



“El saber de mis hijos
hará mi grandeza”

UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

**EVALUACIÓN DE LAS TÉCNICAS DE
TELEDETECCIÓN SATELITAL,
ESPECTROMETRÍA PORTÁTIL Y MÉTODOS
CONVENCIONALES EN LA EXPLORACIÓN
DE YACIMIENTOS MINERALES: CASO DE LA
ZONA SAN FELIPE, ARIZPE, SONORA,
MÉXICO.**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRÍA EN CIENCIAS-GEOLOGÍA**

**PRESENTA
OSIRIS ANNEL YAÑEZ HERNANDEZ**



Hermosillo, Sonora, México, febrero de 2022

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



**"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"**



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess



UNIVERSIDAD DE SONORA
DIVISION DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
MAESTRÍA EN CIENCIAS-GEOLOGÍA

Hermosillo, Sonora, a 03 de febrero de 2022

Dr. Rogelio Monreal Saavedra
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología
Departamento de Geología

Por este conducto y de la manera más atenta, nos permitimos informarle que el alumno Osiris Annel Yañez Hernandez con expediente (a212280007) ha concluido con su trabajo de tesis bajo nuestra dirección y consideramos que es adecuado para continuar con el trámite para la obtención del grado de Maestría en Ciencias-Geología., por tanto, sometemos a su consideración para su aprobación el siguiente tema de tesis, intitulado:

"EVALUACIÓN DE LAS TÉCNICAS DE TELEDETECCIÓN SATELITAL, ESPECTROMETRÍA PORTÁTIL Y MÉTODOS CONVENCIONALES EN LA EXPLORACIÓN DE YACIMIENTOS MINERALES: CASO DE LA ZONA SAN FELIPE, ARIZPE, SONORA, MÉXICO."

Adjuntamos a la presente los borradores del trabajo de tesis para su revisión por el comité de Tesis.

Sin otro en particular quedamos de Usted.

ATENTAMENTE

(Dr. Efrén Pérez Segura)
Director de Tesis

(M. C. Héctor Mendivil Quijada)
Co-Director de Tesis

C.c.p. Interesado
C.c.p. Archivo

FORMATO F01



UNIVERSIDAD DE SONORA
DIVISION DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
MAESTRÍA EN CIENCIAS-GEOLOGÍA

Hermosillo, Sonora, a 14 de febrero de 2022

Dr. Efrén Pérez Segura
Director de Tesis
M.C. Héctor Mendivil Quijada
Codirector de Tesis

Por este conducto les comunico que ha sido aprobado el tema de tesis propuesto por Ustedes, intitulado:

"EVALUACIÓN DE LAS TÉCNICAS DE TELEDETECCIÓN SATELITAL, ESPECTROMETRÍA PORTÁTIL Y MÉTODOS CONVENCIONALES EN LA EXPLORACIÓN DE YACIMIENTOS MINERALES: CASO DE LA ZONA SAN FELIPE, ARIZPE, SONORA, MÉXICO"

Esto, con el fin de que el alumno: **Osiris Yáñez Hernández** pueda presentar su examen de grado, para la obtención del título de Maestro en Ciencias Geología. Asimismo les comunico que han sido asignados los siguientes sinodales:

Dr. Lucas Hilario Ochoa Landín	Presidente
M.C. Abraham Mendoza Córdova	Secretario
Dr. Efrén Pérez Segura	Vocal
M.C. Héctor Mendivil Quijada	Vocal

Sin otro en particular quedo de Usted.

Atentamente

Dr. Rogelio Monreal Saavedra
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología

C.c.p. Interesado
C.c.p. Archivo

FORMATO F02



UNIVERSIDAD DE SONORA
DIVISION DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
MAESTRÍA EN CIENCIAS-GEOLOGÍA

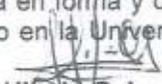
NOMBRE DE LA TESIS:

**"EVALUACIÓN DE LAS TÉCNICAS DE TELEDETECCIÓN SATELITAL,
ESPECTROMETRÍA PORTÁTIL Y MÉTODOS CONVENCIONALES EN LA EXPLORACIÓN
DE YACIMIENTOS MINERALES: CASO DE LA ZONA SAN FELIPE, ARIZPE, SONORA,
MÉXICO."**

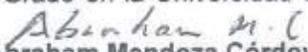
NOMBRE DEL SUSTENTANTE:

OSIRIS ANNEL YAÑEZ HERNANDEZ

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.


Dr. Lucas Hifaño Ochoa Landín

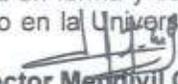
El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.


M.C. Abraham Mendoza Córdova

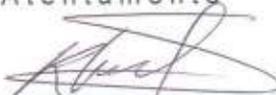
El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.


Dr. Efrén Pérez Segura

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.


M.C. Héctor Mendivil Quijada

Atentamente



Dr. Rogelio Monreal Saavedra
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología

FORMATO F03



El saber de mis hijos
hará mi grandeza
**MAESTRIA EN
CIENCIAS
GEOLOGIA
DEPARTAMENTO
DE GEOLOGIA**

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por el apoyo de beca otorgado en el periodo 2019-2021, para llevar a cabo el programa de Maestría en Ciencias-Geología del Departamento de Geología adscrito a la División de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Sonora.

Al Dr. Efrén Pérez Segura, por la oportunidad de desarrollar el proyecto de maestría bajo su dirección y que a pesar de las circunstancias tan inusuales y un tanto desfavorables derivado de la situación pandémica mundial que nos tocó vivir, siempre mantuvo el compromiso firme de encontrar los medios disponibles para lograr llevar a buen término este proyecto. Gracias doc.

A la asesoría del Mtro. Héctor Mendívil Quijada y a sus atinados puntos de vista desde el lente de un profesional de la teledetección.

Al Dr. Lucas Ochoa Landín y sus tan amables comentarios y observaciones llenas de sabiduría geológica en cada revisión de este trabajo; al Mtro. Abraham Mendoza Córdova por su apoyo en la aplicación de la técnica de rayos X y la asesoría brindada en este tema, además de sus observaciones en esta investigación.

Un especial agradecimiento a Julio Saucedo de IMDEX Limited por el apoyo brindado para la preparación de muestras y uso del equipo de espectrometría portátil de infrarrojo de onda corta, al igual que a Cristo Bejarano Carrillo por su invaluable asesoría en el uso de la técnica e interpretación de firmas espectrales obtenidas con el equipo de espectrometría portátil facilitado por Grupo México.

A Edgar del taller de laminado del Departamento de Geología, y a Belem González por el apoyo en la aplicación de la técnica de fluorescencia de rayos X.

Por su apoyo en el trabajo de campo a Juan Manuel, Arispuro y especialmente al infatigable Isaac, siempre dispuesto a subir un cerro más. A toda la banda de la generación por su ánimo y apoyo moral y las infaltables sesiones psico-geológicas siempre acompañadas de un buen trago de espumeante cerveza.

A mis amigos que siempre estuvieron al pendiente y por sobre todo a mi amada familia que a pesar de la distancia nunca dejaron de estar a un ladito mío, agradecida con la vida, el creador y las oportunidades que van moldeando el curso de nuestro destino.

RESUMEN

El área de San Felipe ubicada en el municipio de Arizpe, al noreste del estado de Sonora, México, exhibe una extensa alteración litológica con coloración rojo-amarillenta, la cual es observable en imágenes satelitales y corroborada en afloramientos. Esta alteración desarrollada en rocas volcánicas andesíticas del Cretácico Tardío se relaciona a eventos de alteración hidrotermal que degradaron a alteración supergénica. Durante esta investigación, se realizó un mapeo geológico, asociando minerales de alteración para caracterizar la alteración expuesta. La técnica consistió en cartografía litológica semidetallada, incluyendo metodologías de caracterización como: 1) petrografía; 2) difracción y análisis de fluorescencia de rayos X; 3) espectrometría de reflectancia de infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta, y 4) procesamiento de imágenes satelitales. En este procesamiento digital de imágenes, diseñado para el mapeo de superficies de alteración mineral, se aplicó la combinación de bandas, cocientes de bandas e índices minerales, así como mapeo por ángulo espectral, utilizando las bandas espectrales de las imágenes satelitales multiespectrales ASTER y Landsat 8 OLI-TIRS.

Estas técnicas de teledetección permitieron discriminar las principales áreas con alteración, diferenciando entre la originada por efectos hidrotermales vs supergénicos, así como delinear y reducir (hasta un 60%) la superficie alterada de importancia geoeconómica, limitándola al centro del área de estudio. Esto brindó la posibilidad de discriminar áreas con menor potencial de alteración hidrotermal ubicadas dentro de este polígono y enfocar el análisis en superficies con concentración de mineralogía relativa a la alteración. El resultado fue una zonificación, sugiriendo halos con alteración argílica y fílica, así como efectos supergénicos donde predominan oxi-hidróxidos de fierro y arcillas.

El mapeo a semidetalle demostró áreas extensas con alteración argílica penetrativa, alteración fílica, silicificación y turmalinización. La alteración argílica está compuesta por vetillas rellenas de arcillas distribuidas principalmente en la porción central de la zona. La alteración fílica consiste en afloramientos con sericita y sílice, siendo el entorno colindante con San Felipe el más afectado, sin embargo, esta alteración también se desarrolla a lo largo

de todo el polígono de alteración. La silicificación está relacionada con cuerpos intrusivos ubicados en la porción centro y norte-central, que ocurren como diques con vetillas de óxidos, manganeso y localmente turmalina. Fragmentos de brecha hidrotermal con matriz de turmalina microcristalina-fibroradial se localizaron expuestos en el borde centro-este del área, la abundancia de turmalina sugiere un posible enriquecimiento de boro de origen magmático.

Los resultados de laboratorio utilizando difracción de rayos X y espectrometría de reflectancia de infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta en muestras de mano del área de estudio demostraron la presencia de caolinita, dickita, pirofilita, illita, sericita, halloysita, montmorillonita, alunita, natroalunita, jarosita, hematita, y goethita. Esta mineralogía se interpretó como arreglos mineralógicos que conforman halos de alteración argílica avanzada, alteración argílica, filica y supergénica.

El resultado del análisis geoquímico obtenido mediante fluorescencia de rayos X, demostró un zoneamiento de Cu, Zn, As, Sb y Pb, encontrando al Cu concentrado al centro-oeste del área, presumiblemente ligado a la cercanía del cuerpo plutónico. El enriquecimiento de Zn y Pb está distribuido en las porciones noreste y centro-este, indicando la periferia de la fuente hipogénica de mineralización.

La integración e interpretación de los resultados sugiere que la superficie de alteración en San Felipe posiblemente corresponde a un área de *lithocap* lixiviado. Esta impronta de alteración se interpreta como la porción superior de un sistema magmático-hidrotermal ligado a un cuerpo plutónico fértil con posible desarrollo de mineralización de pórfido de cobre aún no exhumado. Este paquete de alteración puede extenderse hacia el flanco este subyaciendo discordantemente la secuencia de conglomerado polimíctico concerniente a la Formación Báucarit y material no consolidado, representando un importante potencial prospectivo hacia esa porción.

Palabras clave: alteración hidrotermal, asociaciones minerales, teledetección, *lithocap*.

ABSTRACT

The San Felipe area located in the municipality Arizpe, northeast from the state of Sonora, Mexico, exhibits an extensive lithological alteration with red-yellowish coloration, which is observable on satellite images and corroborated in outcrops. This alteration was developed in andesitic volcanic rocks from the Late Cretaceous and is related to hydrothermal alteration events that degraded to supergene alteration. During this research, geological mapping was done, associating alteration minerals to characterize the exposed alteration. The technique consisted of semi-detailed lithological cartography, including characterization methodologies such as: 1) petrography; 2) diffraction and X-ray fluorescence analysis; 3) infrared reflectance spectrometry of the near and shortwave type, and 4) satellite image processing. This digital processing of images designed for mapping mineral alteration surfaces was applied the combination of bands, band ratios and mineralogic indices, as well as spectral angle mapping using spectral bands of satellite images that were captured by the multispectral sensors (i.e., ASTER and Landsat 8 OLI-TIRS).

These remote sensing techniques made it possible to discriminate the main areas with alteration, differentiating between those caused by hydrothermal vs supergene effects, as well as to delineate and reduce (up to 60%) the altered surface what is of geo-economic importance and situated at the center from the survey area. This provided the possibility of discriminating areas with less potential for hydrothermal alteration located within this polygon and focusing the analysis on surfaces with concentration of mineralogy concerning the alteration. The result was a zonation, suggesting halos with argillic and phyllic alteration, as well as supergene effects where iron oxy-hydroxides and clays are predominant.

Semi-detail mapping demonstrated extensive areas with pervasive argillic alteration, phyllic alteration, silicification and tourmalinization. The argillic alteration is composed of veinlets filled of clays, distributed mainly in the central portion of the area. The phyllic alteration consists of outcrops with sericite and silica, being the surrounding area adjacent to San Felipe the most affected, however, this alteration is also developed along the entire alteration polygon. Silicification is related to intrusive bodies located in the central and at the

north-central portion, which occur as dikes with veinlets filled with oxides, manganese, and local tourmaline. Fragments of hydrothermal breccia with microcrystalline-fibroradial tourmaline matrix were located exposed at the center-east edge from the area, the abundance of tourmaline suggests a possible boron enrichment from magmatic origin.

Laboratory results using X-ray diffraction and infrared reflectance spectrometry of the near and shortwave type on hand samples from the study area demonstrated the presence of kaolinite, dickite, pyrophyllite, illite, sericite, halloysite, montmorillonite, alunite, natroalunite, jarosite, hematite, goethite. This mineralogy was interpreted as mineralogical arrangements that make up halos of advanced argillic alteration, argillic alteration, phyllic and supergene alteration.

The result of the geochemical analysis obtained by X-ray fluorescence showed a zoning of Cu, Zn, As, Sb and Pb, finding Cu concentrated in the center-west of the area, presumably linked to the proximity of the plutonic body. The Zn and Pb enrichment are distributed in the northeastern and central-eastern portions indicating the periphery of the hypogenic source of mineralization.

The integration and interpretation of results suggests that the alteration surface in San Felipe probably corresponds to an area of leached lithocap. This alteration footprint is interpreted as the upper portion of a magmatic-hydrothermal system, linked to a fertile body with possible development of copper porphyry mineralization not yet exhumed. This alteration package may extend into the eastern flank which discordantly underlies the polymictic conglomerate sequence concerning to the Báucarit Formation and unconsolidated material, representing an important prospective potential towards that portion.

Keywords: hydrothermal alteration, mineral associations, remote sensing, lithocap.

ÍNDICE

I.	INTRODUCCIÓN.....	1
II.	OBJETIVOS DEL ESTUDIO	3
II.I	Objetivo general	3
II.II	Objetivos específicos.....	3
1.	GENERALIDADES.....	4
1.1.	Localización y vías de acceso.....	4
1.2.	Fisiografía, clima y vegetación.....	5
1.3.	Trabajos previos	6
2.	MARCO TEÓRICO	9
2.1.	Teledetección en la geología	9
2.1.1.	Perspectiva histórica.....	9
2.1.2.	El sistema de teledetección	14
2.1.3.	Uso de imágenes satelitales en el análisis del terreno.....	14
2.1.4.	Procesamiento de imágenes satelitales como herramienta en la zonación de áreas de interés geológico	16
2.1.5.	Mapeo de alteración mineral a partir de imágenes satelitales.....	17
2.1.	Espectrometría de reflectancia de infrarrojo de onda corta en la prospección de yacimientos minerales	20
2.1.1.	Antecedentes históricos.....	20
2.1.2.	Fundamentos teóricos.....	21
2.2.	Caracterización de alteraciones minerales por métodos convencionales	23
2.2.1.	Petrografía de minerales de alteración	23
2.2.2.	Difracción de rayos X en la identificación de fases minerales	24

2.2.3.	Fluorescencia de rayos X en la determinación del panorama geoquímico	25
3.	GEOLOGÍA DEL ÁREA SAN FELIPE.....	26
4.	METODOLOGÍA.....	30
4.1.	Trabajo de campo e instrumentos analíticos.....	30
4.1.1.	Mapeo geológico y de alteración	30
4.1.2.	Muestreo y preparación de muestras.....	30
4.1.3.	Microscopía petrográfica.....	34
4.1.4.	Difracción de rayos X (DRX)	34
4.1.5.	Espectrometría portátil de infrarrojo de onda corta (SWIR).....	34
4.1.6.	Fluorescencia de rayos X (FRX).....	35
4.2.	Percepción remota mediante imágenes ASTER y Landsat 8	36
4.2.1.	Obtención de recursos digitales.....	36
4.2.2.	Pre-procesamiento de imágenes ASTER y Landsat 8.....	37
4.2.2.1.	Calibración radiométrica.....	38
4.2.2.2.	Corrección atmosférica	40
4.2.3.	Procesamiento de imágenes ASTER y Landsat 8	42
4.2.3.1.	Combinación de bandas RGB.....	42
4.2.3.2.	Cocientes de bandas.....	43
4.2.3.3.	Mapeo por ángulo espectral (SAM).....	47
5.	RESULTADOS	48
5.1.	Cartografía geológica y de alteración del área San Felipe	48
5.1.1.	Unidades litológicas	48
5.1.2.	Alteraciones minerales	53

.....	56
5.1.3. Estructuras medidas e interpretación tectónico-estructural.....	57
5.2. Caracterización de alteraciones minerales del área San Felipe	59
5.2.1. Análisis petrográfico	59
5.2.2. Difracción de rayos X	62
5.2.1. Espectrometría portátil de infrarrojo de onda corta (SWIR).....	64
5.2.2. Fluorescencia de rayos X	73
5.3. Determinación de zonas prospectivas mediante imágenes ASTER y Landsat 8	
83	
5.3.1. Combinación de bandas RGB	83
5.3.2. Cocientes de bandas	94
5.3.3. Índices minerales.....	96
5.3.4. Mapeo por ángulo espectral (SAM).....	101
6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	111
6.1. Propuesta de un modelo de alteración en el área San Felipe y su relación con un posible sistema tipo pórfido.....	111
6.2. Conclusiones.....	123
6.3. Recomendaciones	126
7. REFERENCIAS	128
8. ANEXOS	134

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localización y vías de acceso al área de estudio.....	4
Figura 2. Ubicación del área de estudio con imagen obtenida de Google Earth (fecha de imagen 04/11/2007).....	5
Figura 3. Comparativa del cubrimiento espectral de las bandas de los sensores ASTER, Landsat 8 y Landsat 7 en los rangos espectrales del VNIR, SWIR, y TIR (modificado de Duda et al., 2015).	13
Figura 4. Representación del espectro electromagnético resaltando el rango de longitud de onda que corresponde al campo visible e infrarrojo con sus respectivas subdivisiones. Se resalta el rango del infrarrojo de onda corta (SWIR) en el cual la mineralogía de alteración hidrotermal es característicamente activa (modificado de Verhoeven, 2017).....	15
Figura 5. a) Firmas espectrales de las especies minerales illita, caolinita y alunita a escala espectral de Landsat 5 TM, ASTER y el sensor hiperespectral aerotransportado SpecTIR (modificado de Agar y Coulter, 2007); b) Firmas espectrales de laboratorio ajustadas a la escala espectral de las bandas de ASTER: la limonita presenta una absorción amplia desde 0.66 a 1.165 μm ; la firma de muscovita presenta su rasgo de absorción típico en 2.20 μm ; caolinita y alunita presentan un rasgo de absorción secundario cerca de 2.17 μm , mientras que epidota, calcita y clorita exponen una absorción en 2.32 μm (Tomado de Mars y Rowan, 2006).....	19
Figura 6. Geología del área de estudio perteneciente a la carta Arizpe H12B73 (modificado de SGM, 2003).	27
Figura 7. Mapa de distribución de muestras colectadas en el área de estudio.	32
Figura 8. Escena ASTER en composición de falso color (RGB 321) con acercamiento al área de estudio.	38
Figura 9. Escena Landsat 8 OLI/TIRS en composición de color natural (RGB 432) con acercamiento al área de estudio.	39
Figura 10. a) Imagen ASTER con polígono de enmascarado (en amarillo) para discriminar píxeles con información no útil en el procesamiento de identificación de minerales de	

alteración hidrotermal; b) resultado de aplicar la máscara en la imagen ASTER asignándoles a los píxeles discriminados valores de cero..... 46

Figura 11. Imágenes de las litologías observadas en campo a nivel de afloramiento: a) toba andesítica con oxidación; b) toba lítica con baja argilización; c) traquiandesita de coloración rosada clara y baja oxidación; d) conglomerado erosional con oxidación importante; e) dique silicificado con vetilleo de hematita y óxidos de manganeso; f) sílice blanca en masas irregulares y en relleno de cavidades con oxidación superficial y en fracturas. 49

Figura 12. Micrografías de muestras representativas de las litologías presentes en el área de estudio a) Toba andesítica con presencia de arcillas (Ac) de textura muy fina con cristales cúbicos de opacos oxidados a hematita-goethita (Hem-Gth) con presencia de cuarzo secundario (Qz sec); b) Traquiandesita con fenocristales de feldespato alterados a clorita, cristales de sanidino, hematita anhedral, en matriz feldespática 51

Figura 13. Micrografías de muestras representativas de las litologías presentes en el área de estudio: a) Andesita porfídica con textura porfídica con fenocristales de plagioclasa (Pla) y feldespato, hematita (Hem), jarosita (Jar) y opacos (Op) en matriz de cuarzo secundario; b) Toba lítica con fragmentos de cristales de cuarzo volcánico (Qz V), fragmentos líticos (FL) variados, algunos con óxidos muy finos, cristales de biotita alterada (Bt), y cristales tabulares reemplazados en su totalidad por opacos (Op). Matriz muy fina de ceniza. 52

Figura 14. Mapa geológico del área de estudio elaborado con información recabada en campo y por fotointerpretación de imágenes satelitales, desplegado sobre modelo digital de elevación elaborado con insumos de INEGI (2018)..... 54

Figura 15. Mapa de alteraciones minerales del área de estudio con información recabada en campo y por fotointerpretación de imágenes satelitales, desplegado sobre modelo digital de elevación elaborado con insumos de INEGI (2018)..... 55

Figura 16. Secciones geológicas del área de estudio exponiendo el contacto transicional entre las unidades litológicas: andesita porfídica, traquiandesita, y toba andesítica (A-A', B-B'), y contacto inferido a profundidad de la toba lítica con la toba andesítica (C-C'). Los cuerpos intrusivos atraviesan discordantemente los paquetes de roca, algunos aprovechando las zonas de debilidad resultado del fallamiento normal característico de la zona. 56

Figura 17. Diagramas de red estereográfica que representan los datos estructurales medidos en campo correspondientes a fallas (a) y vetillas (c); b) Diagrama de contornos estructurales que enmarca la familia principal de fallas de dirección SW-NE; d) Diagrama de contornos estructurales de las vetillas en donde no se obtuvo una familia homogénea, ya que se forman grupos de dirección SW-NE y otros con tendencia NE-SW, N-S y E-W. Diagramas elaborados con el software <i>Stereonet</i> (Marrett y Allmendinger, 1990; Allmendinger et al., 2011).....	58
Figura 18. Micrografías de muestras representativas de las alteraciones presentes en el área de estudio: a) Roca con textura de cuarzo microcristalino como matriz y cuarzo secundario (Qz sec) con microfenocristales radiales e irregulares de turmalina (Tur) (40%), parches de sericita (Ser), microvetilla de caolinita (Kln) y jarosita (Jar); b) Roca con textura microcristalina de cuarzo secundario como matriz, con presencia de cristales anhedrales de cuarzo (Qz) (2 %). La matriz de la roca se encuentra afectada por arcilla (Arc) y sericita (Ser) (>50%) a manera de parches, huecos y fracturas con vestigios de hematita y goethita. Baja presencia de opacos (1%).	60
Figura 19. Micrografías de muestras representativas de las alteraciones presentes en el área de estudio: a) Toba lítica con matriz de ceniza fina y líticos de diferente composición destacando un fenocristal de feldespatos alterado a sericita (Ser), algunos otros fragmentos y cristales de menor tamaño también son afectados por esta alteración; b) Roca de matriz de cuarzo secundario microcristalino con numerosas oquedades con manchones de jarosita y hematita. Resalta abundancia de fenocristales de turmalina de hábito radial y fibras rotas por toda la lámina (>50%). Presencia de arcilla y sericita de textura muy fina.	61
Figura 20 (a, b). Difractogramas de las muestras de vetillas de arcilla DX. Simbología: (Qz) Cuarzo, (Alu) Alunita, (Ill) Illita, (Kln) Caolinita, (Hl) Halloysita, (Mnt) Montmorillonita, (Dck) Dickita, (N-Alu) Natroalunita, (Hem) Hematita.	65
Figura 21 (a, b). Difractogramas de las muestras de esquirla de roca SW. Simbología: (Qz) Cuarzo, (Alu) Alunita, (N-Alu) Natroalunita (PrI) Pirofilita, (Ill) Illita, (Ms) Muscovita, (Kln) Caolinita, (Hl) Halloysita, (Mnt) Montmorillonita, (An) Anortita, (Hem) Hematita.....	66
Figura 22. a) Perfiles espectrales de las muestras con contenido de alunita; b) Perfiles espectrales de las muestras identificadas como illita/sericita, nótese la influencia de caolinita	

en el rasgo espectral alrededor de 2170 nm. En sombreado rosa se resaltan los rasgos espectrales característicos de estas fases.	69
Figura 23. a) Perfiles espectrales de las muestras con las fases caolinita-esmectita (Kln-Sme) e illita-esmectita (Ill-Sme); b) Perfiles espectrales de las muestras con presencia de caolinita. En sombreado rosa se resaltan los rasgos espectrales característicos de estas fases.	70
Figura 24. Mapa de asociaciones minerales determinadas por espectrometría de infrarrojo cercano y de onda corta con la distribución del muestreo de esquirla de roca y líneas de sección. Los signos de interrogación (?) representan la incertidumbre de los límites externos de los polígonos de alteración por asociaciones minerales.	71
Figura 25. Secciones geológicas que ilustran la distribución de los halos de alteración categorizados por asociación de minerales de alteración obtenidos por la técnica de espectrometría de infrarrojo cercano y de onda corta.	72
Figura 26. Diagrama ternario SiO ₂ -K ₂ O-Al ₂ O ₃ con datos de las muestras de esquirla de roca simbolizados de acuerdo con el tipo de alteración mineral dominante en la muestra y que se representan en el mapa de alteraciones minerales (<i>figura 15</i>). Se incluye la posición de algunos minerales característicos de alteración para observar su posible relación.	74
Figura 27. Diagrama ternario SiO ₂ -CaO-Al ₂ O ₃ con datos de las muestras de esquirla de roca simbolizados de acuerdo con el tipo de alteración mineral dominante en la muestra y que se representan en el mapa de alteraciones minerales (<i>figura 15</i>). Se incluye la posición de algunos minerales característicos de alteración para observar su posible relación.	75
Figura 28. Diagrama ternario SiO ₂ -K ₂ O-Al ₂ O ₃ con datos de las muestras de vetilla de arcillas simbolizados de acuerdo con la fase mineral mayoritaria obtenida por difracción de rayos X. Se incluye la posición de algunos minerales característicos de alteración para observar su posible relación. Simbología: Alu: alunita; Kln: caolinita; Qz: cuarzo; Dck: dickita; NAlu: Natroalunita; Mnt: montmorillonita.	76
Figura 29. Diagrama ternario SiO ₂ -CaO-Al ₂ O ₃ con datos de las muestras de vetilla de arcillas simbolizados de acuerdo con la fase mineral mayoritaria obtenida por difracción de rayos X. Se incluye la posición de algunos minerales característicos de alteración para observar su posible relación. Simbología: Alu: alunita; Kln: caolinita; Qz: cuarzo; Dck: dickita; NAlu: Natroalunita; Mnt: montmorillonita.	78

