 2014. Disponible en: <http://fisica.laguia2000.com/energia/escala-de-las-radiaciones-electromagneticas>

Gray John E., Coolbaugh Mark F., 1994, Geology and Geochemistry of Summitville, Colorado: An Epithermal Acid Sulfate Deposit in a Volcanic Dome, Economic Geology, vol. 89, pp. 1906-1923.

H

Hedenquist Jeffrey W., 2011, Lithocaps and high-sulfidation epithermal deposits [PDF], consultado el 20 de octubre del 2014. Disponible en <http://www.sociedadgeologica.cl/wp-content/uploads/2011/07/3HighSulfidationSantiago.pdf>

Hedenquist Jeffrey W., Taran Yuri A., 2013, Modeling the Formation of Advanced Argillic Lithocaps: Volcanic Vapor Condensation Above Porphyry Intrusions, Bulletin of the Society of Economic Geologists, vol 108, pp. 1523-1540.

Hedenquist, J.W., 1987, Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin, en Transactions 4th Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore, pp. 1-26.

I

INEGI, 2014, Recursos naturales, Fisiografía, consultado el 2 de abril del 2014. Disponible en: <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/recnat/fisiografia/infofisiografica.aspx>

J

Jannas Raymond R., Beane Richard E., Ahler Bruce A., Brosnahan David R., 1990, Gold and copper mineralization at the El Indio deposit, Chile, Journal of Geochemical Exploration, 36, pp.233-266.

Jensen Eric P., Barton Mark D., 2000, Gold Deposits Related to Alkaline Magmatism, SEG Reviews, vol 13, Chapter 8, pp. 279-314.

L

Laznicka Peter, 1999, CHINKUASHIH GOLD-COPPER DEPOSIT, consultado el 2 de junio del 2014. Disponible en: http://www.datametalligenica.com/pages/minidisc/html/chinkuashih_files/chinkuashih-fieldmine/page.html

Lee Gilljae, Koh Sang-Mo, Pirajno Franco, 2014, Evolution of hydrothermal fluids of HS and LS type epithermal Au-Ag deposits in the Seongsan hydrothermal system of the Cretaceous Haenam volcanic field, South Korea, Ore Geology Reviews 61, pp. 33-51.

M

Mancano D.P., Campbell A.R., 1995, Microthermometry of enargite-hosted fluid inclusions from the Lepanto, Philippines, high-sulfidation Cu-Au deposit, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol 59. No. 19, pp. 3909-3916.

McMahon Gillian, 2007, Analytical Instrumentation, England, Jhon Wiley & Sons, Ltd, 296 p.

Melgarejo J. C., Proenza J.A, Galí S., Llovet X., 2010, Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, volumen 62, número 1, pp. 1-23.

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, pp. 20-35.

Moore, D.M., and Reynolds, R. (1997). X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals: 2nd edition. Oxford University Press, New York, NY, 378 p.

O

Ochoa-Landín, Lucas; Pérez-Segura, Efrén; Del Río-Salas, Rafael; y Valencia-Moreno, Martín, 2011, Depósitos minerales de Sonora, México, in Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 9, pp. 299–331, 6 figs., 5 tablas.

Ordóñez-Cortés, J.E., 1986, Cronología de las minas mexicanas, en J.E. Ordoñez-Cortés, (ed.), Minas Mexicanas: American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, Sección México y Society of Economic Geologists, t. 1, pp. 11-34.

P

Panteleyev A., 2005, EPITHERMAL Au-Ag-Cu: HIGH SULPHIDATION, Yukon Geological Survey, pp. 1-6

Pecharsky K.V. y Zavalij P.Y., 2005, Fundamentals of powder diffraction and structural characterization of materials, USA, Springer, 713 p.

Pérez-Segura, Efrén y Ochoa-Landín, Lucas H., 2009, Geología, alteración y mineralización de los yacimientos de Mulatos, Sonora, en Geología Económica de México, segunda edición, editada por Dr. Kenneth Clark, Dr. Guillermo Salas e Ing. Rodolfo, AIMMGM y SGM, pp. 863-867.