Figura 30. Gráficos de los valores de a) Cu, b) Zn, c) As, d) Sb y e) Pb en frecuencia relativa acumulada resaltando en amarillo los valores de fondo geoquímico (50%), anomalías medias en naranja (>50%) y valores de anomalía alta en rojo (>90%).	80
Figura 31. Mapa de distribución espacial por interpolación de valores de concentración en partes por millón de los elementos Cu, Zn, As, Sb, y Pb.	82
Figura 32. Combinación de bandas RGB (3, 2, 1) de la imagen del sensor ASTER.	84
Figura 33. Combinación de bandas RGB (5, 4, 3) de la imagen del sensor Landsat 8.	85
Figura 34. Combinación de bandas RGB (5, 3, 1) de la imagen del sensor ASTER.	87
Figura 35. Combinación de bandas RGB (7, 5, 2) de la imagen del sensor Landsat 8.	88
Figura 36. Combinación de bandas RGB (5, 6, 7) de la imagen del sensor Landsat 8.	91
Figura 37. Combinación de bandas RGB (4, 6, 1) de la imagen del sensor ASTER.	92
Figura 38. Combinación de bandas a) RGB (4, 6, 8) y b) RGB (4, 5, 8) de la imagen del sensor ASTER.	93
Figura 39. Composición RGB con cocientes (4/5,4/6,4/7) de la imagen del sensor ASTER.	97
Figura 40. Composición RGB con cocientes a) (4/5,4/7,3/1) de la imagen del sensor ASTER y b) (4/2, 6/7, 6/5) de la imagen del sensor Landsat 8.	98
Figura 41. Composición RGB con cocientes (6/7,4/2,5/6) de la imagen del sensor Landsat 8.	99
Figura 42. Índice de presencia de minerales con el ion OH en su estructura cristalina (OHI) elaborado con la imagen del sensor ASTER, desplegado sobre la imagen en color natural de Google Earth.	102
Figura 43. Índice de presencia de caolinita (KLI) elaborado con la imagen del sensor ASTER, desplegado sobre la imagen en color natural de Google Earth.	103
Figura 44. Índice de presencia de alunita (ALI) elaborado con la imagen de sensor ASTER, desplegado sobre la imagen en color natural de Google Earth.	104
Figura 45. Índice de presencia de óxidos de hierro elaborado con a) imagen ASTER con el cociente de las bandas 2/1 y b) con imagen Landsat 8 con el cociente de las bandas 4/2.	105
Figura 46. a) Ubicación de la colecta de las muestras correspondientes a las b) firmas espectrales obtenidas por el equipo de espectrometría portátil Spectral Evolution Ore Xpress	

TM SM 350; c) mismas firmas espectrales adecuadas a la resolución espectral de la imagen ASTER y d) a la resolución espectral de Landsat 8.	108
Figura 47. Mapeo espectral por SAM con la imagen ASTER.	109
Figura 48. Mapeo espectral por SAM con la imagen Landsat 8.	110
Figura 49. Modelo generalizado de halos de alteración hidrotermal para un sistema de pórfido de cobre, resaltando la probable posición de la zona San Felipe dentro del sistema de acuerdo con las asociaciones minerales de alteración identificadas (Modificado de Sillitoe, 2010).	116
Figura 50. Mapa de alteraciones minerales del área San Felipe obtenidas en campo, con las identificadas mediante procesamiento de imágenes del satélite ASTER y Landsat 8.	121
Figura 51. Modelo 3D de la superficie del área de estudio con el resultado en imagen RGB del cociente (4/2, 6/7, 6/5) realizado con Landsat 8 destacando las superficies de las asociaciones minerales identificadas por las diferentes técnicas de procesamiento de imágenes.	122

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Rangos espectrales y resolución espacial de las bandas que componen las imágenes de ASTER, Landsat-7 y Landsat 8 (Modificado de Testa et al., 2018).....	12
Tabla 2. Picos de absorción de los minerales más comúnmente empleados en la espectrometría (Modificada de Liancun et al., 2017).....	22
Tabla 3. Condensado de las muestras colectadas en campo con coordenadas UTM (zona 12 N, Datum WGS84).	33
Tabla 4. Características de las escenas ASTER y Landsat 8 OLI/TIRS a procesar.	37
Tabla 5. Índices de identificación mineral propuesto por Ninomiya (2003b).	45
Tabla 6. Fases minerales mayoritarias, minoritarias e indicio identificadas por difracción de rayos X en muestras de vetilla (DX) y esquirla de roca (SW).	62
Tabla 7. Valores de fondo geoquímico (50% percentil) de los elementos de interés exploratorio (ppm) de los datos obtenidos por FRX de las muestras de esquirla de roca del área de estudio. Se exponen los valores de media geoquímica de las cartas geoquímicas del Servicio Geológico Mexicano (2003) y por promedio ponderado del Sector C expuesto por Calmus y colaboradores (2018).	79
Tabla 8. Valores de ángulos máximos empleados en la clasificación por mapeo de ángulo espectral.	106

LISTA DE ANEXOS

Anexo 1. Tabla de ángulos de difracción e intensidad relativa de los principales picos de difracción de las fases minerales identificadas por difracción de rayos X de las muestras de vetilla con la nomenclatura DX.	135
Anexo 2. Tabla de ángulos de difracción e intensidad relativa de los principales picos de difracción de las fases minerales identificadas por difracción de rayos X de las muestras de esquirla de roca de nomenclatura SW.	137
Anexo 3. Minerales identificados por los equipos portátiles de espectrometría de infrarrojo cercano y de onda corta (NIR-SWIR).	139
Anexo 4. Resultados de elementos traza obtenidos por fluorescencia de rayos X de las muestras de esquirla de roca (ppm).	142
Anexo 5. Resultados de elementos traza y mayores obtenidos por fluorescencia de rayos X de las muestras de esquirla de roca (ppm).	144
Anexo 6. Resultados de elementos traza y mayores obtenidos por fluorescencia de rayos X de las muestras de vetilla de arcilla (ppm).	146
Anexo 7. Matriz de correlación de elementos traza con resultados de FRX de las muestras de esquirla de roca dados en ppm.	147
Anexo 8. Matriz de correlación de elementos mayores con elementos traza con resultados de FRX de las muestras de esquirla de roca dados en ppm.	148
Anexo 9. Matriz de correlación de elementos traza de los resultados de FRX de las muestras de vetilla de arcilla dados en ppm.	149
Anexo 10. Matriz de correlación de elementos mayores con elementos traza con resultados de FRX de las muestras de vetilla de arcilla dados en ppm.	150

I. INTRODUCCIÓN

El hallazgo de nuevas zonas con potencial minero sigue siendo el objetivo de muchas empresas mineras, el geólogo se ve directamente comprometido en realizar los trabajos necesarios para cumplir con estos descubrimientos, muchas veces con altas limitantes en recursos económicos y en tiempo para lograrlo. Dadas estas circunstancias se han desarrollado técnicas de identificación remota que pueden ser empleadas previamente a un trabajo de campo en las cuales se reconocen elementos geológicos característicos de posible interés económico, con el objetivo principal de identificar zonas con potencial a desarrollar un trabajo de campo con mayor grado de detalle.

Países con alto potencial minero como Canadá y Australia han desarrollado y empleado estas técnicas como la base de prospección minera en varios proyectos, obteniendo elementos clave que solo pueden ser apreciados a escala regional, tales como contactos de diferentes unidades litológicas, lineamientos estructurales, geomorfología, y zonas de alteración, obteniendo una ventaja considerable optimizando tiempo y recursos (Cudahy, 2016).

El uso de estas tecnologías no solo se restringe a la información obtenida de plataformas satelitales sino también incluye a la que es posible conseguir por medio de equipos portátiles para trabajo directo en campo, los cuales arrojan de manera preliminar las especies mineralógicas de alteración presentes en la superficie y que pueden ayudar a visualizar un panorama general antes de contar con los resultados de laboratorio obtenidos por técnicas como petrografía o difracción de rayos X.

Ante el desarrollo de nuevas técnicas de prospección remota y equipos portátiles de campo resulta importante hacer un análisis integral de técnicas analíticas tradicionales en conjunto con los nuevos métodos, para asegurar una interpretación confiable en la cual no se omitan rasgos importantes o bien se interpreten de manera errónea, llevando así al usuario a un mal uso y desaprovechamiento de la tecnología actual, pero sobre todo a crear falsas expectativas de un potencial de mineralización económico.

Por ello el objetivo de este trabajo es el de realizar la caracterización de la alteración hidrotermal y meteórica que se observa en el área de estudio aplicando técnicas de teledetección por medio de imágenes satelitales, tecnología portátil de espectrometría de reflectancia de infrarrojo de onda corta y las empleadas de manera convencional, con el fin de evaluar si los resultados son equiparables, si presentan ventajas significativas o en dado caso, los posibles inconvenientes que puedan resultar, así como la confiabilidad o el grado de refinamiento que pueden representar para los futuros proyectos de prospección y exploración minera que puedan tomar como ejemplo la experiencia aquí obtenida.

II. OBJETIVOS DEL ESTUDIO

II.I Objetivo general

Evaluar los resultados que se obtienen de las técnicas de teledetección satelital basada en el uso de imágenes Landsat 8 OLI-TIRS (*Operational Land Imager-Thermal Infrared Sensor*) y ASTER (*Advanced Space Thermal Emission and Reflection Radiometer*), y las obtenidas mediante equipo de espectrometría de reflectancia portátil de infrarrojo de onda corta (SWIR), en conjunto con técnicas convencionales de petrografía, difracción y fluorescencia de rayos X en la caracterización de la alteración presente en la zona de San Felipe, ubicada en el municipio de Arizpe, estado de Sonora, México.

II.II Objetivos específicos

- Definir zonas de alteración hidrotermal y supergénica mediante técnicas de detección remota con imágenes ASTER, Landsat 8, y equipo de espectrometría de reflectancia portátil de infrarrojo de onda corta (SWIR).
- Realizar petrografía para definir las unidades litológicas en las que hospedan las alteraciones minerales para representarlas en un mapeo litológico y de alteración a escala 1:5,000.
- Contrastar las especies minerales obtenidas por la técnica de espectrometría con la de petrografía y difracción de rayos X.
- Analizar por fluorescencia de rayos X para obtener datos geoquímicos de la litología alterada.
- Proponer un modelo superficial de distribución de las alteraciones minerales.
- Identificar la relación de los lineamientos estructurales con las zonas de alteración.
- Comparar los resultados obtenidos por las diferentes técnicas empleadas contrastando las ventajas y limitaciones que representan.

1. GENERALIDADES

1.1. Localización y vías de acceso

El área de estudio se encuentra a 220 km al noreste de la ciudad de Hermosillo, dentro del municipio de Arizpe. Las coordenadas geográficas para la parte central del área son 30°22'54"N y 110°12'27"W, dentro de la carta Arizpe H12B73. El acceso consiste en 211 km de camino asfaltado saliendo de la ciudad de Hermosillo por el noreste tomando la carretera Federal 14 hasta el poblado de Mazocahui, para posteriormente tomar la carretera Estatal 89 en dirección norte por la Ruta del Río Sonora hasta llegar al poblado de Arizpe, para de ahí tomar el camino de terracería en dirección noroeste por 9 km que conduce al punto central del área de estudio. La distancia de 220 km puede recorrerse en un aproximado de tres horas y media (Figura 1 y 2).

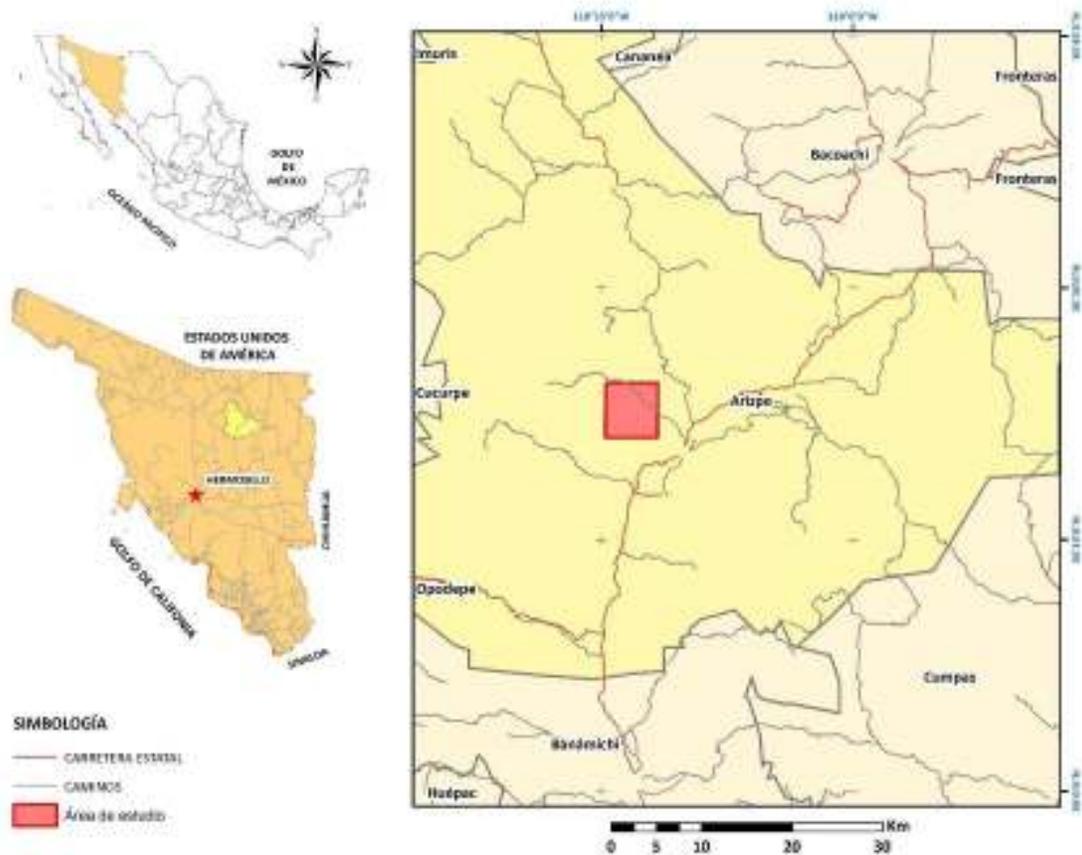


Figura 1. Mapa de localización y vías de acceso al área de estudio.

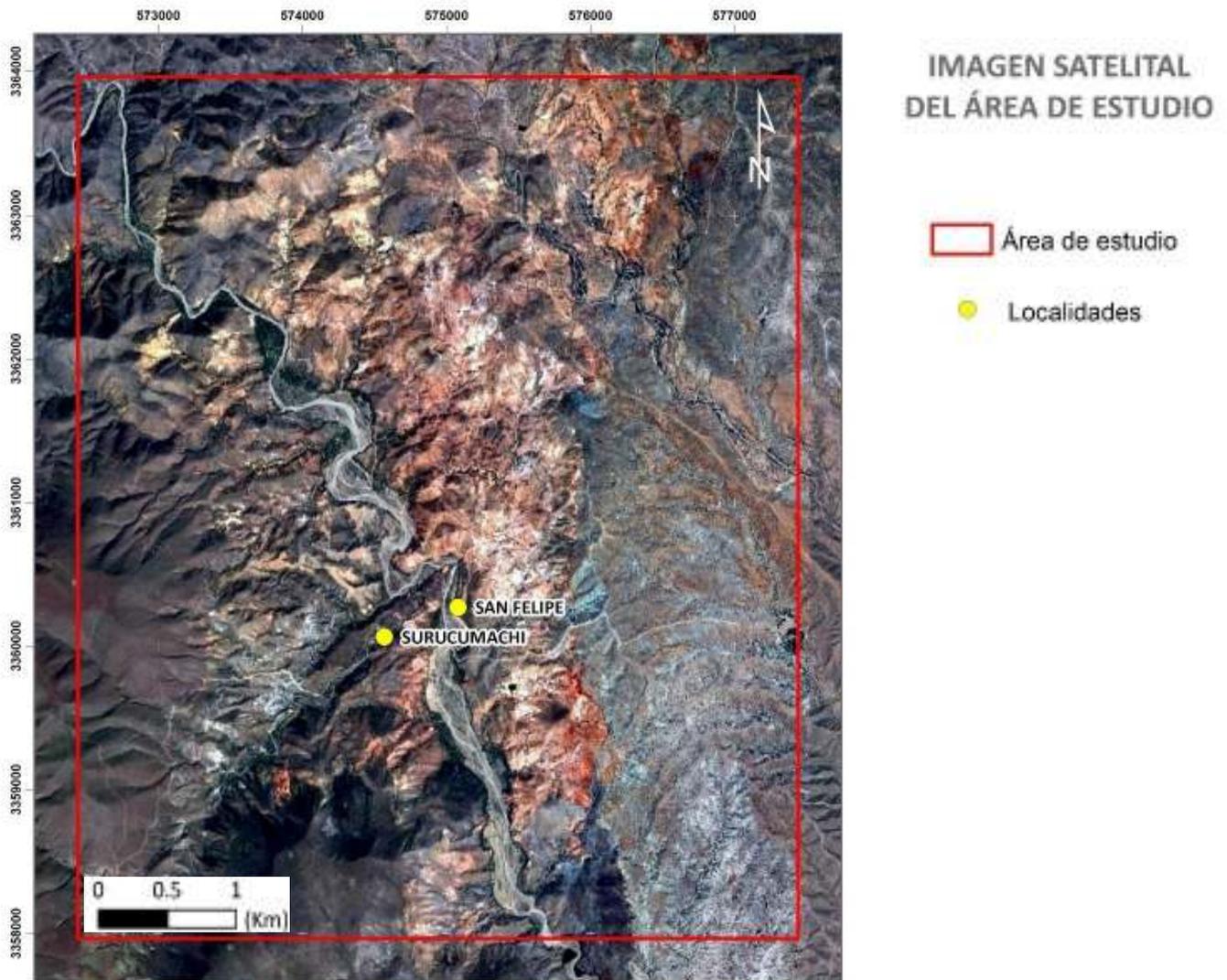


Figura 2. Ubicación del área de estudio con imagen obtenida de Google Earth (fecha de imagen 04/11/2007).

1.2. Fisiografía, clima y vegetación

El área de estudio se encuentra en la Provincia Fisiográfica Sierra Madre Occidental, dentro de la Subprovincia de Sierras y Valles del Norte. Dicha Subprovincia se caracteriza por una alternancia de bloques levantados y hundidos, formando sierras y mesetas orientadas noroeste-sureste (Raisz, 1964).

El relieve topográfico en la zona varía desde los 865 m.s.n.m en la parte más baja del valle del arroyo Agua caliente a los 1340 m.s.n.m en la cima de la mesa La Chucurosa, localizada en la parte centro-este del área (INEGI, 2017).

De acuerdo con la clasificación climática de Köppen modificada por García (2004) el clima predominante en la zona pertenece al grupo de climas secos “B”, con algunas variaciones debido a los cambios de elevación, considerando el clima semicálido seco y semicálido semiseco como los principales (CRM, 1992). La precipitación anual varía de 125 mm en las zonas semiáridas y para las elevaciones más altas llegan hasta los 600 mm, predominando una media entre estos dos valores. Como vegetación principal se encuentra matorral desértico, matorral sarcocaulé y el mezquital xerófilo (CONAFOR, 2010).

La hidrografía se compone por arroyos que fluyen hacia el SE y drenan el área siguiendo una dirección NW-SE. El arroyo principal que atraviesa el área es Agua Caliente, el cual al llegar al poblado de Arizpe se une al río Sonora, que es uno de los principales del estado. Éste fluye en dirección N-S hasta el poblado de Mazocahui en donde cambia de dirección a SW y continúa su camino hasta desembocar en la presa Abelardo L. Rodríguez en el municipio de Hermosillo (INEGI, 2017).

1.3. Trabajos previos

El área de estudio cuenta con un registro de trabajos realizados desde los años setenta del siglo pasado, encontrando la descripción geológica y cartografía geológico-minera como el principal tema a desarrollar.

La primera descripción detallada de la geología de la zona la realizó González-León en 1978 como trabajo de titulación en la cual da un panorama general de la estratigrafía y acomodo estructural. En el área El Tehuachi se realizó un estudio basado en la descripción estratigráfica y análisis tectónico-estructural, en donde las rocas aflorantes van del Precámbrico hasta el Holoceno (Rodríguez, 1994). Para ese mismo año, González y

colaboradores proponen la evolución tectono-sedimentaria del margen suroeste de la cuenca Bisbee donde incluye un análisis estructural y ambiente de depósito.

En 1998 se publica la cartografía geológico-minera y geoquímica 1:50,000 de las cartas vecinas Saracachi H12B72, Nacozari de García H12B74 y Bacoachi H12B64 por el Consejo de Recursos Minerales (CRM). Posteriormente se publica la carta Cananea H12-5 escala 1:250,000, esta carta abarca la totalidad de la carta Arizpe y da un panorama regional de las zonas mineralizadas de la zona, entre ellas la más importante el Distrito Minero Cananea.

La geología del área está descrita de manera más amplia en los trabajos posteriores de González-León y colaboradores (2000, 2010, 2011), en donde determina que las litologías pertenecen al Mesozoico tardío y predominantemente al Cenozoico (Paleoceno-Mioceno) al realizar fechamientos por $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

Considerando el reporte técnico de la carta Arizpe H12-B73 realizada por el Consejo de Recursos Minerales (CRM, 2002), la actividad minera ha tenido un papel muy importante en el área, ya que se encuentran variadas manifestaciones de desarrollos mineros a pequeña escala, resaltando principalmente las minas de El Gachi y Santa Rosalía, encontrando a esta última la más interesante dada la cercanía con el área de estudio.

El Gachi se considera como la más importante y la más antiguamente explotada, ya que de acuerdo con algunos registros fue trabajada hace más de 300 años, continuando su explotación de manera interrumpida en los años 1900 hasta 1960. La mineralización es considerada como de tipo metasomático de reemplazamiento en rocas calizas.

La mina Santa Rosalía fue un desarrollo de explotación importante, ya que de acuerdo con los vestigios que se pueden encontrar se deduce que contó con planta de beneficio, no obstante, no se cuenta con registro documental de estas actividades. Este depósito se considera de tipo epitermal de baja sulfuración.