Pino Fernando, 2014, El espectro visible de luz, consultado el 15 de abril del 2014. Disponible en: <http://www.ojocientifico.com/2011/10/02/el-espectro-visible-de-luz>

Pirajno Franco, 2009, Hydrothermal Processes and Mineral Systems, Springer, Geological of Western Australia, pp. 1250.

R

Rae Andrew J., Cooke David R., 2003, Spatial and Temporal Relationships between Hydrothermal Alteration Assemblages at the Palinpinon Geothermal Field, Philippines-Implications for Porphyry and Epithermal Ore Deposits, Chapter 13, Society of Economic Geologists, special publication 10, pp. 223-246.

Reyes Agnes G., 1990, Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol 43, pp. 279-309.

Robb Laurence, 2005, Introduction to ORE-FORMING PROCESSES, Blackwell publishing, UK, 373 p.

Rodríguez Álvarez Rafael, s.f, Geología y Metalogenia del Arco Volcánico, consultado el 12 de agosto de 2014. Disponible en: <http://www.unalmed.edu.co/rrodriguez/arco-magmatico/arco-volcanico/metalogenia-arco-volcanico.htm>

S

Scott Keith M., 1990, Origin of alunite-and jarosita-group minerals in the Mt. Leyshon epithermal gold deposit, northeast Queensland, Australia, *American Mineralogist*, vol 75, pp. 1176-1181.

Servicio Geológico Mexicano, Carta Geológica-Minera Mulatos H12-D67, Son., Esc. 1:50,000, 2008.

Sillitoe R.H., 1999, Styles of high sulfidation gold, silver and copper mineralization in porphyry and epithermal environments, en PACRIM' 99, Bali, Indonesia, pp. 29-44.

Sillitoe R.H., Hedenquist, J.W., 2003, Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits: Society of Economic Geologists, Special Publication Series, 10, pp. 314-343.

Sillitoe R.H., Steele G.B, Thompson J.F.H., Lang J.R., 1998, Advanced argillic lithocaps in the Bolivian tin-silver belt, *Mineralium Deposita*, pp. 539-456.

Simmons Stuart F., White Noel C., John David. A., 2005, Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits, Society of Economic Geologists, Inc., *Economic Geology* 100th Aniversary Volume, pp. 485-522.

Staudte John Mark, 2001, Geology, geochemistry, and formation of Au-Cu mineralization and advanced argillic alteration in the Mulatos district, Sonora, Mexico. Special Publication - Society of Economic Geologists 8: 199-216.

Stoffregen R., 1987, Genesis of Acid-Sulfate Alteration and Au-Cu-Ag Mineralization at Summitville, Colorado, *Economic Geology*, vol. 82, pp. 1575-1591.

Stoffregen R.E., Alpers C.N., Jambor J.L., 2000, Alunite-Jarosite Crystallography, Thermodynamics, and Geochronology, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 40, pp. 453-479.

T

Taylor Roger, 2009, Ore Textures recognition and interpretation, Springer, Verlag Berlin Heidelberg, 288 p.

Taylor, B.E., 2007, Epithermal gold deposits, in Goodfellow, W.D., ed., *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, pp. 113-139.

U

Unal Ercan Hatice, Isik Ece Omer, 2013, Genesis, isotope and mineral characterization of kaolin-alunite deposits, Canakkale, Turkey, XI International Clay Conference, Rio de Janeiro, Brasil.

V

Vangold Resources LTD, 2009, Papua New Guinea: GOLD, COPPER, SILVER, consultado el 2 de junio del 2014. Disponible en: <http://www.vangold.ca/s/Fergusson.asp>

W

White N.C., Leake M.J., McCaugh S.N, Parris B.W., 1995, Epithermal gold deposits of the southwest Pacific, Journal of Geochemical Exploration, vol. 54, pp. 87-136.

White, N.C., Hedenquist J.W., 1995, Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration, SEG Newsletter, No. 23, pp.1, 9-13.

White, N.C., Hedenquist, J.W., 1990, Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration: Journal of Geochemical Exploration, 36, pp. 445-474.

Wilson, M.J., 2013, Rock-Forming Minerals Volume 3C - Sheet Silicates: Clay Minerals, Second Edition, Geological Society of London; 2 edition, 60 p.