Entre otros trabajos reportados por el CRM se encuentra el de los depósitos de arcilla Piedras de Lumbre y Las Chispas (1964) con el interés principal de caracterizar los depósitos de arcilla, para emplearse como fuentes de abastecimiento para la industria cerámica; en el

informe de exploración en la zona Rancho El Álamo (1967) ubicado hacia la parte SW del área, en donde no se reportó mineralización y tras los resultados no favorables de análisis de muestras de sedimentos de arroyo se determinó no realizar más trabajos de exploración por cobre, caso parecido se presentó en el Informe de exploración de la zona F-18 La Virgen del mismo año; otros trabajos en la porción N-NE se encuentra el del informe de exploración de los lotes mina Pis-Pis y mina Pis-Pis ampliación No. 1 (1985), encontrando vetas y vetillas de cuarzo, considerando estas estructuras como parte de un yacimiento de origen hidrotermal; en el reporte de exploración geológico-minero del lote Las Mercedes (1987) donde se buscó prospectar bauxita encontrando solamente manifestaciones de caolinita, por lo cual sugirieron no realizar más trabajos en la zona por la falta de potencial económico.

Si bien el desarrollo de trabajos en geología económica ha sido importante en los alrededores de la zona, no se cuenta con investigaciones recientes que enfoquen el interés geológico-minero al área de San Felipe.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Teledetección en la geología

Generalmente el término de percepción remota o teledetección se aplica para diversos métodos clásicos de la geofísica empleada en el campo de las Ciencias de la Tierra, aunque derivado de las crecientes tecnologías en materia de imágenes satelitales este término suele emplearse de igual manera para estos recursos que usan como principio la medición de la respuesta espectral y de microondas de la superficie de la Tierra (Lipton y Gubins, 1997). Aunado a esto, la incorporación de dispositivos capaces de capturar características espectrales específicas de cada uno de los materiales dispuestos sobre la superficie terrestre a plataformas satelitales, aeronaves y recientemente a equipos tan versátiles como los drones han permitido que la percepción remota brinde nuevos panoramas de aplicación en la geología.

2.1.1. Perspectiva histórica

En el año 1960 el término de percepción remota fue incorporado a la ciencia, Fischer (1975) hacía la simple referencia a este concepto como la identificación y medida de un objeto mediante la observación sin llegar a un contacto directo con dicho objeto. Sin embargo, desde su uso en diferentes disciplinas y para diversos fines, la percepción remota refiere el uso de sensores de radiación electromagnética para registrar señales características de cada elemento presente en el medio, las cuales pueden ser interpretadas para obtener información útil (Curran, 1985).

La percepción remota aplicada a temas geológicos tuvo sus inicios hacia la década de los setenta obteniendo los primeros datos multispectrales desde órbita en 1972 por el sensor *Landsat 1 Multispectral Scanner System* (MSS). Tras el análisis de estos datos fue posible obtener información estructural y litológica, así como las relaciones geobotánicas, inclusive más eficientemente que obteniéndolas a nivel de terreno, consiguiendo una mejora en la interpretación, ya que facilita tener un punto de vista de lo general a lo particular. A pesar de mostrar importantes ventajas, desde inicios del método las imágenes representaban

limitaciones, pues el diagnóstico acertado de las litologías como la información estructural resultaba muy restringida, ya que el análisis de la imagen se realizaba de forma bidimensional, mientras que las propiedades geológicas de un terreno son de desarrollo tridimensional, encontrando propio el conjugar rasgos obtenidos por medio de las imágenes con trabajo de campo (Goetz y Rowan, 1981). Es quizá esta limitación la que ha generado un cierto grado de escepticismo hacia los resultados obtenibles tras el procesamiento de esos recursos.

La carrera tecnológica de los satélites Landsat continuó con la puesta en órbita de Landsat 2 (1975) y Landsat 3 (1978), equipados ambos con sensor MSS (*Multispectral Scanner*), el cual podría captar información en el rango espectral del visible y el infrarrojo cercano (NIR). Landsat marco un parteaguas con la incorporación de este sensor, además de representar una fuente de información satelital disponible a la venta.

Nuevas adecuaciones y ventajas ofrecieron Landsat 4 (1982) y Landsat 5 (1984), integrando además del sensor MSS, al sensor TM (*Thematic Mapper*), el cual brindaba información en el rango del infrarrojo de onda corta SWIR (dos bandas), en el infrarrojo medio (MIR), con cuatro bandas en el visible e infrarrojo cercano (NIR), además de ofrecer una mejora significativa en la resolución espacial. El sensor TM ofreció una herramienta muy importante para la exploración mineral, al permitir reconocer indicios de sistemas mineralizados por medio de las alteraciones minerales asociadas (Lipton y Gubins, 1997).

Landsat 6 (1998) quien llevaba los mismos recursos que L4 y L5, pero con algunas mejoras, habría ofrecido un excelente progreso en la resolución espacial, al incorporar una banda pancromática que alcanzaría los 15 metros de resolución por píxel, sin embargo, esto no fue posible dada la imposibilidad de ponerlo en órbita.

A pesar de ese último suceso en 1999 se coloca en órbita Landsat 7 a una altitud de 705 km, llevando consigo el sensor *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+), una versión mejorada a su antecesor TM, el cual ofrece una mejora en resolución espacial con la adición de una banda pancromática de 15 metros, y una mejora en la banda térmica al reducir a la mitad su resolución espacial. Lamentablemente en 2003 el corrector de líneas de barrido (*Scan Line*

Corrector) falló, encontrado en las tomas a partir de esa fecha patrones en zigzag de líneas perdidas en los laterales de las imágenes. Se tiene planeado el reemplazo de este satélite por Landsat 9 en próximas fechas.

Hasta el momento el satélite más reciente de la constelación Landsat es el Landsat 8, puesto en órbita en 2013, el cual lleva consigo el *Operational Land Imager* (OLI) que ofrece nueve bandas espectrales incluyendo una banda pancromática y el *Thermal Infrared Sensor* (TIRS) que ofrece dos bandas espectrales en el rango del térmico. Se encuentra a la misma altitud que su predecesor, ofreciendo de igual forma 15 metros de resolución espacial en su banda pancromática.

Otro de los sensores ampliamente usado es el multiespectral ASTER, ya que capta un amplio rango espectral desde el visible al infrarrojo térmico en 14 bandas con una alta resolución radiométrica y espectral por medio del *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer*. Fue puesto en órbita a bordo del satélite EOS-Terra en junio del año 2000 con el principal propósito de estudiar las interacciones entre los diferentes sistemas “esferas” que componen al planeta (Kalinowski y Oliver, 2004).

Su sistema se compone de tres instrumentos principales: el VNIR (*visible-infrarrojo cercano*) con 3 bandas a resolución espacial de 15 m; SWIR (*infrarrojo de onda corta*) con 6 bandas a resolución espacial de 30 m; y TIR (*infrarrojo térmico*) con 5 bandas a resolución espacial de 90 m. En comparación con Landsat, la resolución espectral que ASTER ofrece en la región del SWIR permite la identificación generalizada de grupos minerales como arcillas, carbonatos, silicatos, y óxidos, además, que permite la construcción de modelos digitales de elevación a partir de las bandas 3 y 3b, dada la manera en que los datos son adquiridos, en donde la banda 3b lleva una inclinación permitiendo una captura en perspectiva (Kalinowski y Oliver, 2004).

Gracias a estas características espectrales, los mapas minerales generados a partir de datos ASTER permiten visualizar la distribución espacial de superficies asociadas a anomalías minerales (Oliver y van der Wielen, 2006; Tabla 1, Figura 3).

Tabla 1. Rangos espectrales y resolución espacial de las bandas que componen las imágenes de ASTER, Landsat-7 y Landsat 8 (Modificado de Testa et al., 2018).

ASTER			Landsat-7 (ETM+)			Landsat 8 (OLI/TIRS)		
Bandas	Longitud de onda (µm)	Resolución (m)	Bandas	Longitud de onda (µm)	Resolución (m)	Bandas	Longitud de onda (µm)	Resolución (m)
1- Verde/amarillo (Visible)	0.520-0.600	15	1- Azul (Visible)	0.45-0.52	30	1-Ultra azul (costero/aerosoles)	0.435-0.451	30
2- Rojo (Visible)	0.630-0.690	15	2- Verde (Visible)	0.52-0.60	30	2- Azul (Visible)	0.452-0.512	30
3N- NIR	0.760-0.860	15	3- Rojo (Visible)	0.63-0.69	30	3- Verde (Visible)	0.533-0.590	30
3B- NIR	0.760-0.860	15	4- NIR	0.77-0.90	30	4- Rojo (Visible)	0.636-0.673	30
			8- Pancromática	0.52-0.90	15	5- NIR	0.851-0.879	30
4- SWIR	1.600-1.700	30	5- SWIR	1.55-1.75	30	8- Pancromática	0.503-0.676	15
5- SWIR	2.145-2.185	30	7- SWIR	2.09-2.35	30	9- Cirrus	1.363-1.384	30
6- SWIR	2.185-2.225	30				6- SWIR	1.566-1.651	30
7- SWIR	2.235-2.285	30				7- SWIR	2.107-2.294	30
8- SWIR	2.295-2.365	30						
9- SWIR	2.360-2.430	30						
10- TIR	8.125-8.475	90						
11- TIR	8.475-8.825	90						
12- TIR	8.925-9.275	90						
13- TIR	10.250-10.950	90	6- TIR	10.40-12.50	30*	10- TIR	10.60-11.19	30*
14- TIR	10.950-11.650	90				11- TIR	11.50-12.51	30*

*= Landsat-7 (ETM+) la banda 6 es capturada originalmente a 60 m de resolución, pero es escalada a pixeles de 30 m; Landsat-8 las bandas de infrarrojo termal son capturadas a 100 m de resolución, pero son escaladas a pixeles de 30 m.

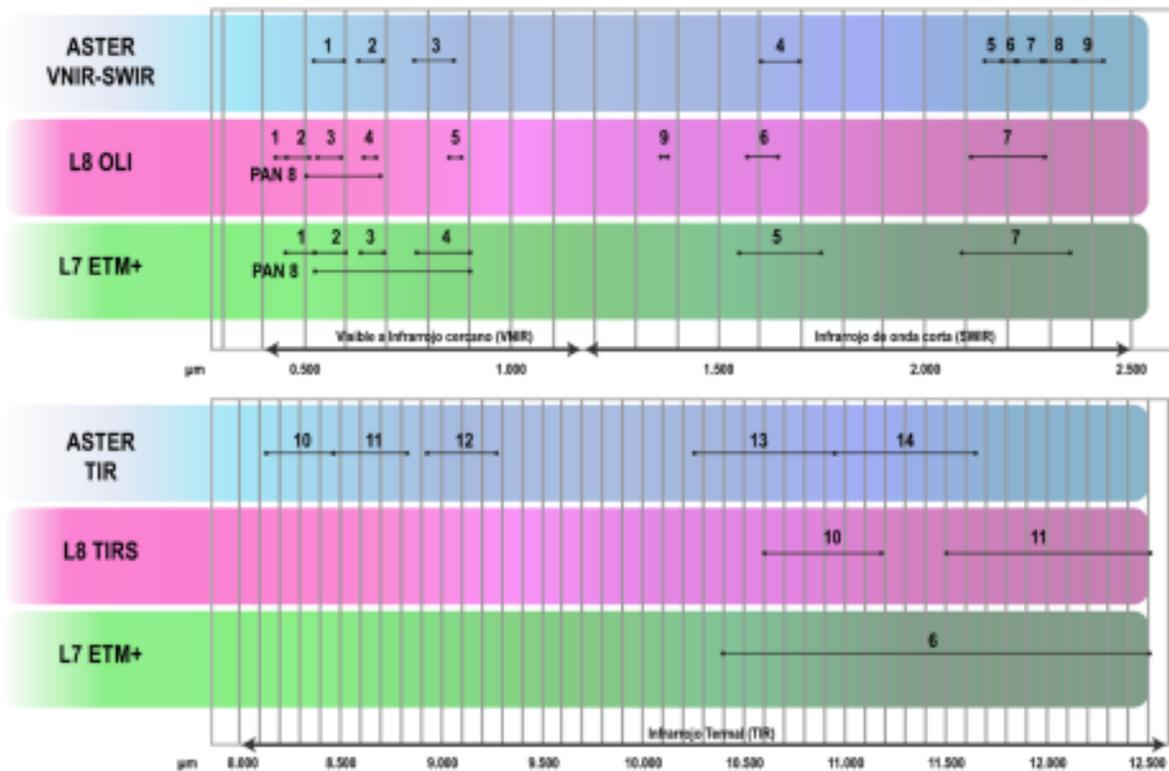


Figura 3. Comparativa del cubrimiento espectral de las bandas de los sensores ASTER, Landsat 8 y Landsat 7 en los rangos espectrales del VNIR, SWIR, y TIR (modificado de Duda et al., 2015).

Esta información en conjunto con la obtenida en laboratorio por varios autores sobre las características espectrales en el rango del infrarrojo de onda corta de los principales minerales formadores de roca como los silicatos, óxidos, carbonatos y sulfatos (Hunt y Salisbury 1970, 1971; citado en Lipton y Gubins, 1997) y de minerales de alteración hidrotermal (potásica, argílica, fílica, y propílica) (Hunt y Asley, 1979), ha marcado la pauta en la aplicación de la percepción remota en las tareas de identificación mineral en vías de prospección de yacimientos minerales, al encontrar en la región de 2000-2500 nm del espectro electromagnético la respuesta particular de los minerales indicativos de suites de alteración asociada a yacimientos, como lo propone Sillitoe (2010) para los sistemas de pórfido cuprífero.

2.1.2. El sistema de teledetección

Para poder llevar a cabo la observación remota se necesita de un sistema que se compone de cinco elementos fundamentales (Chuvienco, 1990): 1) fuente de energía (sol o una fuente artificial <radar>) que incida en el objeto de interés; 2) superficie de la Tierra que dará una respuesta a este flujo en forma de radiación emitida o reflejada; 3) sistema sensor (sensor y la plataforma que lo transporta) que capta la respuesta de la superficie irradiada y el producto de las interacciones con la atmósfera (energía distorsionada o dispersada); 4) el sistema de recepción que recibe la información enviada por la plataforma, y que la distribuye al usuario y el 5) personal capacitado que analiza estos datos adecuándolos y procesándolos de acuerdo a las necesidades a satisfacer, realizando la evaluación del problema en cuestión.

Todos estos elementos se fundamentan en el comportamiento de las ondas de la energía electromagnética, el tipo de energía que el cuerpo irradiador envía hacia el medio, la reacción del cuerpo que es sometido a este estímulo, la refleja o bien la absorbe a determinados rangos de longitud de onda del espectro electromagnético (Figura 4), imprimiendo sus características en esta interacción, marcando especial importancia la capacidad del sensor en la detección de estos rasgos únicos determinados por las características químicas y físicas de las moléculas que los componen, ya que cada una de estas “posee un espectro de absorción y emisión de energía específico” (Ostrooumov, 2006, citado en Páez, 2008).

Dado lo anterior, la exploración mineral que emplea imágenes satelitales ha resultado muy satisfactoria en zonas áridas y semiáridas, al presentar baja interferencia de la vegetación, de esta manera se puede registrar más limpiamente el comportamiento de los minerales ante los fotones de luz incidente. La variedad de los procesos de absorción y su relación con la longitud de onda permite derivar información acerca de la química del mineral de la cual procede esta energía reflejada, absorbida o emitida.

2.1.3. Uso de imágenes satelitales en el análisis del terreno

Las imágenes satelitales obtenidas por sensores multispectrales han resultado muy útiles para su uso en una amplia variedad de interrogantes o atención a problemáticas, como de

monitoreo de zonas de riesgo por fenómenos naturales, en cuestiones agrícolas y estudio de salud vegetal, detección de cambios en el desarrollo urbano de una población entre otras.

En la exploración minera generalmente resulta útil el uso de imágenes satelitales para la identificación relativa de unidades litológicas, elementos estructurales como fallas o lineamientos que puedan indicar algún arreglo interesante que pueda traducirse en una posible zona hospedante de mineralización (Rajan Girija y Mayappan, 2019), así como la respuesta espectral de la superficie de interés que logre dibujar ciertas anomalías de posibles alteraciones asociadas a un modelo de yacimiento mineral.

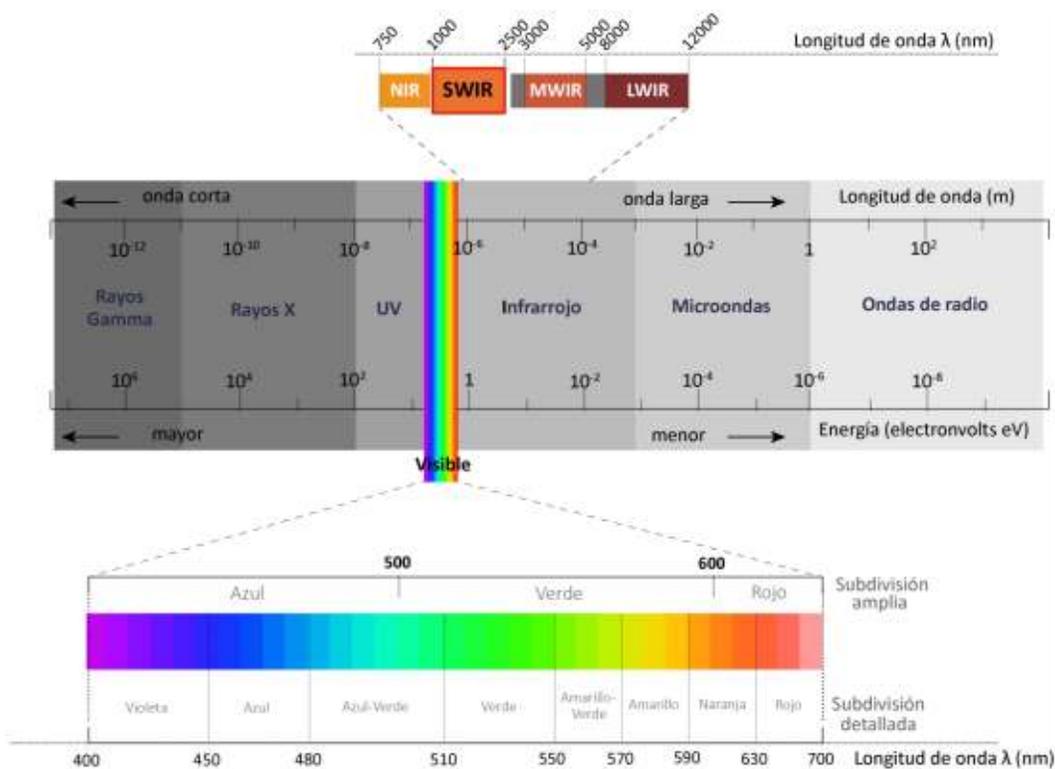


Figura 4. Representación del espectro electromagnético resaltando el rango de longitud de onda que corresponde al campo visible e infrarrojo con sus respectivas subdivisiones. Se resalta el rango del infrarrojo de onda corta (SWIR) en el cual la mineralogía de alteración hidrotermal es característicamente activa (modificado de Verhoeven, 2017).

Los instrumentos de detección remota revelan la respuesta a la radiación electromagnética de los primeros micrones de la superficie, por lo cual, cualquier otro elemento no deseado que se encuentre cubriendo el objeto de interés tendrá influencia en la respuesta espectral de

la misma. Por ello la importancia de realizar un análisis remoto a partir de imágenes cuya superficie terrestre muestre idealmente la ausencia de cubierta vegetal y nubosidad, además de una amplia disponibilidad de imágenes de distinta temporalidad, con lo cual permita escoger la imagen más adecuada para el estudio que se requiera hacer.

Imágenes como ASTER y Landsat 8 resultan muy útiles al contar con un volumen de imágenes amplio y con una cobertura del terreno a nivel mundial muy extensa, además de la metodología existente relacionada al procesamiento que sustenta la aplicabilidad en el ámbito geológico de exploración y que la respalda como una herramienta confiable.

2.1.4. Procesamiento de imágenes satelitales como herramienta en la zonación de áreas de interés geológico

Las técnicas de análisis de imágenes satelitales se basan en la interpretación de los datos espectrales capturados en cada una de las bandas que componen la escena, cada una de estas bandas produce una imagen en escala de grises que representa la superficie terrestre captada en un determinado rango de longitud de onda del espectro electromagnético (Lipton y Gubins, 1997).

El sistema de una imagen a color está diseñado para estar compuesto por tres canales, rojo (R), verde (G) y azul (B), permitiendo visualizar una imagen con una amplia gama de colores, resultado de la mezcla de estos tres colores primarios. Bajo este principio puede generarse una combinación de bandas de una escena satelital y obtener una imagen a color que represente distintos elementos con características espectrales únicas, como los cuerpos de agua, coberturas vegetales, glaciares y nieve, superficies antropogénicas, litologías de origen ígneo, sedimentario y metamórfico, por mencionar algunos.

El ejercicio de la combinación de bandas permite la discriminación litológica, al combinar características de respuesta espectral en el rango del infrarrojo de onda corta, infrarrojo cercano y el visible, como la combinación RGB (7,4,1), (7,4,2) y (5,4,2) empleada para el sensor Landsat 5 TM, ya que de acuerdo a los rangos espectrales capturados en estas bandas es posible visualizar áreas que contengan minerales formadores de roca como los silicatos y

carbonatos, además de minerales de alteración como los del grupo de las arcillas (banda 7), la presencia de vegetación y contenido de humedad (banda 5 y 2), y el delineado de cuerpos de agua y superficies desnudas (banda 4 y 1) (Lipton y Gubins, 1997).

Además de la discriminación litológica, la combinación de bandas puede emplearse para visualizar la respuesta de las litologías con presencia de alteración, ya sea de origen hidrotermal o bien por acción del intemperismo.

Otra herramienta muy empleada para la exploración de zonas de alteración son los cocientes de bandas, con los cuales se resaltan diferencias espectrales muy sutiles de los datos espectrales adquiridos por una banda dividida entre otra. Por ejemplo, el cociente de la banda 5 sobre la banda 7 del sensor Landsat 5 TM, destaca rocas con importante contenido del ion Al-OH, el cual conforma numerosas fases minerales del grupo de las arcillas y sulfatos y que pueden ser generados por fluidos hidrotermales relacionados a un yacimiento mineral de tipo pórfido cuprífero (Lipton y Gubins, 1997). Cabe mencionar que los resultados obtenidos de un cociente de bandas no siempre indicarán la inminente presencia de una alteración mineral hidrotermal relacionada con un cuerpo mineral económico, ya que como se mencionó anteriormente, la respuesta espectral se verá influenciada por cualquier elemento presente sobre la superficie terrestre, además de ser imprescindible la más atinada interpretación geológica, tomando en cuenta la litología del lugar, su historia geológica y su posición espacial, tomando en cuenta la topografía y la relación que guarda en el transporte de los materiales geológicos.

2.1.5. Mapeo de alteración mineral a partir de imágenes satelitales

La disponibilidad hoy día de escenas de una variedad de sensores satelitales y la oferta de software dedicado al manejo de información ráster hace más accesible el análisis de imágenes satelitales en vías de localizar prospectos minerales de interés económico al obtener mapas que contemplen una variedad de minerales de alteración asociados a los diferentes modelos de depósito mineral, y que pueden ser ignorados en una visita de campo dadas las dimensiones del área de trabajo, pero que suelen representar información clave al momento de la interpretación geológica. Un mapeo a partir de imágenes satelitales representa una

ventaja al cubrir un área más amplia del terreno y brindar información que pueda dar una idea del posible modelo de depósito mineral presente en un área a partir de la distribución de minerales de alteración asociados a éste.

Por ejemplo, un depósito del tipo pórfido cuprífero idealmente forma patrones concéntricos de alteración dispuestos espacialmente desde el cuerpo ígneo intrusivo parental hacia los bordes, encontrando al centro un núcleo de alteración potásica con cuarzo-feldespatos potásico-sericita y clorita, seguido de zonas de alteración fílica con cuarzo-sericita-pirita, alteración argílica con cuarzo-caolinita-clorita y la zona más externa como alteración propilítica con presencia de clorita-epidota-carbonatos (Lowell y Gilbert, 1970). Además, una zona superficial de alteración supergénica conocida como *gossan*, con minerales óxidos e hidróxidos como hematita-goetita-jarosita (Abdelsalam y Stern, 2000; Sabins, 1999, citados en Pour y Hasim, 2012), y el *lithocap* o zona de lixiviación, generalmente posicionado en la parte más superficial del sistema pórfido y que igual puede ocurrir en las cercanías de las zonas de alta y baja sulfuración en los depósitos epitermales (Corbett, 2002), suelen presentar una importante extensión de alteración estéril, conformada de sílice-alunita-pirofilita (entre otros), derivado de la emanación de volátiles provenientes desde el cuerpo intrusivo (Corbett y Leach, 1998, citado en Corbett, 2002), propiciando la aparición de minerales de alta temperatura como la pirofilita-diáspora, además de presencia de sílice masivo.

Tomando en cuenta los minerales que conforman las zonas de alteración y sus características de comportamiento espectral es posible un mapeo representativo, ya que las especies minerales con contenido del ion hidróxido (OH^-), al igual que los carbonatos (CO_3) presentan características espectrales diagnósticas de absorción en el rango espectral de onda corta (SWIR 1000-2500 nm) (Clark et al., 1990; Crowley y Vergo, 1988; Hunt, 1977; Hunt y Ashley, 1979 citados en Pour y Hasim, 2012), mientras que las especies de óxidos e hidróxidos presentan una baja reflectancia en el rango visible (400-700 nm) y una alta reflectancia en el infrarrojo cercano (750-1000nm) (Hunt, 1977; Hunt y Salisbury, 1974, citado en Pour y Hasim, 2012). A su vez, la sílice y la calcita (especialmente para rocas

carbonatadas) tienen una absorción característica dentro del rango del infrarrojo de onda larga (LWIR) (8000-9300 nm y 10000-11700 nm respectivamente) (Ninomiya, 2003a).

La elaboración de mapas de alteración mineral por teledetección puede llevarse a cabo a partir de información multispectral e hiperespectral (Figura 5a), los resultados reflejarán una resolución espectral mucho más detallada en el caso de los datos hiperespectrales, revelando una deficiencia para el caso de datos multispectrales como los que ofrecen los sensores Landsat y ASTER, sin embargo, cuentan con la resolución espectral suficiente en el rango SWIR (Figura 5b) para un mapeo representativo a escala de semidetalle a regional.

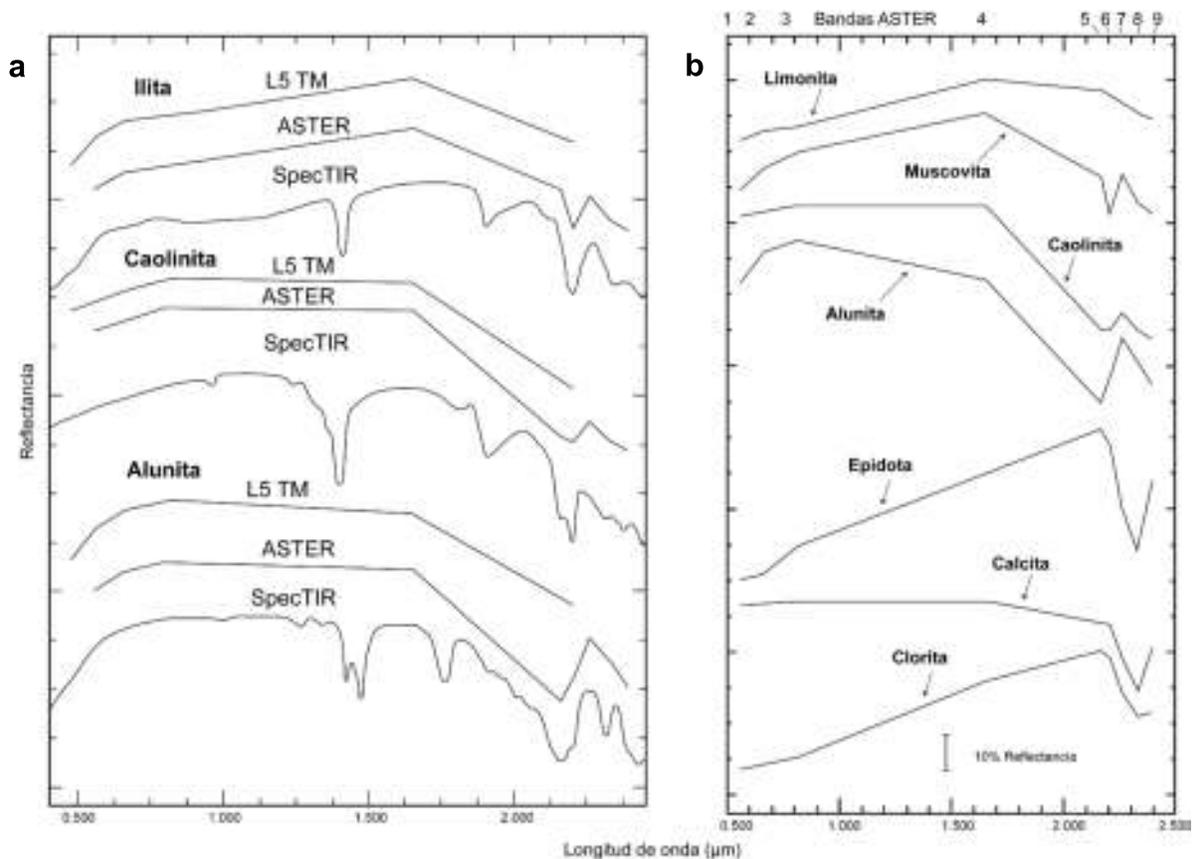


Figura 5. a) Firmas espectrales de las especies minerales illita, caolinita y alunita a escala espectral de Landsat 5 TM, ASTER y el sensor hiperespectral aerotransportado SpecTIR (modificado de Agar y Coulter, 2007); b) Firmas espectrales de laboratorio ajustadas a la escala espectral de las bandas de ASTER: la limonita presenta una absorción amplia desde 0.66 a 1.165 μm ; la firma de muscovita presenta su rasgo de absorción típico en 2.20 μm ; caolinita y alunita presentan un rasgo de absorción secundario cerca de 2.17 μm , mientras que epidota, calcita y clorita exponen una absorción en 2.32 μm (Tomado de Mars y Rowan, 2006).

2.1. Espectrometría de reflectancia de infrarrojo de onda corta en la prospección de yacimientos minerales

Los mapas de distribución de posibles áreas con presencia de ciertos minerales y rocas deben complementarse idealmente con información recabada en campo por medio de la toma de datos espectrales de muestras in situ, obteniendo con ello datos de firmas espectrales sin interferencias causadas por la atmosfera y permitiendo su empleo con fines de calibración, además de poder generar una “librería espectral” empleando estos datos para la identificación de elementos en la superficie del área de interés por medio de comparación y con ello fungir en la validación de los resultados arrojados por el procesamiento de datos obtenidos en la espectrometría satelital (Kruse, 2010).

2.1.1. Antecedentes históricos

La técnica de reflectancia ha sido ampliamente utilizada para la identificación de compuestos minerales. Los primeros registros de datos espectrales de diversos materiales se dieron a inicios del siglo XX (Coblents W.W. 1905-1910, citado en Páez, 2008), desarrollándose a partir de entonces importantes avances en la compilación de una variedad de datos, formando una base muy amplia a partir de la conjugación de este principio con el de imágenes espectrales en los años setenta (Páez, 2008).

De estos avances en la tecnología de espectrometría, se deriva la obtención de esta información desde tres niveles, a partir del medio espacial, el aerotransportado, y a nivel del terreno empleando directamente en campo o bien en laboratorio, la técnica de espectrometría a partir de equipos portátiles.

Este último ha ido evolucionando de manera importante desde el desarrollo del primer equipo en 1978 por GER Corp. Los instrumentos de espectrometría cuentan con la fuente indirecta de energía irradiante, en este caso del sol, o bien, con una fuente de luz interna que interactúa con la superficie de análisis en cuestión, obteniendo información espectral de la superficie con una resolución espectral del orden de 1 a 2 nm de ancho de banda en el rango espectral, que va del espectro visible al infrarrojo de onda corta (400-2500 nm). Con ello, los datos

recabados por estos equipos representan un alto grado de precisión en la determinación de especies minerales y variaciones químicas dentro de la estructura molecular de la red cristalina del mineral (Lipton y Gubins, 1997).

2.1.2. Fundamentos teóricos

La espectrometría basa su principio en el estudio del comportamiento de las ondas de radiación electromagnética al ser irradiada la superficie de un cuerpo sólido, líquido o gaseoso, las cuales pueden ser absorbidas, emitidas o dispersadas (Páez, 2008).

De lo anterior se deriva la espectrometría de reflectancia, la cual se define como la técnica encargada de analizar la respuesta espectral de los minerales en la región del espectro electromagnético que va del visible (400-700 nm), infrarrojo cercano (700-1000 nm) e infrarrojo de onda corta (1000-2500 nm) (Hauff, 2008).

La obtención de las diferentes firmas espectrales, especialmente de minerales, han mostrado características de identificación particulares dentro de los rangos del espectro electromagnético del infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta, ya que es muy sensible a las características de los hidróxidos (OH), con ello se puede distinguir minerales por su cristalinidad (minerales de la arcilla, clorita, serpentinita, entre otros), minerales silicatados hidroxilados (epidota, anfíbol, etc.), sulfatos (alunita, yeso, etc.) y carbonatos (calcita, dolomita, etc.) (Liancun *et al.*, 2017) (Tabla 2).

La región del infrarrojo de onda corta, de acuerdo con Goetz y Rowan (1981) de 1000 a 3000 nm, brinda información espectral para el diagnóstico composicional mineral más amplia que la ofrecida en el rango del visible y el infrarrojo cercano. Sin embargo, en la región de 1400 nm y 1900 nm coinciden las bandas de absorción de la humedad presente en la atmósfera, representando una desventaja para los datos obtenidos desde órbita. La respuesta que se obtiene en 1600 nm resulta interesante porque gran parte de las rocas presentan una alta reflectancia en este rango, particularmente aquellas que se encuentran alteradas. El rango de los 2000 a 2500 nm es muy particular ya que muestra los picos de absorción de diagnóstico provocados por los minerales del grupo de las arcillas y por los carbonatos.

Tabla 2. Picos de absorción de los minerales más comúnmente empleados en la espectrometría (Modificada de Liancun et al., 2017).

Mineral	Fórmula	Pico de absorción (nm)
Caolinita	$Al_4 [Si_4 O_{10}](OH)_8$	1400, 2200 bimodal 2160
Dickita	$Al_4 [Si_4 O_{10}](OH)_8$	1400, 2200 bimodal 2180
Illita	$K < 1 Al_2 [(Al, Si) Si_3 O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$	2338, 2256, 1552, 1948, 1836
Muscovita (sericita)	$K \{ Al_2 [AlSi_3 O_{10}](OH)_2 \}$	2210, 2320, 1980, 1864, 1380, 2138
Montmorillonita	$(Na/Ca)_{0.33} (Al, Mg)_2 [Si_4 O_{10}]^* H_2O$	1412, 1912, 2212
Pirofilita	$Al_2 (Si_4 O_{10}) (OH)_2$, suele contener Mg	2167, 2083, 2318, 2220
Ópalo	$SiO_2 \cdot nH_2O$, cont. 3%~10% de agua	1408, 1904, 2214
Tremolita	$Ca_2 Mg_5 [Si_8 O_{22} (OH)_2]$	2314, 2298, 1394, 2386, 2110
Actinolita	$(Ca_2 (Mg, Fe)_5) [Si_2 O_{11}]_2 [OH]_2$ cont. Fe > 2%	1400, 2318, 2384
Talco	$3MgO \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O / Mg_3 [Si_4 O_{10}](OH)_2$	2310, 2288, 1392, 2390, 2464, 2230
Fe-clorita	$(Fe, Mg)_5 Al [AlSi_3 O_{10}](OH)_8$	2356, 2260, 1412
Mg-clorita	$(Mg, Fe)_5 Al [AlSi_3 O_{10}](OH)_8$	2368, 2258, 1412
Serpentina	$Mg_6 [Si_4 O_{10}](OH)_8$	1394, 2324, 2306, 1980, 1362
Paligorsquita	$Mg_5 (H_2O)_4 [Si_4 O_{10}]_2 (OH)_2$	1418, 1922, 2220, 2330
Calcita	$CaCO_3$	2338, 1874, 1996, 2154
Dolomita	$Ca Mg (CO_3)_2$	2320, 1980, 1864, 1380, 2138
Magnesita	$MgCO_3$	1404, 1458, 1434
Alunita-k	$KAl_3 (OH)_6 (SO_4)_2$	2170, 1492, 1766, 1434, 2322
Yeso	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	1448, 1940, 1748, 2216, 1542, 1492, 2270
Epidota	$Ca_2 [Fe Al]_3 [SiO_4] [Si_2 O_7] O(OH)$	2338, 2256, 1552, 1948, 1836

Tomando en cuenta estas consideraciones, la técnica de espectrometría de reflectancia en el rango del IR y especialmente en el SWIR, muestra importantes ventajas para el campo de la geología de exploración y especialmente desde el punto de vista de obtención de datos de grandes superficies de forma rápida y general, no obstante, resulta fundamental tomar en cuenta las especificaciones técnicas del equipo empleado, las características de la muestra en cuestión, en especial la cantidad de humedad que pueda contener, las características geológicas del terreno en donde se realizó la toma de muestra y sobre todo la correcta interpretación de las firmas obtenidas, para lograr una deducción más acertada en referencia a un posible modelo de alteración mineral asociado a un yacimiento.

2.2. Caracterización de alteraciones minerales por métodos convencionales

2.2.1. Petrografía de minerales de alteración

La petrografía aborda la descripción física en términos visuales de las rocas, mediante la observación de secciones o laminas delgadas derivadas de las muestras geológicas estudiadas, con ayuda de un microscopio petrográfico, empleando microscopia de luz polarizada, principalmente con luz transmitida, y en algunos casos con luz reflejada. Con las observaciones realizadas se puede realizar una clasificación petrográfica y establecer ciertas condiciones cualitativas y semicuantitativas de formación e incluso posibles procesos evolutivos de acuerdo con su textura y composición mineralógica, sus abundancias, formas, tamaños y relaciones espaciales (SGM, 2017).

Con esta técnica es posible observar el tipo y grado de alteración de minerales primarios en fases secundarias, derivadas de la interacción de un fluido hidrotermal con la roca, en la cual se provocan cambios químicos y mineralógicos producto del desequilibrio termodinámico entre ambas fases. Las características mineralógicas, químicas y morfológicas de la alteración resultante, brindan un panorama sobre las condiciones termodinámicas del fluido hidrotermal que las generó (Palacio y Godeas, 2008).

Con una observación y descripción a nivel de muestra de mano es posible obtener importante información del tipo de roca, los minerales que la componen, el tipo y grado de alteración, sin embargo, datos más precisos y completos se obtienen por medio de un análisis petrográfico, los cuales pueden ser complementados con información de otras técnicas más específicas con un alto grado de detalle como la difracción de rayos X y microscopía electrónica de barrido.

2.2.2. Difracción de rayos X en la identificación de fases minerales

El fenómeno de la difracción de rayos X es el resultado de la interacción de una radiación electromagnética, en este caso la ubicada entre el rango de longitud de onda de 0.01 nm a 10 nm conocida como rayos X, con los átomos ordenados en la red cristalina de una muestra mineral pura o bien de las fases que conformen una mezcla. La identificación de minerales por medio de esta técnica se basa en el análisis no destructivo de la muestra, la cual produce un patrón de difracción característico de acuerdo con las fases cristalinas que contenga.

Esta técnica se fundamenta en la ley de Bragg, la cual establece que los rayos X se difractan sobre los planos reticulares de los cristales según un ángulo (ángulo Θ) el cual depende de sus distancias interplanares.

Donde:

Ley de Bragg:

$$n\lambda = 2d_{hkl} \sin \Theta$$

n = número entero igual o mayor a 1 correspondiente al plano cristalográfico

λ = longitud de onda de los rayos X

d_{hkl} = distancia interplanar de un plano cristalográfico con índices de Miller hkl

Θ = ángulo de incidencia del haz de rayos X

Con ayuda de los valores conocidos de d_{hkl} de cada uno de los minerales de los que se tiene registro y los obtenidos por medio del método es como se identifica el mineral (Método Hanawalt). Sin embargo, existen minerales con parámetros de celda muy similares, lo que puede llevar a confusión, por lo cual es importante considerar el valor de intensidad con que

cada plano reticular refleja los rayos X, y la cual se deriva de los átomos presentes en la celda y su distribución en la misma ([Melgarejo et al., 2010](#)).

2.2.3. Fluorescencia de rayos X en la determinación del panorama geoquímico

Uno de los métodos más empleados en la determinación de composición elemental de los materiales geológicos (elementos mayores y traza) es el de espectrometría de fluorescencia de rayos X (FRX). Es una técnica analítica no destructiva en la cual se determina la composición del material midiendo la fluorescencia (o rayos X secundarios) emitida por los elementos de una muestra cuando estos son exaltados por una fuente primaria de rayos X. Como resultado se obtiene una serie de líneas con características únicas por cada elemento específico, lo cual representa una técnica muy adecuada para el análisis cualitativo y la determinación cuantitativa de la composición de material en cuestión.

El uso de esta técnica tradicionalmente se lleva a cabo en laboratorio bajo procedimientos costosos y que implican varios días de trabajo para lograr los resultados. Afortunadamente hoy día existen instrumentos portátiles FRX que representan una ventaja al poder coleccionar datos geoquímicos desde el sitio en que se encuentra el material geológico a analizar, o bien establecer un laboratorio portátil en cualquier sitio, sin poner en riesgo la confiabilidad de los resultados, logrando así una retroalimentación rápida durante las operaciones de campo, como en la prospección y exploración geológico-minera ([Johnson, T., 2020](#)).

Un mapeo geoquímico a partir de estos datos permite visualizar la distribución elemental en un área de interés y determinar objetivos de anomalías significativas o tendencias, las cuales, con ayuda de otras fuentes de información como las expuestas anteriormente, permitirán dar mayor certeza en la interpretación del posible modelo geológico de depósito mineral y la consecuente toma de decisiones para futuros proyectos.

3. GEOLOGÍA DEL ÁREA SAN FELIPE

En el área de estudio afloran rocas sedimentarias, volcanosedimentarias, volcánicas e intrusivas con edades que van del Cretácico tardío al Holoceno de acuerdo con la carta geológico-minera Arizpe H12-B73 del Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2003) (Figura 6).

Las rocas más antiguas que afloran en la zona pertenecen a la Formación Mural del Grupo Bisbee (Cretácico superior Aptiano-Albiano), que consiste en calizas masivas, limolitas y lutitas. Estas rocas en conjunto al conglomerado Picacho (Formación Cocóspera) reflejan el evento compresivo que se suscitó en el Cretácico tardío (González-León et al., 2000), produciendo plegamiento y fallamiento inverso en estas rocas.

En el Cretácico superior (Maastrichtiano) se deposita la unidad volcanosedimentaria nombrada informalmente como formación El Tuli por Rodríguez (1994), nombrada en adelante como Formación Tarahumara (McDowell et al., 2001), la cual aflora en la parte centro norte y oeste de la zona representando la mayor superficie del área, y en la que se presenta una importante alteración reportada como oxidación-argilización. Esta se forma por flujos y aglomerados andesíticos, tobas riolíticas, brechas sedimentarias, conglomerados y areniscas. Para este paquete litológico se cuenta con un fechamiento por U-Pb en zircón obteniendo una edad $75.70 \pm 0.30/-0.70$ Ma (González-León et al., 2011). Sobre yace discordantemente las rocas de la Formación Mural.

Para este momento del registro geológico se tiene el evento compresivo Laramide activo desde el Cretácico tardío y que perdura hasta el Eoceno (Calmus et al., 2011), provocando el cabalgamiento de rumbo NW-SE del Grupo Bisbee sobre las rocas volcanosedimentarias del Cretácico superior.

En el Paleoceno superior se tiene registro de actividad volcánica al presentarse rocas de composición intermedia y ácida, andesitas, riolitas, tobas riolíticas e ignimbritas. Aflorando en la parte norte del área. Estos depósitos volcánicos sobre yacen discordantemente a las

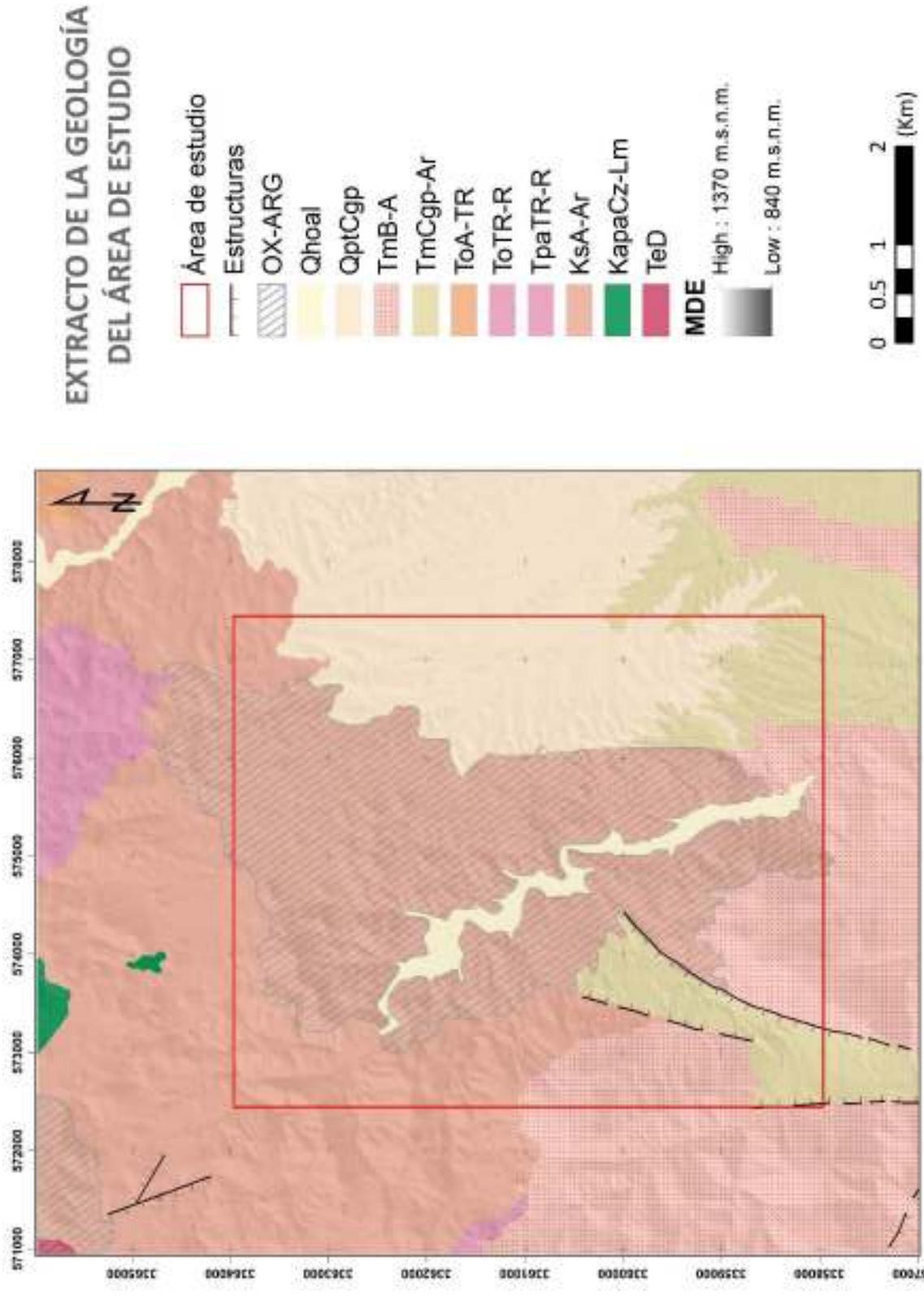


Figura 6. Geología del área de estudio perteneciente a la carta Arizpe H12B73 (modificado de SGM, 2003).

rocas más antiguas. En este depósito se tiene registro de fechamiento por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita con una edad de 58.67 ± 0.17 Ma (González-León et al., 2000).

Los cuerpos plutónicos de los que se tiene registro en el área se presentan intrusionando la secuencia mencionada, encontrando cuerpos de composición cuarzomonzonita-tonalita hacia la parte noroeste y centro de la carta Arizpe H12-B73 (SGM, 2003), siendo éste el de extensión más amplia. González-León y colaboradores (2000), describen a esta litología como cuarzomonzonita, fechándola por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en feldespatos-K (52.60 ± 0.70 Ma); biotita (56.73 ± 0.14 Ma) y hornblenda (55.00 ± 0.70 Ma). Existen dos dataciones más para este paquete litológico, a un poco más de un kilómetro hacia el SW de donde se realizó el fechamiento anteriormente mencionado, en donde la describen como granodiorita, realizando una datación por U-Pb en zircón, obteniendo una edad de 55.8 ± 0.9 Ma, y una más hacia la porción NNW descrita como monzonita fechando por el mismo método obteniendo la edad de 52.76 ± 0.9 Ma (González-León et al., 2011). Afloramientos de diorita se observan hacia el NNW-centro de la carta y de un pórfido andesítico hacia el NW siendo el cuerpo de menor tamaño de las tres manifestaciones plutónicas. Es importante mencionar la presencia de dichas litologías cercanas a la zona, aunque no se tenga reporte de estas dentro del área de estudio.

El Mioceno se representa por la Formación Báucarit conformada por secuencias de conglomerados polimícticos y areniscas con horizontes arcillosos en la parte inferior, flujos de basaltos y rocas volcánicas interestratificadas con los sedimentos, la unidad se distribuye en la parte sureste y suroeste del área, en los valles a manera de mesetas ligeramente basculadas. Sobre yace discordantemente rocas más antiguas, en contacto tectónico por fallas normales, según lo reportado en la carta geológico-minera. Se tiene registro de dataciones por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en matriz de basalto con una edad de 21.70 ± 0.20 Ma, 23.52 ± 0.17 Ma (González-León et al., 2000), y por K-Ar en roca total (basalto) obteniendo una edad de 21.51 ± 0.6 Ma (González-León et al., 2010).

En la carta geológico-minera Arizpe se divide en otra unidad el paquete litológico que de acuerdo con sus características litológicas y disposición en el terreno pertenece a la Fm.

Báucarit ([Bartolini et al., 1991](#)), constituido por basalto, andesita basáltica, aglomerado y brecha basáltica y que se distribuye en la parte sursuroeste del área sobreyaciendo discordantemente a la unidad anterior y coronando la secuencia. Para esta unidad se tiene fechamiento por K-Ar en roca total (basalto) obteniendo una edad de 21.29 ± 0.55 Ma y por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en matriz de basalto con una edad de 23.3 ± 0.03 Ma ([González-León et al., 2010](#)).

Para el Oligoceno-Mioceno se registra un tercer evento tectónico que produce en una primera etapa sistemas de fallamiento lateral dextral con rumbo SE-NW en rocas del Grupo Bisbee (Cretácico tardío), rocas volcanosedimentarias (Cretácico tardío), rocas intrusivas y volcánicas (Oligoceno-Mioceno); en una segunda etapa hacia el Mioceno medio-tardío, se da un cambio en la cinemática general relacionado al cese progresivo de la subducción ([Calmus et al., 2011](#)). Esta segunda fase ocasiona fallas normales y consecuente relleno de la cuenca sintectónica Arizpe ([González-León et al., 2000](#)).

El Cuaternario pleistoceno está representado por un paquete de conglomerado polimítico con niveles de arenisca, que se distribuyen hacia el flanco este del área de estudio. Finalmente, los depósitos aluviales (gravas, arenas y materiales más finos) del reciente (Holoceno) encontrados en los lechos de los ríos Sonora y Bacanuchi y los arroyos principales.

4. METODOLOGÍA

4.1. Trabajo de campo e instrumentos analíticos

4.1.1. Mapeo geológico y de alteración

Se llevo a cabo un mapeo geológico, así como de alteraciones minerales y elementos estructurales del área de estudio a una escala 1:5,000, mediante un caminamiento sobre las zonas de coloración principal observable en campo y las determinadas a través de imágenes satelitales. Se observaron los contactos litológicos documentados por los diferentes autores, y aquellos puntos de contraste litológico de interés obtenido del procesamiento de imágenes satelitales.

El mapeo se realizó empleando como base la imagen satelital obtenida de la plataforma informática de Google Earth, dada la resolución espacial que brinda y que resulta muy útil para la escala a emplear en este trabajo, plasmando los puntos geográficos directamente sobre el papel, aplicando la técnica de mapeo Anaconda (Einaudi, 1997), registrando en una capa de información los datos litológicos-estructurales (contactos litológicos, pseudoestratificación, y fallas) y en otra los relacionados con la alteración litológica visible (oxidación, argilización, sericitización, silicificación y turmalinización), y las manifestaciones de vetas, vetillas y diques observadas a nivel de afloramiento. Algunos de los límites litológicos y de alteración fueron delineados por fotointerpretación de imágenes satelitales, de esta misma forma se obtuvieron lineamientos que no se observaron a escala de afloramiento.

La toma de datos de posicionamiento geográfico fue por medio de un dispositivo GPS Garmin Etrex 20 adecuado a la zona 12N en sistema de coordenadas proyectadas UTM empleando el Datum WGS84.

4.1.2. Muestreo y preparación de muestras

Con el objetivo de la identificación y la más acertada categorización de las litologías, así como de la alteración mineral presente, se realizó la toma de muestras para análisis por

microscopía petrográfica, obteniendo un total de 43 muestras para la elaboración de láminas delgadas. Las muestras fueron colectadas en puntos donde se observaba un contraste litológico importante y en los lugares donde se apreciaba un contacto litológico cartografiable a la escala empleada. De igual forma se llevó a cabo la toma de muestra para análisis por espectrometría portátil de reflectancia SWIR y fluorescencia de rayos X en laboratorio, para su cotejo con los resultados obtenidos por el análisis de espectrometría satelital por medio de las imágenes ASTER y Landsat-8, y para dar un panorama de la distribución elemental con datos de geoquímica.

El muestreo fue realizado de manera aleatoria en zonas de interés dada sus características anómalas en coloración y por la mineralogía observada en campo con lupa a 14x y 20x. Para este fin se obtuvieron un total de 52 muestras de esquirla de roca de alrededor de un kilogramo de peso cada una, embalada y etiquetada en bolsas plásticas para su posterior preparación y análisis en laboratorio. Asimismo, se colectó muestra en zonas de vetillas de arcillas para llevar a cabo análisis por difracción de rayos X, y determinar las especies mineralógicas presentes y realizar una interpretación más acertada de su presencia en el terreno. Se obtuvo un total de 10 muestras de este tipo de cerca de 200 gramos de cada una de ellas, embalada y etiquetada en bolsas plásticas para su posterior preparación y análisis en laboratorio. El muestreo puede observarse espacialmente en la [figura 7](#) y con la información de coordenadas UTM en la [tabla 3](#).

Las muestras empleadas para el análisis de SWIR, FRX y DRX fueron trituradas a tamaño de arena media-fina con ayuda del equipo Reflex Crusher® de placas de tungsteno. Además de la trituración, las muestras destinadas a análisis por difracción de rayos X fueron sometidas a separación granulométrica por decantación, esto con la finalidad de separar la fracción areno-limosa de la arcillosa (<2 µm), lo cual se obtuvo colocando 50 g de muestra en un recipiente con 250 ml de agua destilada, agitada manualmente y puesta en reposo por 24 horas para permitir la completa decantación y proceder a la extracción de la fracción fina con ayuda de una jeringa, para después colocarla en un recipiente plástico y permitir su secado a temperatura ambiente por el tiempo necesario hasta lograr la muestra totalmente libre de humedad para llevar a cabo el análisis posteriormente.

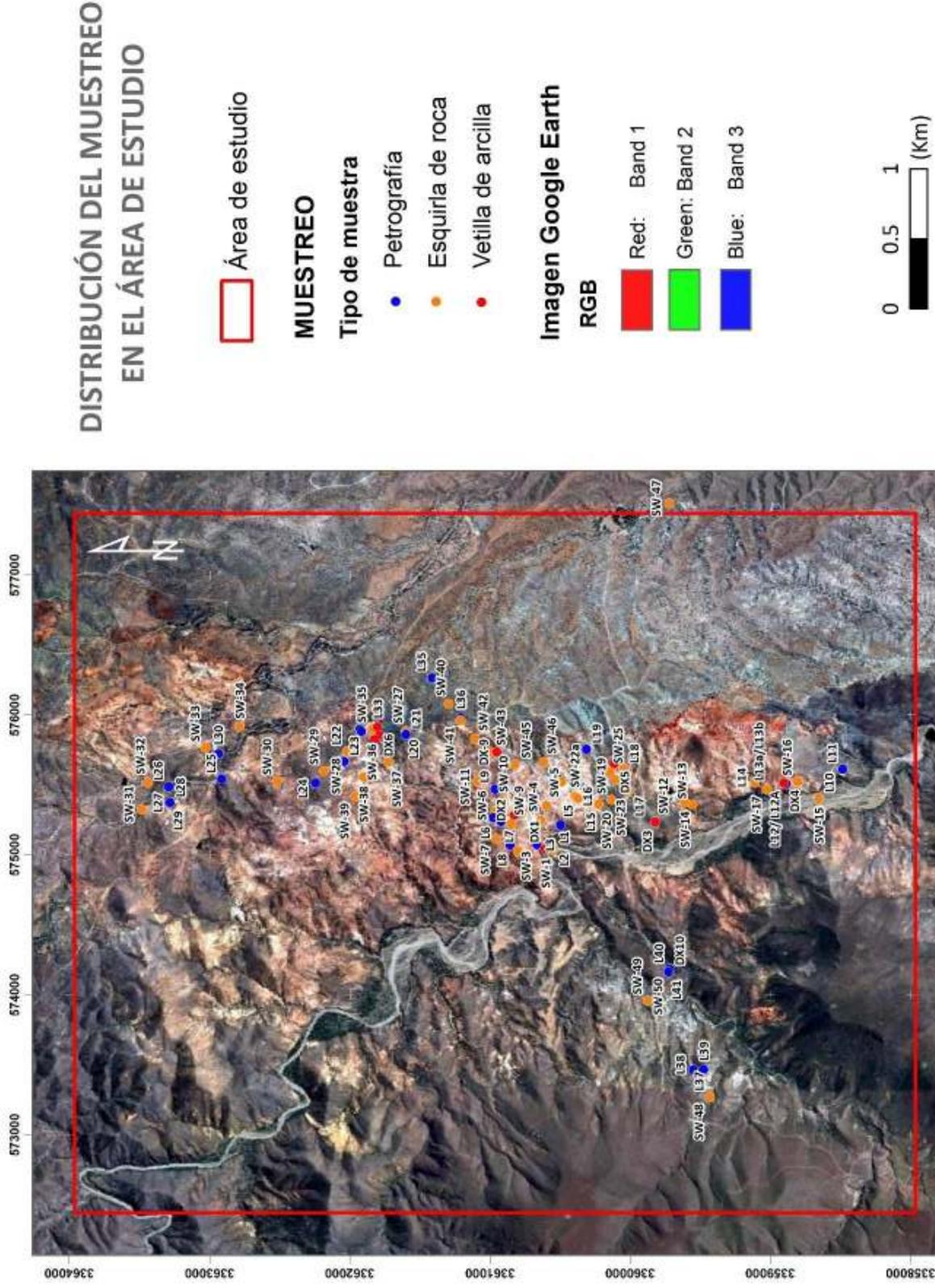


Figura 7. Mapa de distribución de muestras colectadas en el área de estudio.

Tabla 3. Condensado de las muestras colectadas en campo con coordenadas UTM (zona 12 N, Datum WGS84).

ID	Este	Norte	ID	Este	Norte	ID	Este	Norte
L-1	575037	3360545	L-34	579384	3360679	SW-26	575541	3360104
L-2	575057	3360548	L-35	576267	3361412	SW-27	575885	3361600
L-3	575074	3360664	L-36	575979	3361207	SW-28	575742	3362020
L-4	575074	3360664	L-37	573270	3359432	SW-29	575602	3362182
L-5	575214	3360496	L-38	573464	3359549	SW-30	575529	3362516
L-6	575266	3360976	L-39	573466	3359473	SW-31	575327	3363485
L-7	575239	3360919	L-40	574184	3359718	SW-32	575519	3363439
L-8	575071	3360856	L-41	574166	3359724	SW-33	575767	3363028
L-9	575470	3360964	SW-1	575037	3360545	SW-34	575914	3362785
L-10	575406	3358652	SW-2	575057	3360548	SW-35	575903	3361840
L-11	575614	3358483	SW-3	575074	3360664	SW-36	575858	3361787
L-12	575511	3358886	SW-4	575250	3360637	SW-37	575664	3361723
L-12A	575511	3358886	SW-5	575356	3360597	SW-38	575558	3361900
L-13a	575469	3359023	SW-6	575317	3360963	SW-39	575421	3361960
L-13b	575469	3359023	SW-7	575117	3360958	SW-40	576080	3361295
L-14	575518	3359111	SW-8	575031	3360801	SW-41	575963	3361210
L-15	575365	3360225	SW-9	575225	3360848	SW-42	575830	3361106
L-16	575420	3360393	SW-10	575389	3360904	SW-43	575739	3360998
L-17	575461	3360011	SW-11	575529	3361086	SW-44	575737	3360949
L-18	575616	3360043	SW-12	575237	3359821	SW-45	575649	3360819
L-19	575757	3360311	SW-13	575359	3359554	SW-46	575664	3360616
L-20	575885	3361600	SW-14	575375	3359608	SW-47	577513	3359720
L-21	575862	3361598	SW-15	575406	3358652	SW-48	573270	3359432
L-22	575742	3362020	SW-16	575525	3358805	SW-49	573959	3359873
L-23	575670	3362040	SW-17	575469	3359023	SW-50	574166	3359724
L-24	575515	3362242	SW-18	575518	3359111	DX-1	575046	3360607
L-25	575542	3362913	SW-19	575394	3360131	DX-2	575284	3360828
L-26	575488	3363291	SW-20	575365	3360225	DX-3	575237	3359821
L-27	575488	3363291	SW-21	575522	3360488	DX-4	575515	3358902
L-28	575374	3363282	SW-22a	575420	3360393	DX-5	575650	3360114
L-29	575374	3363282	SW-22b	575412	3360383	DX-6	575914	3361801
L-30	575725	3362936	SW-22c	575404	3360370	DX-7	575858	3361787
L-31	575900	3361926	SW-23	575461	3360011	DX-8	575825	3361824
L-32	575885	3361917	SW-24	575616	3360043	DX-9	575737	3360949
L-33	575914	3361801	SW-25	575594	3360142	DX-10	574166	3359724

ID (Identificador de muestra): **L**, Lámina delgada; **SW**, análisis SWIR; **DX**, análisis DRX.

4.1.3. Microscopía petrográfica

Para llevar a cabo el análisis petrográfico de las litologías y alteraciones reconocidas en campo, se elaboraron 43 láminas delgadas en el Laboratorio de corte y laminado de roca del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora (UNISON). El estudio se ejecutó con microscopios petrográficos del Departamento de Geología de la misma universidad.

4.1.4. Difracción de rayos X (DRX)

La identificación cualitativa de las fases minerales, en especial de los minerales del grupo de las arcillas, se llevó a cabo mediante el método de difracción de rayos X con ayuda del equipo Bruker Modelo D8 ADVANCE, ubicado en el Departamento de Geología (UNISON). El rango de detección utilizado promedio fue de 4-50° en 2Θ , empleando un ánodo de cobre (λ 1.5406) y un voltaje de 40Kv.

Se analizaron un total de 20 muestras, 10 de ellas colectadas en vetillas de arcillas, y 10 de esquirla de roca, analizadas con el fin de comparar las fases minerales detectadas por este método y por el de espectrometría portátil SWIR. Se empleó alrededor de 3 gr de muestra, las cuales fueron preparadas previo a su análisis.

La determinación de las fases presentes en cada muestra se realizó con ayuda del software Match 1.11h acoplado a la base de datos Powder Diffraction File (PDF) 2000, obteniendo cualitativamente las fases minerales mayoritarias, minoritarias e indicios tras la comparación de las líneas de difracción más intensas, respaldado por los índices de Hanawalt, determinando los cuatro picos de difracción principales de cada fase mineral con su respectivo ángulo de difracción e intensidad relativa.

4.1.5. Espectrometría portátil de infrarrojo de onda corta (SWIR)

La técnica de espectrometría portátil se llevó a cabo con ayuda del espectrómetro Spectral Evolution Ore Xpress™ SM 350 y el ASD TerraSpec® Halo. Ambos equipos cuentan con un rango de detección de 350-2500 nm en longitud de onda, obteniendo la firma espectral de la muestra analizada a manera de gráfico en donde el eje X expresa valores de longitud de

onda (nm o μm), y en el eje Y, los valores porcentuales de reflectancia respecto a los determinados al blanco de referencia del equipo. La lectura se realizó en un lapso aproximado de 10 a 20 segundos. Para realizar la interpretación de los espectros resultado de cada muestra analizada por el equipo Ore XpressTM SM 350, se empleó el software DARWin SP 1.5. Por su parte, el instrumento TerraSpec[®] Halo empleó el método de análisis InField Geoanalysis como referencia interna brindando resultados inmediatos en la pantalla del equipo.

El análisis se realizó en las oficinas de IMDEX Limited en Hermosillo, Sonora, a un total de 72 muestras completamente secas de esquirla de roca y material colectado en vetillas. Ambos tipos de muestra fueron sometidos a trituración en el equipo REFLEX CRUSHER[®], con el fin de obtener una muestra homogénea y representativa al momento de la captura de la firma espectral de cada muestra.

4.1.6. Fluorescencia de rayos X (FRX)

El análisis cuantitativo de elementos mayores y traza se realizó mediante el equipo de fluorescencia de rayos X Thermo ScientificTM modelo NitonTM FXL ubicado en el Laboratorio de Cristalografía y Geoquímica en el Departamento de Geología de la UNISON.

Las muestras analizadas por el método de espectrometría portátil fueron empleadas para este método, al igual que las analizadas por difracción de rayos x, al contar con una granulometría homogénea que permite una lectura más representativa y disminuye la interferencia por el efecto de matriz física textural.

Se analizaron 56 muestras, cada una de ellas en tres ocasiones con una duración promedio de lectura de 120 segundos, empleando el módulo de análisis TestAll Geo tomando como material de referencia el estándar NIST 2710^a.

Los resultados se obtuvieron en partes por millón (ppm) tanto para elementos mayores como para elementos traza, empleando los resultados en adelante en dichas unidades

4.2. Percepción remota mediante imágenes ASTER y Landsat 8

De acuerdo con [Sánchez \(2016\)](#) el desarrollo de un proyecto de exploración geológico-minero con datos de teledetección debe llevarse a cabo cumpliendo ciertas etapas, en donde la principal es la *definición del proyecto* a realizar, acompañado de la obtención de los recursos ráster más adecuados, así como la determinación de los minerales y/o asociaciones minerales a ser mapeadas, de acuerdo a las características geológicas del contexto que comprende el área de estudio, seguido del *pre procesamiento* de las imágenes satelitales, cuyo resultado brindará una imagen corregida, transformada o calibrada de acuerdo al nivel de procesamiento que traiga de origen y al que se quiera obtener en su posterior *procesamiento*, donde se obtendrá información de algo desconocido a partir de datos de referencia ya medidos, con el fin de localizar, identificar y clasificar en términos de alteración mineral para finalmente llegar a una *interpretación* de resultados.

Ya que se cuenta con un área bien definida como objetivo de este proyecto de investigación y las posibles especies minerales asociadas a alteración hidrotermal, es que se buscaron las imágenes satelitales que permitieran obtener los resultados más significativos de acuerdo con la experiencia expuesta por diferentes autores que se irá exponiendo en adelante.

4.2.1. Obtención de recursos digitales

Actualmente, la adquisición de algunas imágenes satelitales para un usuario promedio resulta muy accesible al encontrarse a disposición del público por medio de plataformas digitales vía internet. Este es el caso de las imágenes ASTER y de las imágenes Landsat, a las cuales se puede tener acceso en el portal del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) en la página *Earth Explorer* (<https://earthexplorer.usgs.gov/>).

Para la presente investigación se realizó la selección de la escena ASTER que cuente con las características óptimas para su procesamiento. En primer lugar, tomando en consideración solamente las escenas que fueron capturadas antes de la falla del sensor en el rango del espectro SWIR sucedida en abril del 2008 ([Shimoda y Kimura, 2017](#)), seguido de aquellas con un cubrimiento homogéneo del área de interés; un porcentaje de nubosidad menor al 5%;

escenas con fecha de captura en temporadas de estiaje (diciembre-junio), esto con el fin de evitar lo más posible la presencia de vegetación, y finalmente, aquellas que fueron captadas durante el día. Bajo estos criterios se seleccionó la escena con fecha de captura del 13/01/2005 del sensor ASTER (Tabla 4; Figura 8).

A su vez, para Landsat se empleó como criterio de búsqueda la escena 35-39 (Path-Row) ya que en ésta se encuentra el área de estudio, también se consideraron los mismos parámetros de baja a nula nubosidad y de captura de imagen en temporada de estiaje para procurar la mejor calidad de datos a procesar. Se seleccionó en el conjunto de datos Landsat la colección Landsat Nivel 1 del sensor Landsat 8 OLI/TIRS con fecha de captura del 25/01/2018 (Tabla 4; Figura 9).

Tabla 4. Características de las escenas ASTER y Landsat 8 OLI/TIRS a procesar.

Sensor	ID Escena	Bandas	Coordenadas centrales	Fecha de captura	Dimensiones de la escena
ASTER	AST_L1T_00301132005180908_20150507215120_69392	14	537660 m E 3405239 m N UTM12N/WGS84	13/01/2005	60*60 km
Landsat 8 OLI/TIRS	LC08_L1TP_035039_20180125_20180206_01_T1	11	30°18'21.82"N, 110°12'13.79"W UTM12N/WGS84	25/01/2018	185*180 km

4.2.2. Pre-procesamiento de imágenes ASTER y Landsat 8

Las imágenes satelitales de acceso gratuito por internet suelen ofrecer diversos niveles de procesamiento los cuales deben ser tomados en cuenta por el usuario de acuerdo con los objetivos que se pretendan.

La escena ASTER a procesar esta originalmente conformada por valores de radiancia, es una imagen nivel 1T (*Precision Terrain Corrected Registered At-Sensor Radiance*) en formato HDF (*Hierarchical Data Format*) la cual ya ha sido corregida geométricamente y rotada hacia el norte en una proyección UTM (consultado en https://lpdaac.usgs.gov/products/ast_11tv003/).

Por otro lado, la escena Landsat 8 esta procesada a un nivel 1 de precisión con corrección de terreno (1LTP_T1), la cual proporciona precisión radiométrica y geodésica mediante la incorporación de puntos de control terrestre (consultado en <https://www.usgs.gov/core-science-systems/nli/landsat/landsat-levels-processing>).

4.2.2.1. Calibración radiométrica

En esta etapa se realiza la adecuación de la imagen para posteriores procesos, mediante la aplicación de calibración radiométrica que corrige las distorsiones causadas por el propio satélite durante la captura de los datos, y que resulta en la generación de la imagen en valores de radiancia.

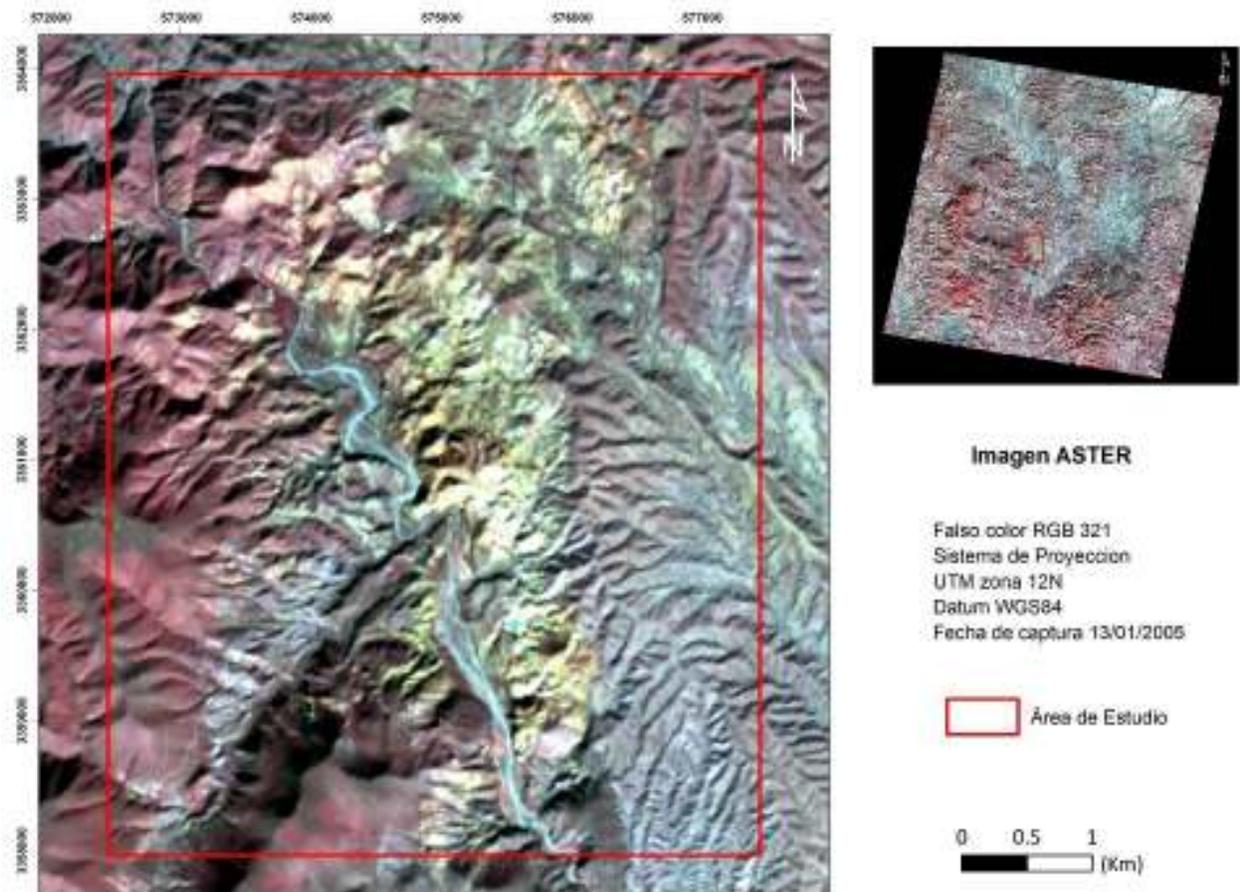


Figura 8. Escena ASTER en composición de falso color (RGB 321) con acercamiento al área de estudio.

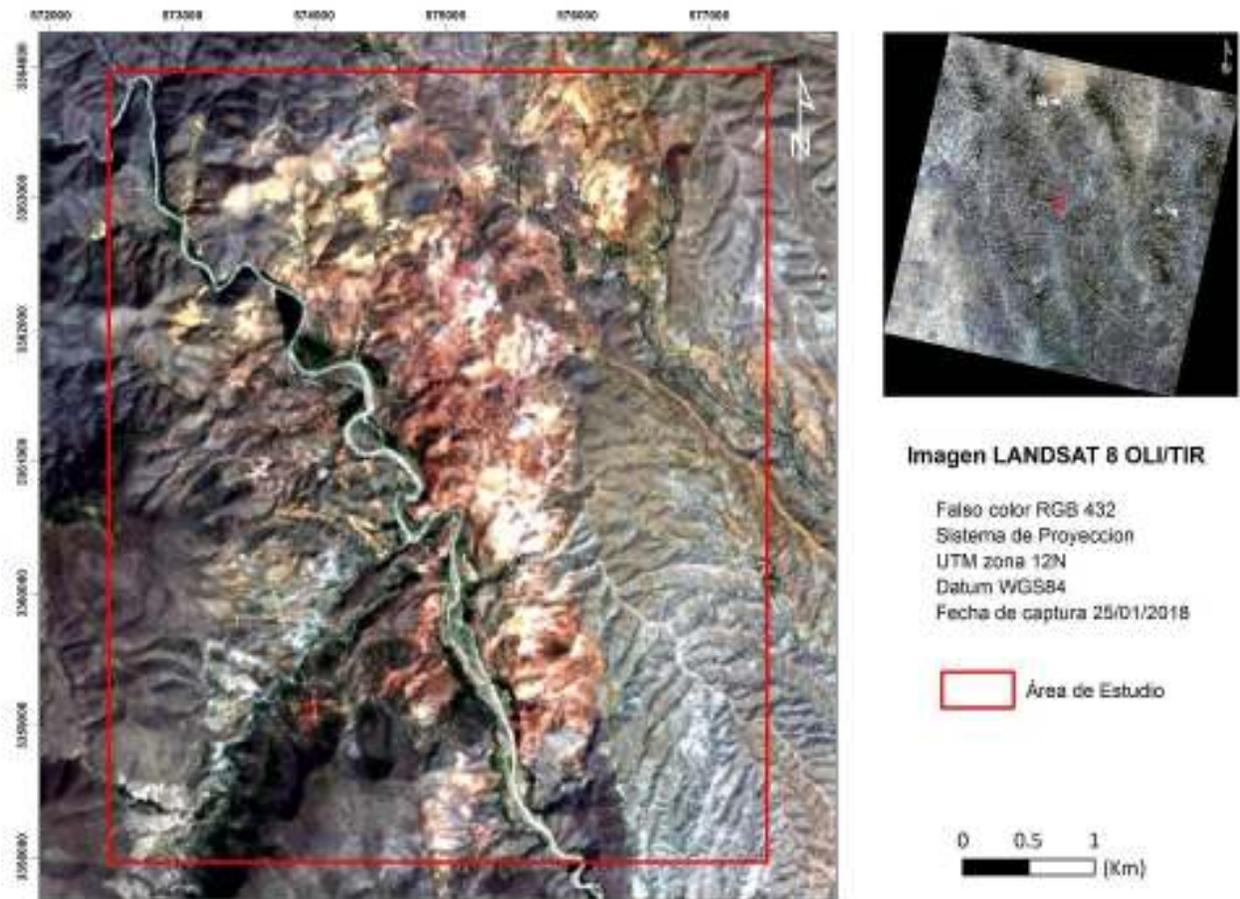


Figura 9. Escena Landsat 8 OLI/TIRS en composición de color natural (RGB 432) con acercamiento al área de estudio.

Este procedimiento se realizó con ayuda del software ENVI 5.1, empleando la herramienta de *Radiometric Calibration* para el conjunto de datos multiespectrales correspondientes a la escena Landsat 8, abarcando las primeras 7 bandas, obteniendo un archivo BIL (intercalado de banda por línea), al igual que con la imagen ASTER, a la que después de realizar la calibración radiométrica para el subsistema VNIR y SWIR por separado, se continúa con la unión de estos subsistemas (bandas 1-9) obteniendo un solo archivo en formato BIL con un mismo tamaño de pixel de 15 m, con valores de radiancia adecuado para la posterior corrección atmosférica en el módulo FLAASH.

El subsistema TIR de ASTER se deja independiente en la resolución original de 90 m, integrándolo en un archivo BIL (Sánchez, 2016).

4.2.2.2. Corrección atmosférica

Después de realizada la calibración radiométrica y la adecuación de los datos se procede a realizar la corrección atmosférica con la cual se elimina todos los componentes atmosféricos que interfieren en el procesamiento de los datos, obteniendo una imagen en valores de reflectancia.

Los procedimientos de corrección atmosférica se agrupan en modelos físicos de transferencia radiativa a partir de información propia del metadato de la imagen en cuestión y aquellos de ajuste empírico. Los modelos físicos de transferencia radiativa están basados en la simulación de las condiciones atmosféricas (características fisicoquímicas) y datos de fecha y hora de adquisición de la imagen. De no contar con los parámetros fisicoquímicos se emplean modelos estándar (Hedley, 2013 citado en [Arias et al., 2014](#)).

Uno de estos modelos es MODTRAN (*MODerate resolution atmospheric TRANsmision*) encargado de eliminar los efectos de absorción y dispersión causados por las partículas encontradas en suspensión en la atmósfera que afectan la radiancia recibida por el sensor y que la convierte a valores de reflectividad de superficie (Berk et al., 2000 citado en [Arias et al., 2014](#)).

El software de procesamiento de imágenes ENVI ofrece el módulo avanzado de corrección atmosférica FLAASH (*Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes*), el cual está basado en el algoritmo de transferencia de radiación MODTRAN y que resulta útil al corregir los datos dentro del rango espectral del visible-infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta hasta los 3000 nm ([Arias et al., 2014](#)), rango especialmente necesario para el posterior procesamiento.

La corrección atmosférica de las imágenes a procesar se llevó a cabo mediante el módulo FLAASH. Para la imagen ASTER se especificó un factor de escala de 10, agregando los datos de fecha y hora de toma contenidos en el metadato del archivo ráster. El modelo atmosférico seleccionado se ajustó de acuerdo con la fecha de toma de la escena y la posición geografía del área de interés seleccionando el modelo de *Mid-Latitude Winter*. Para el modelo

de aerosoles se seleccionó *Rural*, dada la lejanía del área de estudio a zonas urbanas, industriales, costeras y la casi nula presencia de nubosidad.

Para la corrección atmosférica de la imagen Landsat 8 se emplea el mismo módulo, con un factor de escala de 1, adecuando los datos de fecha y hora de captura de acuerdo con el archivo de metadatos. El modelo atmosférico y el de aerosoles fue el mismo que el empleado para la escena ASTER.

Tras la corrección atmosférica se obtuvo como resultado las imágenes en valores de reflectancia, posterior a ello se realizó la conversión de los valores de reflectancia a valores dentro del rango de 0 a 1 para lograr una estadística más adecuada y evitar valores muy grandes o algunos negativos (por efecto de sombras), y con ello mejorar el manejo en el posterior procesamiento con firmas espectrales.

Para esta corrección se emplea la siguiente expresión:

$$(b1 \leq 0) * 0 + (b1 \geq 10000) * 1 + (b1 > 0 \text{ and } b1 < 10000) * \text{float}(b1) / 10000$$

En donde los valores en cada una de las bandas en caso de ser menores o igual a 0 serán considerados como valor cero, si contienen valores iguales o mayores a 10000 serán considerados con valor de 1, convirtiendo los demás valores dentro del rango de 0 y 1.

Para el subsistema TIR (bandas 10-14) de ASTER se aplica la corrección atmosférica con la herramienta *Thermal Atmospheric Correction*, generando después la conversión del resultado a emisividad con la herramienta de *Emissivity Normalization*, obteniendo el archivo de emisividad y un archivo con valores de temperatura en grados Celsius, el mismo procedimiento se aplicó para las bandas térmicas (10 y 11) de Landsat 8.

También para la imagen Landsat 8 se hizo la unión de las primeras 6 bandas (b2-b7) para posteriormente realizar las diferentes combinaciones en falso color, con el fin de realzar características de contraste litológico y de alteración superficial.

4.2.3. Procesamiento de imágenes ASTER y Landsat 8

Después de la etapa inicial de preprocesamiento se continúa con la aplicación de las técnicas de combinación de bandas RGB, cocientes de bandas, índices minerales y mapeo espectral de alteración, con la finalidad de hacer un realce espectral destacando rasgos y superficies que conforman un área de especial interés (Sánchez, 2016), en este caso, con énfasis en alteración mineral hidrotermal.

4.2.3.1. *Combinación de bandas RGB*

Al contar con las imágenes ASTER y Landsat 8 listas para su procesamiento, se inicia con el procedimiento de combinación de bandas, el cual resulta sencillo con el software ENVI 5.1 ya que solo es necesario cargar la imagen a procesar y ordenar en cada uno de los canales RGB las bandas de la imagen que se desean combinar, obteniendo una imagen en falso color en donde de acuerdo a la lógica de combinación de colores primarios, se puede interpretar la existencia de ciertos elementos en la superficie terrestre, representados por los colores obtenidos de esta combinación, y que de acuerdo a las propiedades de absorción y reflectancia de cada uno de los materiales, manifiestan la existencia y las características, en rasgos generales, de estos elementos.

Para identificar la vegetación en el área de estudio se aplicó la combinación de bandas ASTER RGB 321 y Landsat 8 RGB 543; también se usó la combinación ASTER RGB 531 y Landsat 8 RGB 752 para resaltar nuevamente vegetación, cuerpos de agua y delinear de forma general unidades litológicas con diferentes rasgos de color, textura, y líneas de drenaje; y finalmente las combinaciones ASTER RGB 458, 461, y 468, que de acuerdo con los rangos espectrales que cubren especialmente estas bandas del sensor ASTER, permiten colorear áreas con presencia de minerales del grupo de las arcillas que componen la alteración filica, y argílica.

La herramienta de combinación de bandas resulta atractiva en la discriminación litológica en términos muy generales, identificando rocas de origen ígneo, sedimentario y metamórfico, además de vegetación y cuerpos de agua, sin embargo, para la determinación de minerales y

asociaciones minerales ligadas a alteración hidrotermal es necesario un procesamiento más especializado como son los cocientes de bandas (Imbroane et al., 2007).

4.2.3.2. Cocientes de bandas

A partir del procesamiento de cocientes de bandas hasta el de mapeo espectral, se consideró apropiado no emplear información espectral de todos aquellos pixeles que capturaron información de material rocoso considerado en el mapeo geológico como aluvión y depósitos recientes de relleno, los cuales no brindarían información importante de alteración mineral in situ. Otros elementos discriminados fueron los cuerpos de agua, áreas con abundante efecto de sombras y vegetación, ya que, aunque las imágenes seleccionadas presentan un bajo porcentaje de cobertura vegetal, esta no es nula y resulta muy importante discriminar dicha información con la finalidad de obtener los resultados más certeros en la identificación de alteración mineral hidrotermal in situ.

Lo anterior se realizó uniando los polígonos de las litologías mencionadas con el resultante del cálculo del NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*), índice que se calcula en función de la reflectividad que expresa la vegetación en el rango del infrarrojo y el rojo, y lo cual permite identificar la vegetación en una determinada área, ya que en cuanto mayor sea el valor obtenido de este cociente significa que existe un mayor vigor vegetal (Roman-Gonzalez y Vargas-Cuentas, 2013).

Para el cálculo del NDVI se emplearon las bandas 3 y 2 para el sensor ASTER, y las bandas 5 y 4 para Landsat 8, empleando las siguientes expresiones:

$$\text{NDVI ASTER} = \frac{\text{banda 3} - \text{banda 2}}{\text{banda 3} + \text{banda 2}} \qquad \text{NDVI Landsat 8} = \frac{\text{banda 5} - \text{banda 4}}{\text{banda 5} + \text{banda 4}}$$

Con los resultados obtenidos por ambos sensores se formó un solo polígono de cobertura vegetal que, sumado al polígono de cobertura rocosa no consolidada, cuerpos de agua y sombras, se obtuvo el polígono de discriminación de datos no útiles con el cual se aplicó una máscara a las imágenes a emplear, obteniendo un extracto de imagen del sensor ASTER y

Landsat 8, a las cuales posteriormente se aplicaron los procesos de cocientes de bandas y mapeo espectral (Figura 10).

Ya realizado el procedimiento de enmascarado se procede a aplicar la técnica de cocientes de bandas, con la cual se pretende resaltar la alteración mineral presente en las rocas, al brindar un efecto de realce a las sutiles diferencias en la respuesta espectral de minerales de alteración entre determinadas bandas de la imagen.

Este procedimiento se llevó a cabo con el comando de *band ratio* dentro de la plataforma de ENVI 5.1, donde tras realizar las operaciones del numerador y denominador que compone el cociente de bandas, se visualiza la imagen resultante uniendo estas partes con el comando *layer stacking*, obteniendo una imagen compuesta de tres canales.

Para la imagen ASTER se aplicó el cociente RGB 4/5, 4/6, 4/7, y RGB 4/5, 4/7, 3/1 con la finalidad de destacar zonas con alteración argílica-fílica y silicificación, e identificar superficies de litologías sin este tipo de alteración (Pérez et al., 2007 citado en Testa et al., 2018; Testa et al., 2018).

Por su parte, para la imagen Landsat 8 se aplicó el cociente RGB 6/7, 4/2, 5/6, (Lipton, 1997) y el cociente RGB 4/2, 6/7, 6/5 (Imbroane, 2007; Osinowo et al., 2021), con los cuales se pudo identificar áreas de alteración con presencia de óxidos y arcillas con alto contenido de Al-OH en su estructura.

Además de los cocientes de bandas se aplicó la técnica de índices minerales generados a partir de álgebra de bandas con ayuda de los comandos de *band ratio* y *band math*, con los cuales es posible obtener la abundancia relativa de algún mineral o grupo de minerales de interés en particular (Mendivil, 2017), y que se despliegan en escala de colores de acuerdo con la abundancia obtenida tras la operación.

Estos índices fue posible realizarlos solo con la imagen del sensor ASTER, ya que ésta al contar con un mayor número de bandas en el rango del SWIR permite una discriminación relativamente más fina al momento de identificar la posible presencia de especies como la

caolinita, alunita y calcita, para los cuales se expresan los índices minerales propuestos por [Ninomiya \(2003b\)](#) en la [tabla 5](#).

Tabla 5. Índices de identificación mineral propuesto por [Ninomiya \(2003b\)](#).

Índice mineral	Operación de cocientes con bandas ASTER	
Índice de minerales de alteración con OH	OHI=	$(b7/b6) * (b4/b6)$
Índice de caolinita	KLI=	$(b4/b5) * (b8/b6)$
Índice de alunita	ALI=	$(b7/b5) * (b7/b8)$
Índice de calcita	CLI=	$(b6/b8) * (b9/b8)$

Para este trabajo el cálculo de índices minerales en donde se identifica la abundancia relativa de especies como la caolinita y alunita resulta atractivo dada las características de alteración de tipo argílica que se observó en campo.

De igual manera resulta importante el realizar la determinación de índices para óxidos, ya que al igual que la alteración argílica, es presente en una amplia extensión del área de estudio. Para ello se realizó el índice por medio de un cociente entre las bandas 2 y 1 de la imagen ASTER y las bandas 4 y 2 para Landsat 8, al ser en este rango del espectro visible donde se manifiesta una característica pendiente positiva de reflectancia dada por la presencia de hematita, goethita) y jarosita ([Hunt y Ashley, 1979](#)).

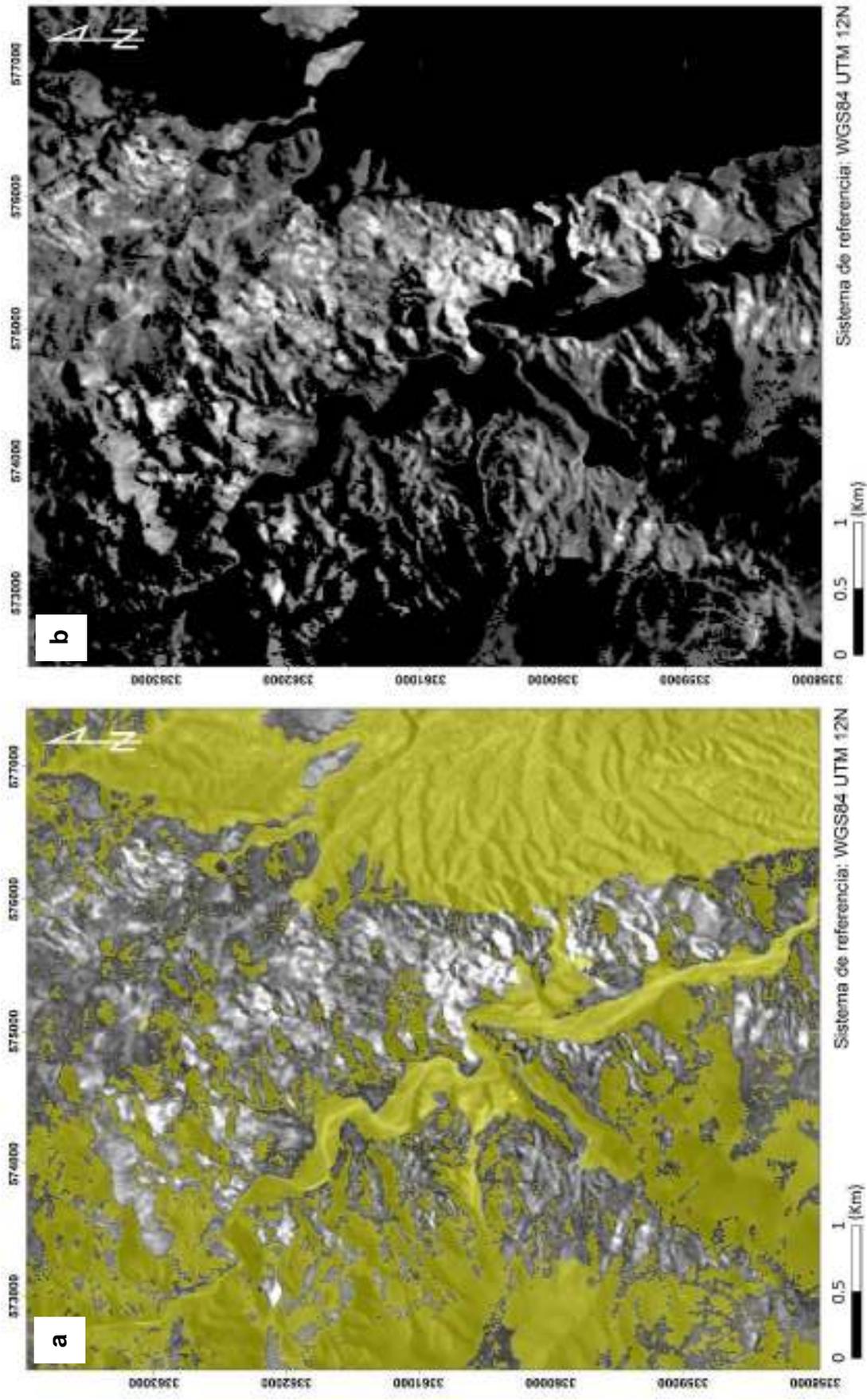


Figura 10 a) Imagen ASTER con polígono de enmascarado (en amarillo) para discriminar píxeles con información no útil en el procesamiento de identificación de minerales de alteración hidrotermal; b) resultado de aplicar la máscara en la imagen ASTER asignándoles a los píxeles discriminados valores de cero.

4.2.3.3. Mapeo por ángulo espectral (SAM)

El último proceso que se aplicó a las imágenes es el de clasificación basado en las firmas espectrales derivadas del análisis de las muestras colectadas en campo con el equipo de espectrometría portátil de onda corta.

Para este procedimiento fue necesario importar las firmas espectrales obtenidas por el equipo al programa ENVI 5.1, por medio de la herramienta de *spectral library builder* y *spectral library resampling*, conformando una librería adecuada a la resolución espectral de la imagen ASTER y Landsat 8 respectivamente, para con ello clasificar coberturas terrestres basado en la comparación de las firmas espectrales de los píxeles de la imagen con la librería generada a partir de las firmas espectrales obtenidas de las muestras, especialmente de caolinita, illita, dickita, sericita, y alunita, para poder facilitar la delimitación de posibles zonas con determinados ensambles de alteración.

Para realizar esta clasificación se empleó el método de mapeo de clasificación por ángulo espectral SAM (*Spectral Angle Mapping*), el cual es un procedimiento automatizado en donde sus algoritmos determinan la similitud entre dos firmas espectrales en cuestión, calculando el ángulo espectral entre un valor de referencia y el píxel a clasificar (Boardman, 1993 citado en [Kruse et al., 1993](#)).

La clasificación por SAM es un método sencillo desarrollado para agilizar mediciones espectrales de similitud, sin embargo, presenta algunas limitantes al momento de determinar pequeñas diferencias entre especies minerales. SAM es más empleado debido a la disponibilidad del método en diferentes softwares de procesamiento de imágenes, lo cual ha facilitado y promovido su aplicación ([Sánchez, 2016](#)), y que en el presente estudio se pondrá a prueba la factibilidad de su uso bajo las condiciones de trabajo e insumos suministrados al análisis.

5. RESULTADOS

5.1. Cartografía geológica y de alteración del área San Felipe

Como parte de las observaciones de campo que se realizaron en esta etapa, destaca la falta de evidencia a nivel de afloramiento de ciertos elementos expuestos en la carta geológico-minera del SGM (2003) en la cual dibuja un contacto litológico entre rocas del Cretácico superior (andesitas y tobas andesíticas) con rocas del Mioceno (conglomerado polimíctico) y Cuaternario Pleistoceno (depósitos no consolidados) por falla normal inferida en la parte este del área, sin embargo, se observó que se trata de un contacto discordante con ausencia de fallamiento.

Las litologías observadas en el área corresponden a las ya reportadas por autores mencionados en el apartado de geología, con variantes texturales observadas en campo y corroboradas por microscopía petrográfica, que permite interpretarlas como unidades de una misma formación litológica. Otras unidades de carácter volcánico serán denominadas facies de eventos piroclásticos que tuvieron lugar en el Mioceno.

5.1.1. Unidades litológicas

La litología del área se conforma principalmente por rocas volcánicas de composición intermedia, encontrando andesita y variantes de tobas andesíticas en gran parte del área, principalmente en la zona centro-norte. De este paquete litológico del Cretácico superior se derivan las unidades nombradas: *andesita porfídica*, *traquiandesita*, *toba andesítica*, y *toba lítica*.

Generalmente estas litologías se encuentran afectadas por alteración argílica y oxidación de manera importante, obstaculizando su identificación en varios de los puntos visitados, por lo que en general se le denominó toba andesítica.

Esta toba andesítica (Figura 11a) de coloración rosada a rojiza, de acuerdo con el grado de oxidación presente (Figura 12a), se observó en contacto transicional y en ocasiones

pobrementemente diferenciado con la andesita porfídica hacia la porción norte, mientras que en la parte central del área el contacto se da más pronunciado de manera discordante.

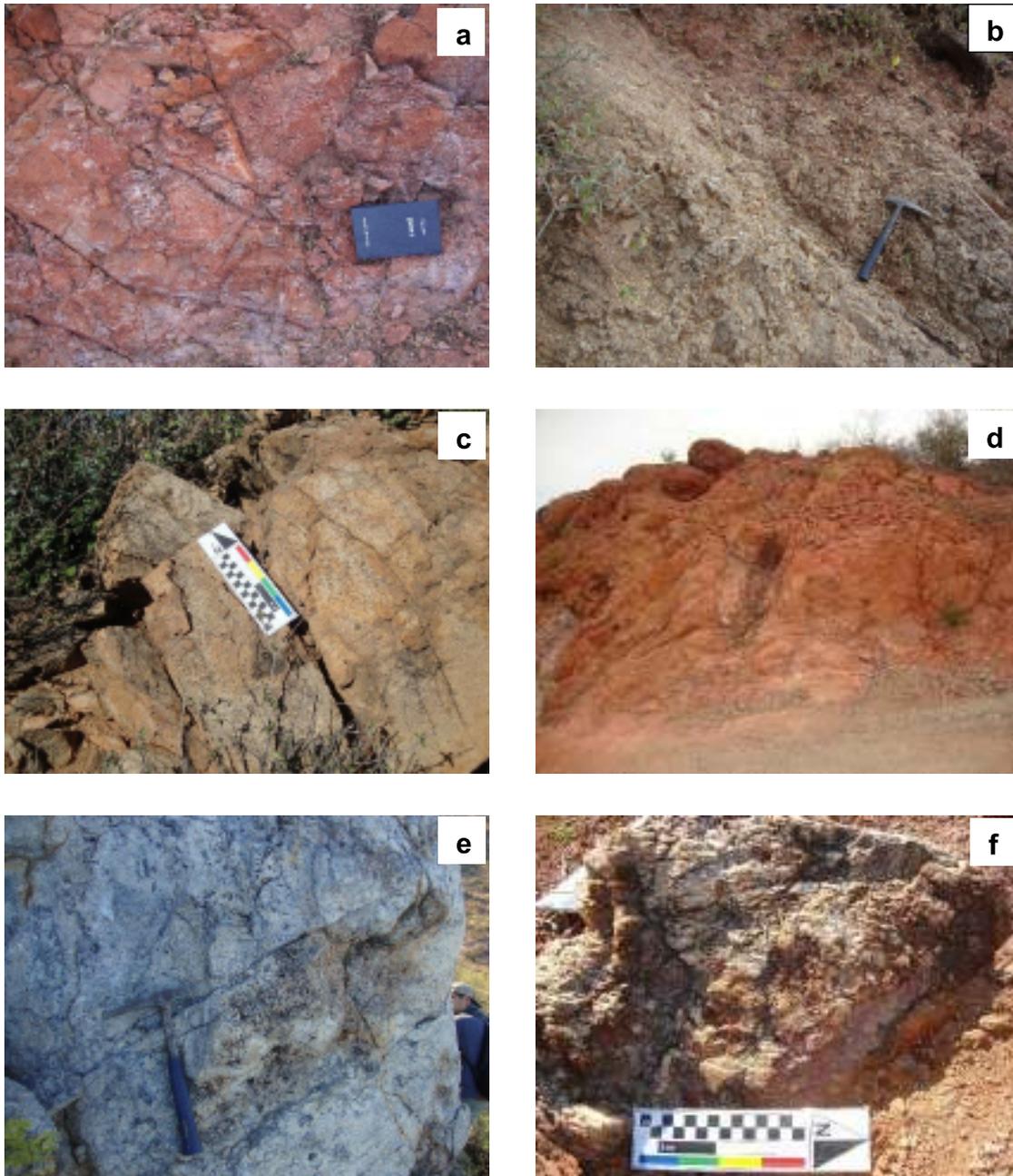
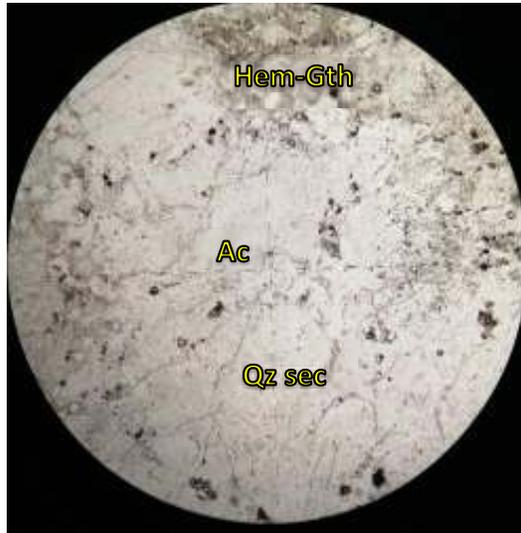


Figura 11. Imágenes de las litologías observadas en campo a nivel de afloramiento: a) toba andesítica con oxidación; b) toba lítica con baja argilización; c) traquiandesita de coloración rosada clara y baja oxidación; d) conglomerado erosional con oxidación importante; e) dique silicificado con vetilleo de hematita y óxidos de manganeso; f) sílice blanca en masas irregulares y en relleno de cavidades con oxidación superficial y en fracturas.

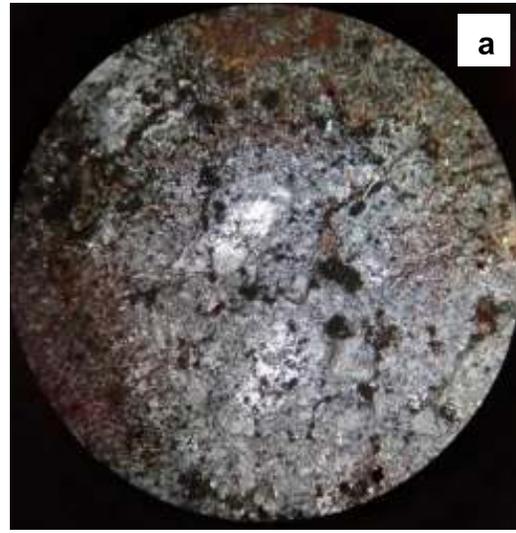
La litología considerada como traquiandesita (Figura 11c) es de tonalidades rosada clara a grisácea, se observó en la porción centro y centro-norte del área, en contacto transicional con la toba andesítica y la andesita porfídica (Sección A-A', B-B', Figura 16), cabe resaltar que este paquete, y en esta porción del área, presenta alteración argílica penetrativa con abundante presencia de vetilleo fino de arcillas y hematita-goethita, además de pequeñas áreas con coloración verde tenue que sugiere alteración subpropilítica (Figura 12b). La andesita porfídica de plagioclasas y fenocristales de biotita (Figura 13a), de tonalidades rosadas a rojizas y verdosa clara, se manifiesta en la porción norte principalmente y en menor escala en la zona centro, exhibe alteración argílica y por sericita y cuarzo secundario variando en proporción entre estos dos minerales. Hacia la porción sur se localiza la toba lítica (Figura 11b) (Sección C-C', Figura 16) determinándose de esta manera gracias a lo observado en microscopio petrográfico, compuesta de líticos variados y cristales angulosos de cuarzo sostenidos en una matriz de ceniza y material vítreo (Figura 13b), esta unidad se encontró en contacto discordante (al bajo) con derrames de basalto del Mioceno los cuales coronan la secuencia y se observan en la topografía más elevada de la zona. El basalto de tonalidad gris oscura y textura afanítica sobre yace discordantemente a depósitos piroclásticos en la porción SW del área, y se extiende desde el extremo sur hacia el norte a lo largo de la porción oeste del área. Los depósitos piroclásticos del Mioceno se observan en tonalidades claras conteniendo fragmentos piroclásticos y basálticos de variados tamaños, sostenidos por material de menor tamaño. En la porción sureste se observa principalmente depósitos de conglomerado polimíctico con fragmentos redondeados de basalto y rocas de composición intermedia, que se encuentran en contacto discordante con la toba andesítica presente en la porción sur del área, y que subyace a los depósitos de material reciente no consolidado. Cabe resaltar la presencia de un conglomerado erosional (Figura 11d) en contacto discordante entre las litologías andesíticas del Cretácico superior con los depósitos de material no consolidado reciente, lo cual revela el contacto discordante entre estos paquetes.

Hacia la parte centro y noreste de la principal área de anomalía de color, se encontró la presencia de cuerpos de carácter intrusivo de composición ácida (Figura 11e, f) (Sección A-

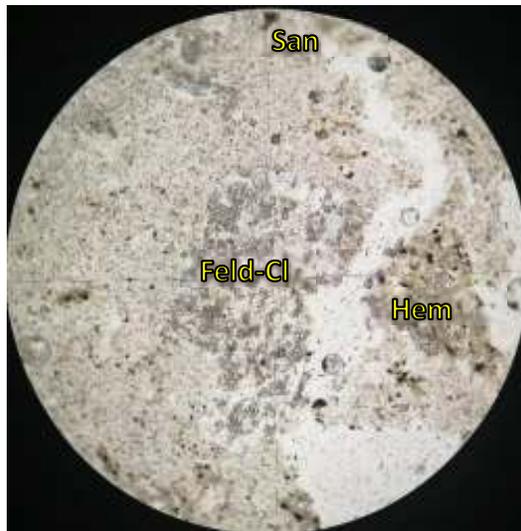
A', B-B', [Figura 16](#)) con importante presencia de vetilleo de óxidos de fierro y manganeso, así como turmalina local.



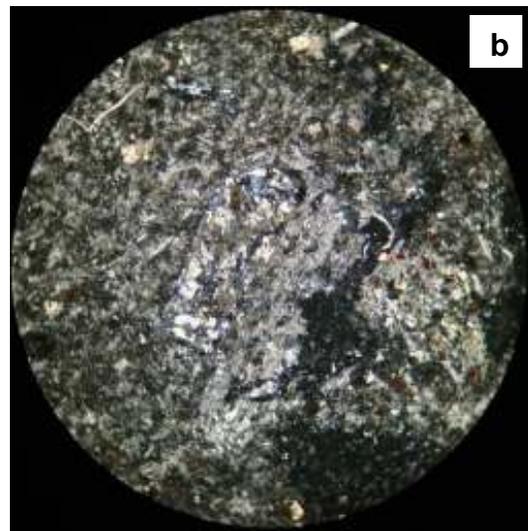
L08-4x NP



L08-4x NC

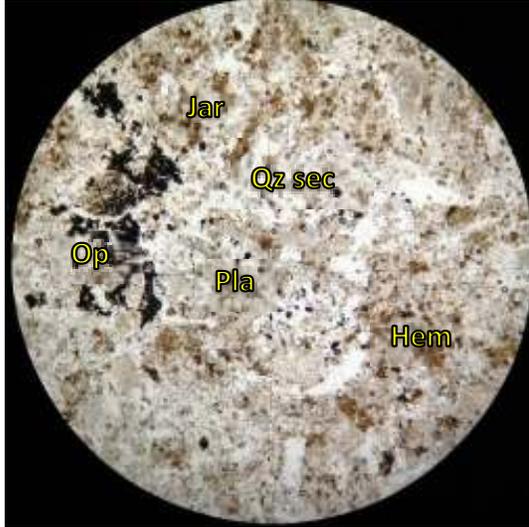


L20-10x NP

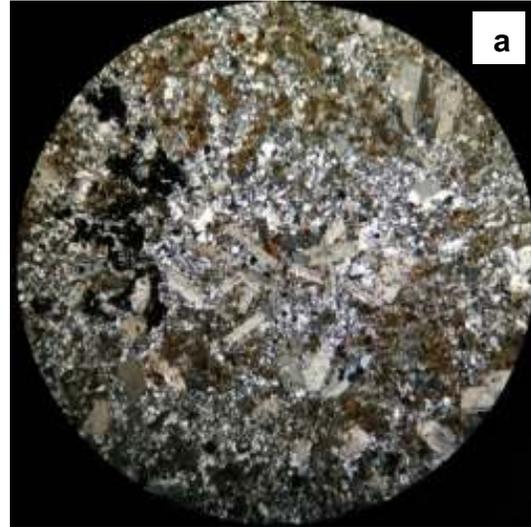


L20-10x NC

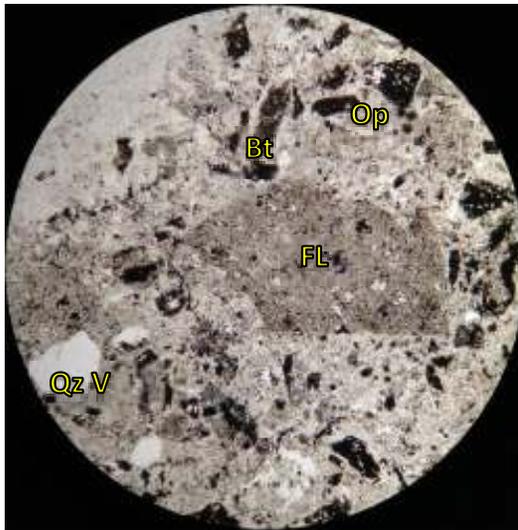
Figura 12. Micrografías de muestras representativas de las litologías presentes en el área de estudio a) Toba andesítica con presencia de arcillas (Ac) de textura muy fina con cristales cúbicos de opacos oxidados a hematita-goethita (Hem-Gth) con presencia de cuarzo secundario (Qz sec); b) Traquiandesita con fenocristales de feldespato alterados a clorita, cristales de sanidino, hematita anhedral, en matriz feldespática



L25-4x NP



L25-4x NC



L11-4x NP



L11-4x NC

Figura 13. Micrografías de muestras representativas de las litologías presentes en el área de estudio: a) Andesita porfídica con textura porfídica con fenocristales de plagioclasa (Pla) y feldespato, hematita (Hem), jarosita (Jar) y opacos (Op) en matriz de cuarzo secundario; b) Toba lítica con fragmentos de cristales de cuarzo volcánico (Qz V), fragmentos líticos (FL) variados, algunos con óxidos muy finos, cristales de biotita alterada (Bt), y cristales tabulares reemplazados en su totalidad por opacos (Op). Matriz muy fina de ceniza.

Posiblemente asociado a estos cuerpos se encuentre el emplazamiento de brecha con matriz de turmalina, que, aunque no pudo localizarse el afloramiento de esta litología, se observó una importante distribución de fragmentos rodados de este material, por lo cual se representan las manifestaciones encontradas en campo como fragmentos de brecha turmalina en el mapa geológico (Figura 14).

5.1.2. Alteraciones minerales

Con respecto a las manifestaciones de alteración mineral se encontró la presencia principalmente de argilización atacando en forma penetrativa a grandes volúmenes de roca, lo cual se representa en el mapa de alteraciones minerales (Figura 15) con el polígono *argílica*.

Manifestaciones de alteración filica se representan de acuerdo con la proporción de sericita con respecto al cuarzo observable en muestra de mano, proponiendo los polígonos $Qz > Ser$ (cuarzo en mayor proporción a la sericita) y $Ser > Qz$ (proporción contraria a la anterior), siendo esta última la de mayor superficie hacia la porción centro-norte del área.

Volúmenes de roca considerados como gradación a alteración argílica o filica con presencia representativa de argilización asociada con sílice, se representa por el polígono *sílice-argílica*, mientras que, si la sílice es mayoritaria con respecto a los minerales arcillosos se simboliza por la clave *sílice > arcillas*.

Se identificó *silicificación* asociada al emplazamiento de cuerpos intrusivos mencionados anteriormente como diques. De estos diques cabe mencionar la considerable presencia de vetilleo de hematita fina, óxidos de manganeso y turmalina fina, además de encontrar en sus cercanías rodados de roca de brecha silicificada con matriz de turmalina hacia la porción centro-este y que se dibuja con el polígono *turmalinización*.

En el área se observa oxidación generalmente de manera penetrativa en gran parte de los afloramientos visitados, sin embargo, no es representada por un polígono específico, solamente se delimita marcando el borde externo del área de anomalía de color la cual alberga las diferentes manifestaciones de alteración mineral antes descritas.

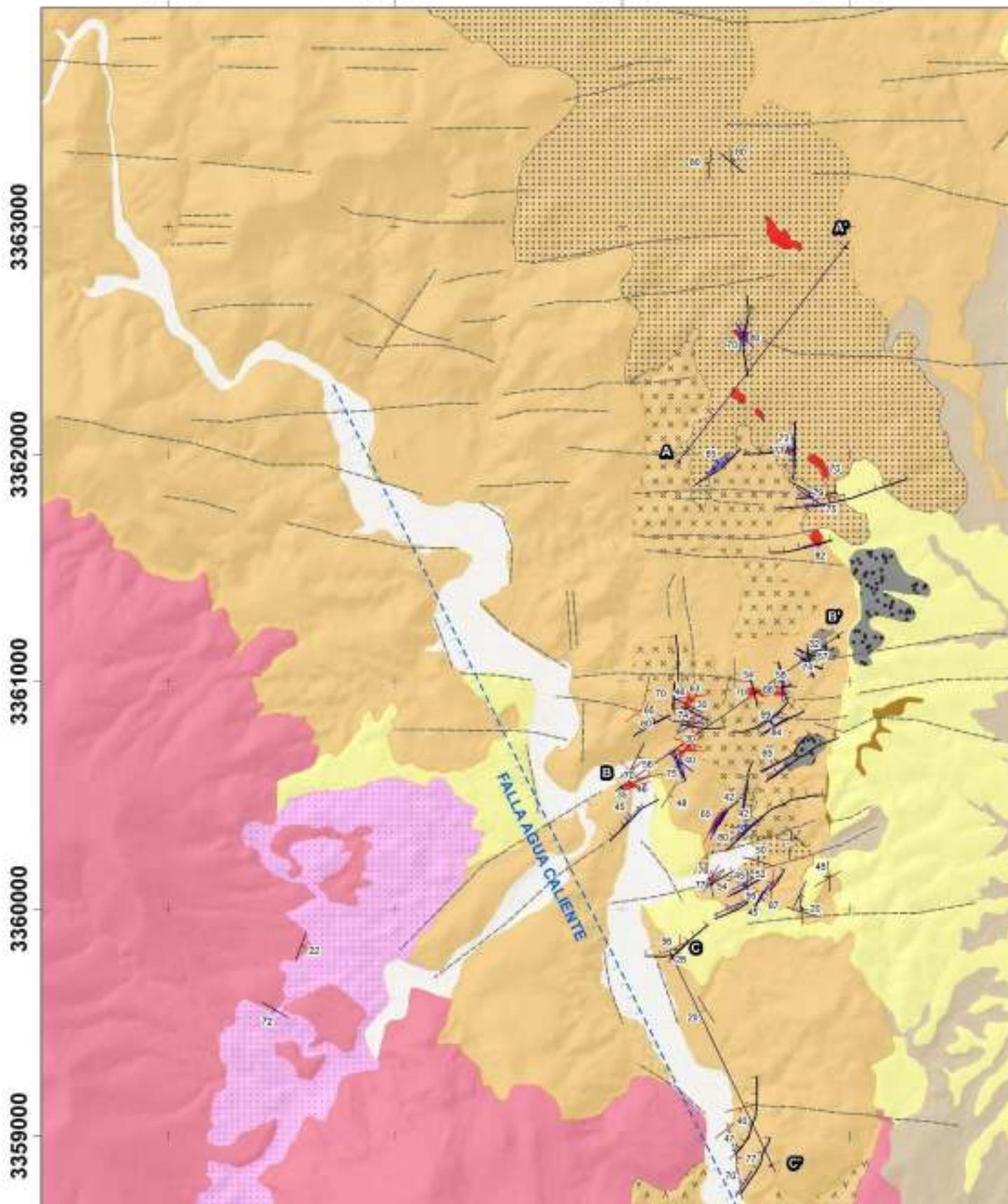
MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA SAN FELIPE

573000

574000

575000

576000



3363000

3362000

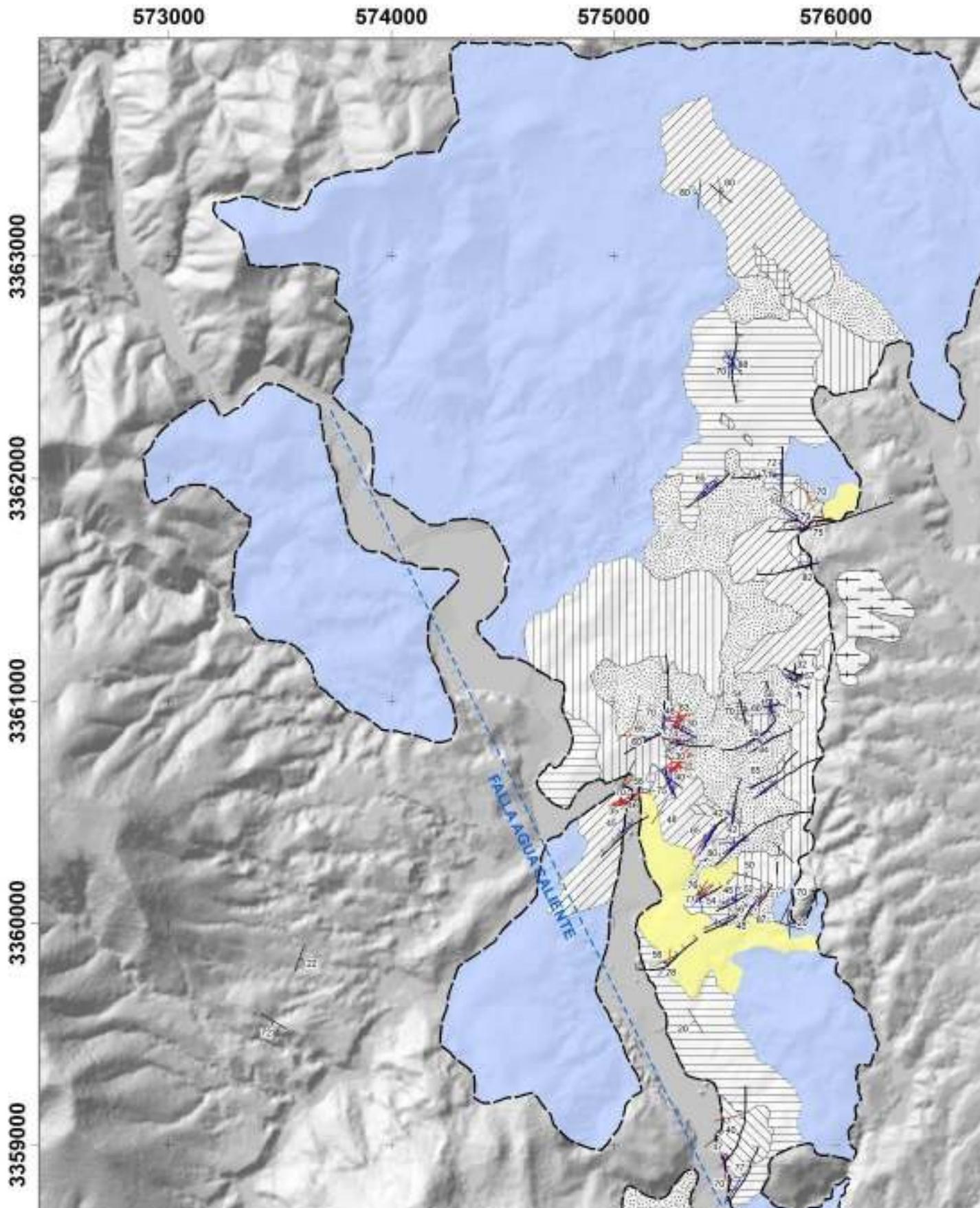
3361000

3360000

3359000

FALLA AGUA CALIENTE

MAPA DE ALTERACIONES MINERALES DEL ÁREA SAN FELIPE



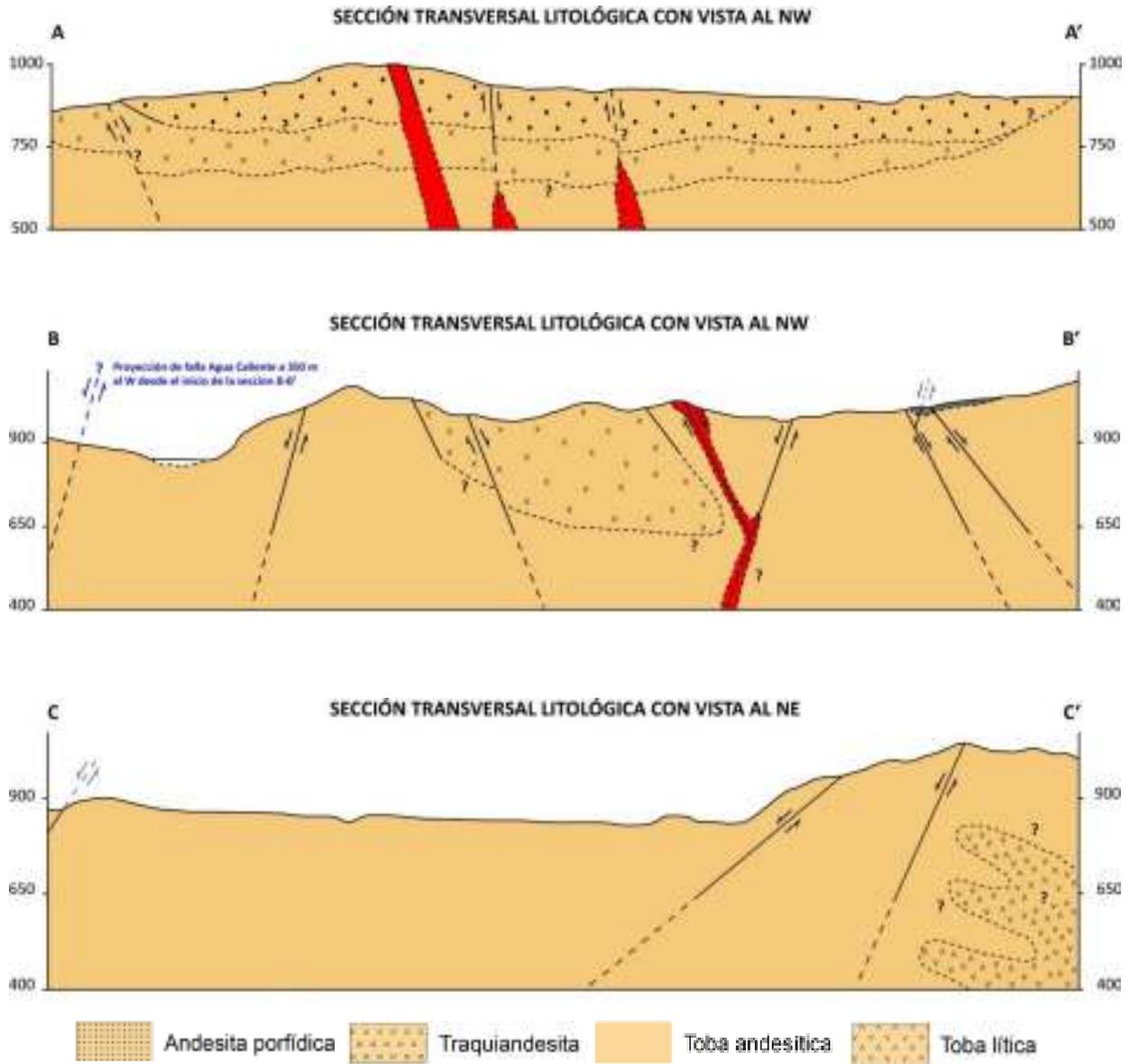


Figura 16. Secciones geológicas del área de estudio exponiendo el contacto transicional entre las unidades litológicas: andesita porfídica, traquiandesita, y toba andesítica (A-A', B-B'), y contacto inferido a profundidad de la toba lítica con la toba andesítica (C-C'). Los cuerpos intrusivos atraviesan discordantemente los paquetes de roca, algunos aprovechando las zonas de debilidad resultado del fallamiento normal característico de la zona.

5.1.3. Estructuras medidas e interpretación tectónico-estructural

A partir de los datos estructurales medidos en los diferentes rasgos geológico-estructurales encontrados en campo se puede determinar la relación que existe entre las fallas y el emplazamiento de diques y vetilleo.

El control estructural principal es dominado por la familia de fallas con dirección SW-NE, seguido de la familia NNW-SSE de alto ángulo, y por último la de dirección NE-SW (Figura 17 a y b).

Las zonas de debilidad fueron aprovechadas por el emplazamiento de vetillas de arcillas principalmente, y algunas de sulfuros, las cuales muestran una tendencia SW-NE y NW-SE, seguidas del grupo con dirección NE-SW con tendencia E-W manteniendo un ángulo con tendencia vertical, al igual que el último grupo de dirección N-S y S-N (Figura 17 c y d).

Estas fallas normales se relacionan al evento tectónico extensional del Oligoceno Tardío y Mioceno Temprano que originaron el desarrollo de cuencas, encontrando que el área de estudio cae dentro de una subcuenca nombrada por González-León y colaboradores (2010) como la subcuenca Arizpe, la cual fue rellenada por materiales volcánicos y sedimentarios que conforman la Formación Báucarit y que se encuentran manifiestas por las unidades de basalto, depósitos piroclásticos y conglomerado polimíctico en la porción SW y SE respectivamente en el área de estudio (Figura 14).

La primer y tercer familia de fallas pueden tener relación con las estructuras del límite este de la subcuenca Arizpe reportadas como El Fuste y Granaditas (González-Gallegos et al., 2003, citado en González-León et al., 2010), de rumbo SW-NE y que probablemente se trate de fallas preexistentes a las originadas por el evento distensivo del Oligoceno-Mioceno, y que fueron reactivadas debido a este evento tectónico; mientras que la segunda familia puede relacionarse a la segunda etapa de extensión tectónica sucedida en el Mioceno Tardío de fallamiento normal con rumbo norte (González-León et al., 2000).

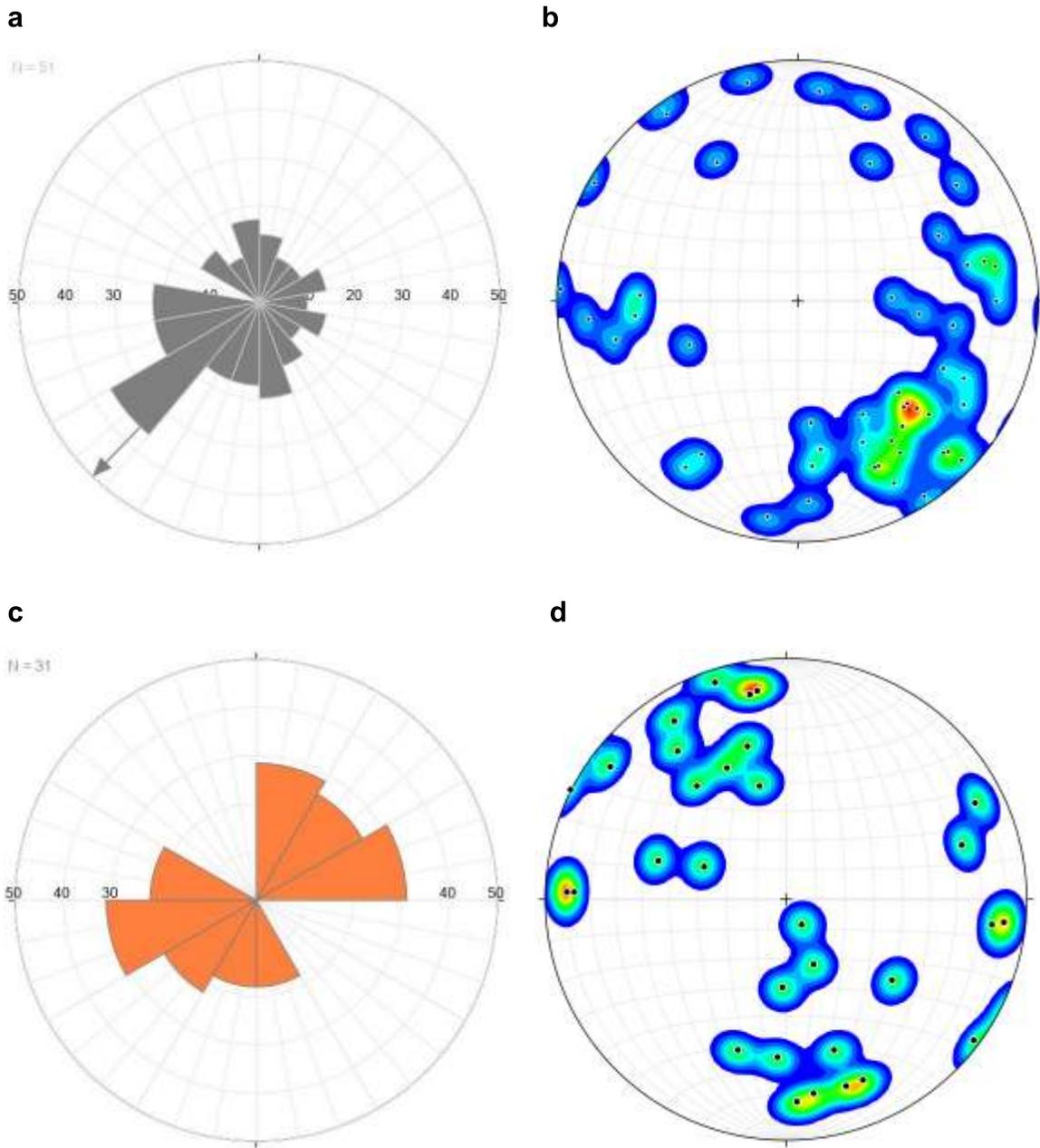


Figura 17. Diagramas de red estereográfica que representan los datos estructurales medidos en campo correspondientes a fallas (a) y vetillas (c); b) Diagrama de contornos estructurales que enmarca la familia principal de fallas de dirección SW-NE; d) Diagrama de contornos estructurales de las vetillas en donde no se obtuvo una familia homogénea, ya que se forman grupos de dirección SW-NE y otros con tendencia NE-SW, N-S y E-W. Diagramas elaborados con el software *Stereonet* (Marrett y Allmendinger, 1990; Allmendinger et al., 2011).

El evento tectónico extensional del Oligoceno-Mioceno se evidencia por el fallamiento normal que forma estructuras de acomodamiento de bloques en la zona, generando fallas normales de alto ángulo que permiten la exhumación de niveles profundos de roca con evidencia de alteración hidrotermal. De esta concepción se infiere la existencia de una falla normal de componente SE-NW a lo largo de la traza del arroyo Agua Caliente lo cual permite la exposición de roca con alteración hidrotermal en lo correspondiente al bloque levantado, mientras que en el bloque caído se observa una disminución significativa de afloramientos con manifestación de alteración (Figura 14 y 15).

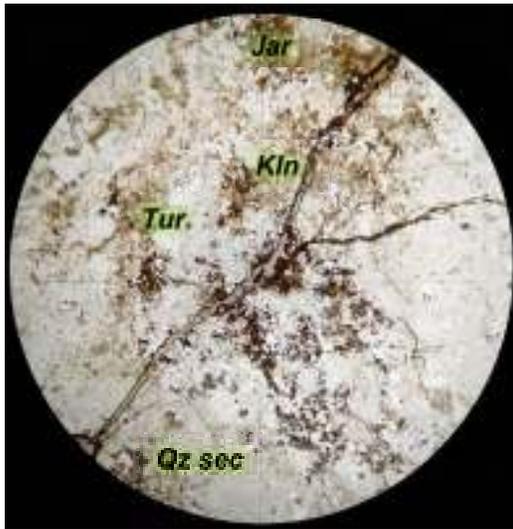
5.2. Caracterización de alteraciones minerales del área San Felipe

5.2.1. Análisis petrográfico

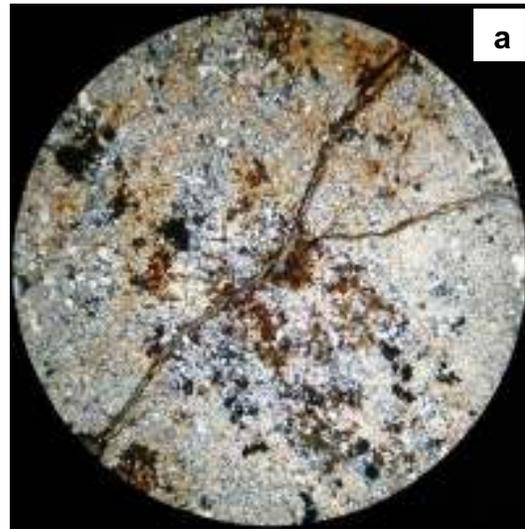
Por medio del análisis de láminas delgadas por microscopía óptica pudieron determinarse las unidades litológicas del área, encontrando que la naturaleza de las rocas más ampliamente distribuidas es de tipo volcánico de composición andesítica con variabilidad textural, permitiendo denominar las unidades de roca cartografiadas.

Gran parte de las láminas estudiadas reflejan un importante grado de oxidación (Figura 18a), indicando oxidación derivada de la lixiviación de minerales metálicos, en este caso de pirita, al encontrar manifestaciones de jarosita. Además, se infiere que hubo la presencia de algún otro tipo de sulfuro (calcopirita, galena, etc.) dada la importante presencia de hematita y goethita.

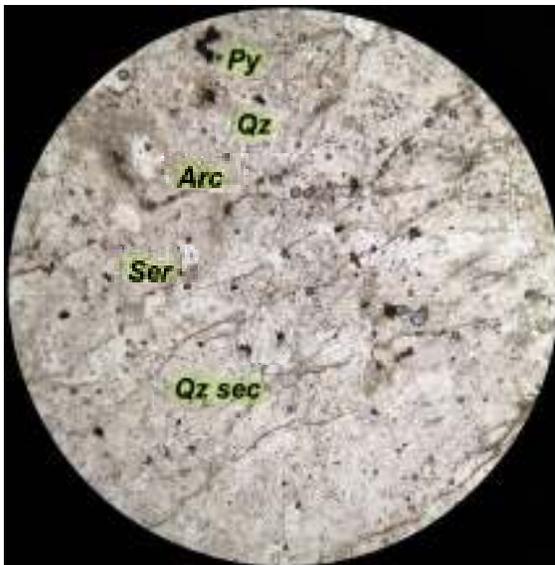
La mineralogía de alteración se constituye principalmente por la presencia de cuarzo secundario microcristalino (Figura 18b), matriz de carbonatos de alteración y/o arcilla, producto de la alteración de feldespatos, y alteración sericítica en cristales de feldespato, como masas irregulares o en forma de microvetillas (Figura 19a). Resulta importante mencionar la presencia de un alto porcentaje de turmalina (Figura 19b), reflejando el significativo aporte de boro en el sistema de presumible procedencia magmática.



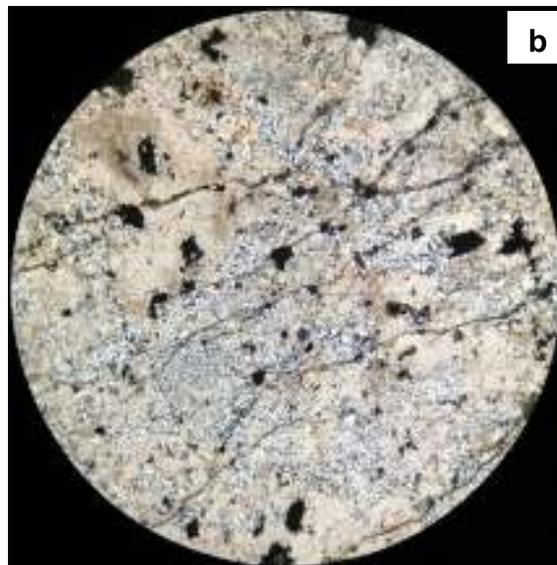
L03-4x NP



L03-4x NC



L02-4x NP



L02-4x NC

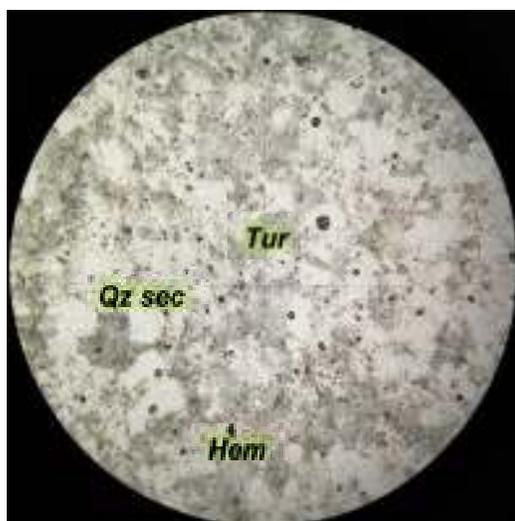
Figura 18. Micrografías de muestras representativas de las alteraciones presentes en el área de estudio: a) Roca con textura de cuarzo microcristalino como matriz y cuarzo secundario (Qz sec) con microfenocristales radiales e irregulares de turmalina (Tur) (40%), parches de sericita (Ser), microvetilla de caolinita (Kln) y jarosita (Jar); b) Roca con textura microcristalina de cuarzo secundario como matriz, con presencia de cristales anhedrales de cuarzo (Qz) (2 %). La matriz de la roca se encuentra afectada por arcilla (Arc) y sericita (Ser) (>50%) a manera de parches, huecos y fracturas con vestigios de hematita y goethita. Baja presencia de opacos (1%).



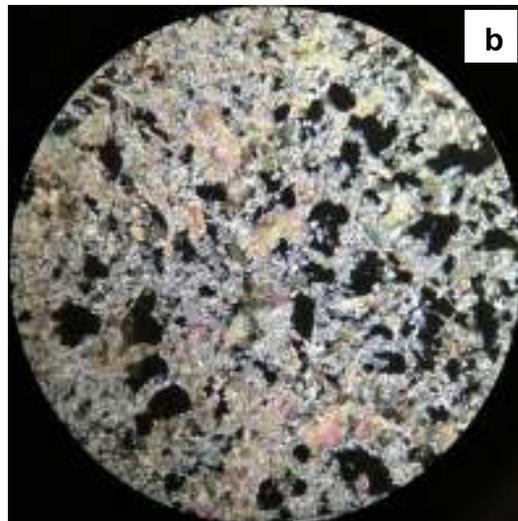
L27-4x NP



L27-4x NC



L04-4x NP



L04-4x NC

Figura 19. Micrografías de muestras representativas de las alteraciones presentes en el área de estudio: a) Toba lítica con matriz de ceniza fina y líticos de diferente composición destacando un fenocrystal de feldespato alterado a sericita (Ser), algunos otros fragmentos y cristales de menor tamaño también son afectados por esta alteración; b) Roca de matriz de cuarzo secundario microcristalino con numerosas oquedades con manchones de jarosita y hematita. Resalta abundancia de fenocristales de turmalina de hábito radial y fibras rotas por toda la lámina (>50%). Presencia de arcilla y sericita de textura muy fina.

5.2.2. Difracción de rayos X

El análisis por medio de esta técnica permitió identificar fases minerales del grupo de las arcillas, sulfatos, y cuarzo, siendo este último la fase mayoritaria principal de la mayoría de las muestras examinadas (Tabla 6, Anexo 1 y 2).

A pesar de haberse realizado la separación de la fracción fina la presencia de cuarzo prevalece, lo cual pudiera indicar una importante influencia de este mineral como principal conformador de las suites de alteración, aunque también es importante considerar sus propiedades cristalinas que lo hacen difractar de mejor manera en comparación con los minerales de las arcillas.

Además, se encontró que la alunita y la caolinita conforman la segunda y tercera fase mayoritarias en orden de presencia (Figura 20 y 21).

Tabla 6. Fases minerales mayoritarias, minoritarias e indicio identificadas por difracción de rayos X en muestras de vetilla (DX) y esquirla de roca (SW).

Fase mineral	F. May	F. Min	F. Ind	Fase mineral	F. May	F. Min	F. Ind
DX 1				SW 4			
Alunita	X			Cuarzo	X		
Illita		X		Alunita		X	
Cuarzo		X		Pirofilita		X	
DX 2				Caolinita		X	
Caolinita	X			SW 10			
Cuarzo		X		Cuarzo	X		
Alunita		X		Alunita		X	
DX 3				Caolinita		X	
Cuarzo	X			Illita sódica		X	
Caolinita	X			Muscovita		X	
Halloysita-10a		X		SW 15			
Alunita			X	Cuarzo	X		
DX 4				Caolinita	X	X	
Alunita	X			Montmorillonita			
Cuarzo			X	SW 25			
DX 5				Cuarzo	X		
Cuarzo	X			SW 27			
Alunita	X			Cuarzo	X		
Hematita			X	Caolinita		X	
DX 6				Muscovita		X	
Dickita	X			SW 30			

Fase mineral	F. May	F. Min	F. Ind	Fase mineral	F. May	F. Min	F. Ind
Cuarzo			X	Cuarzo	X		
Alunita			X	Caolinita		X	
DX 7				Alunita		X	
Natroalunita	X			Natroalunita			X
Alunita	X			SW 31			
Dickita			X	Muscovita	X		
Cuarzo			X	Cuarzo	X		
DX 8				Illita		X	
Cuarzo	X			Anortita			X
Dickita		X		SW 37			
Alunita		X		Muscovita	X		
Montmorillonita			X	Cuarzo	X		
DX 9				SW 45			
Cuarzo	X			Pirofilita	X		
Caolinita		X		Cuarzo		X	
Natroalunita		X		Alunita		X	
DX 10				SW 49			
Cuarzo	X			Montmorillonita	X		
Caolinita	X			Cuarzo		X	
Montmorillonita	X			Caolinita			X
Halloysita-10a		X					

Haciendo una comparativa de los resultados por DRX de las muestras de esquirla de roca con las observaciones de campo se obtiene una buena correspondencia con las alteraciones minerales propuestas, ya que muestras como SW 27, 31 y 37 que se posicionan dentro de los polígonos de alteración sericítica (Ser>Qz) muestran como fase de importante presencia a la muscovita; la muestra SW 4 situada dentro del polígono de alteración sílice-argílica con fase mayoritaria de cuarzo y dos fases menores del grupo de las arcillas; mientras que las muestras SW 10, 15, 25, y 45 ubicadas dentro de la alteración argílica contienen fases del grupo de las arcillas aunque la presencia de cuarzo prevalece como fase mayoritaria, mostrando fuertes intensidades en sus picos de difracción debido a su cristalinidad.

Los resultados de las muestras de vetilla resultan útiles para conocer la relación de estas estructuras con las alteraciones de la masa rocosa, encontrando que las muestras que se ubican dentro del polígono de alteración argílica (DX 2, 5, 7, 8, y 9) contienen fases de minerales de la arcilla como caolinita, dickita, montmorillonita, y los sulfatos alunita y

natroalunita. Dichas fases se relacionan a las reacciones de hidrolisis que afectan a los feldespatos

Los resultados logrados por este método se pudieron comparar con los obtenidos de espectrometría SWIR, encontrando una importante similitud en los resultados de ambos equipos, pero complementándose al determinar fases no identificadas por espectrometría.

5.2.1. Espectrometría portátil de infrarrojo de onda corta (SWIR)

Con la técnica de espectrometría portátil de infrarrojo de onda corta fue posible identificar minerales de alteración del grupo de los filosilicatos (caolinita, illita, sericita, dickita, pirofilita, montmorillonita, halloysita, macaulayita, clorita, chamosita, clinzoisita, beidelita), sulfatos (alunita, jarosita), oxi-hidróxidos (hematita, goethita), y silicatos (chorlo, turmalina, clinoptilolita) ([Anexo 3](#)).

Varias de las firmas espectrales obtenidas muestran rasgos de dos e incluso tres fases minerales mezcladas en el rango del infrarrojo de onda corta, dando firmas combinadas de fases principalmente alunita-caolinita, caolinita-esmectita, y sericita-illita.

La mayoría de las muestras analizadas muestran presencia de óxidos, principalmente de hematita seguido de goethita, esto se visualiza en el rango de 500 a 800 nm con una pendiente positiva, incluso puede verse su influencia hasta los 1100 nm ([Hunt y Ashley, 1979](#)). La presencia de fierro en las muestras analizadas causa ruido y baja reflectancia, afectando de manera general el perfil del espectro mostrando pendientes y deformaciones que pueden enmascarar rasgos espectrales de otros componentes no férricos.

Una de las especies con mayor presencia es la alunita, la cual se identificó por sus características espectrales de absorción en doble agudo entre 1420-1440 y 1470-1500 nm, un rasgo simple abierto en alrededor de 1760 nm, uno más en 1900 (que podría considerarse como caolinita), y otro en 2320 nm ([Figura 22a](#)).

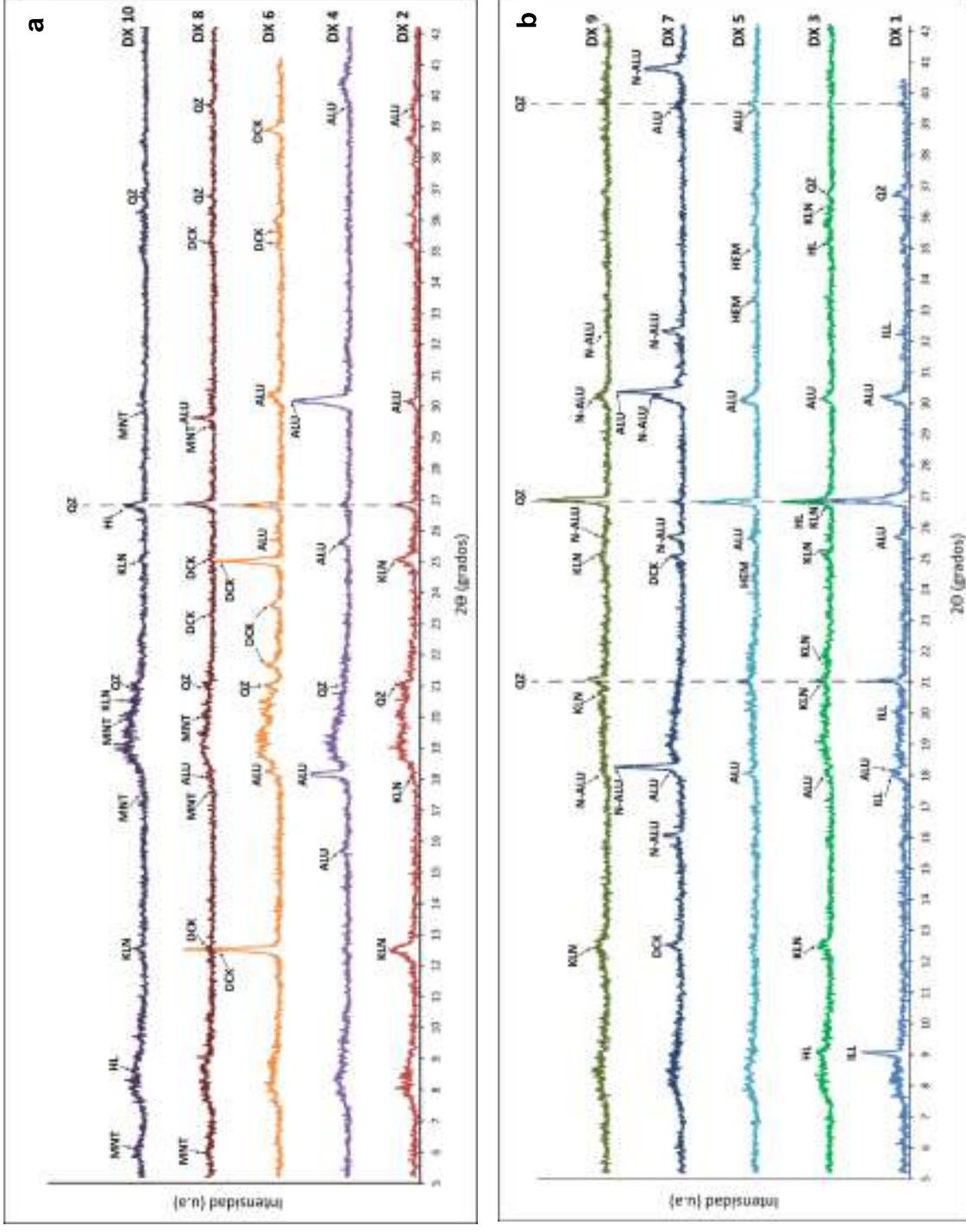


Figura 20 (a, b). Difractogramas de las muestras de vetillas de arcilla DX. Simbología: (Qz) Cuarzo, (Alu) Alunita, (Ill) Illita, (Kln) Caolinita, (Hl) Halloysita, (Mnt) Montmorillonita, (Dck) Dickita, (N-Alu) Natroalunita, (Hem) Hematita.

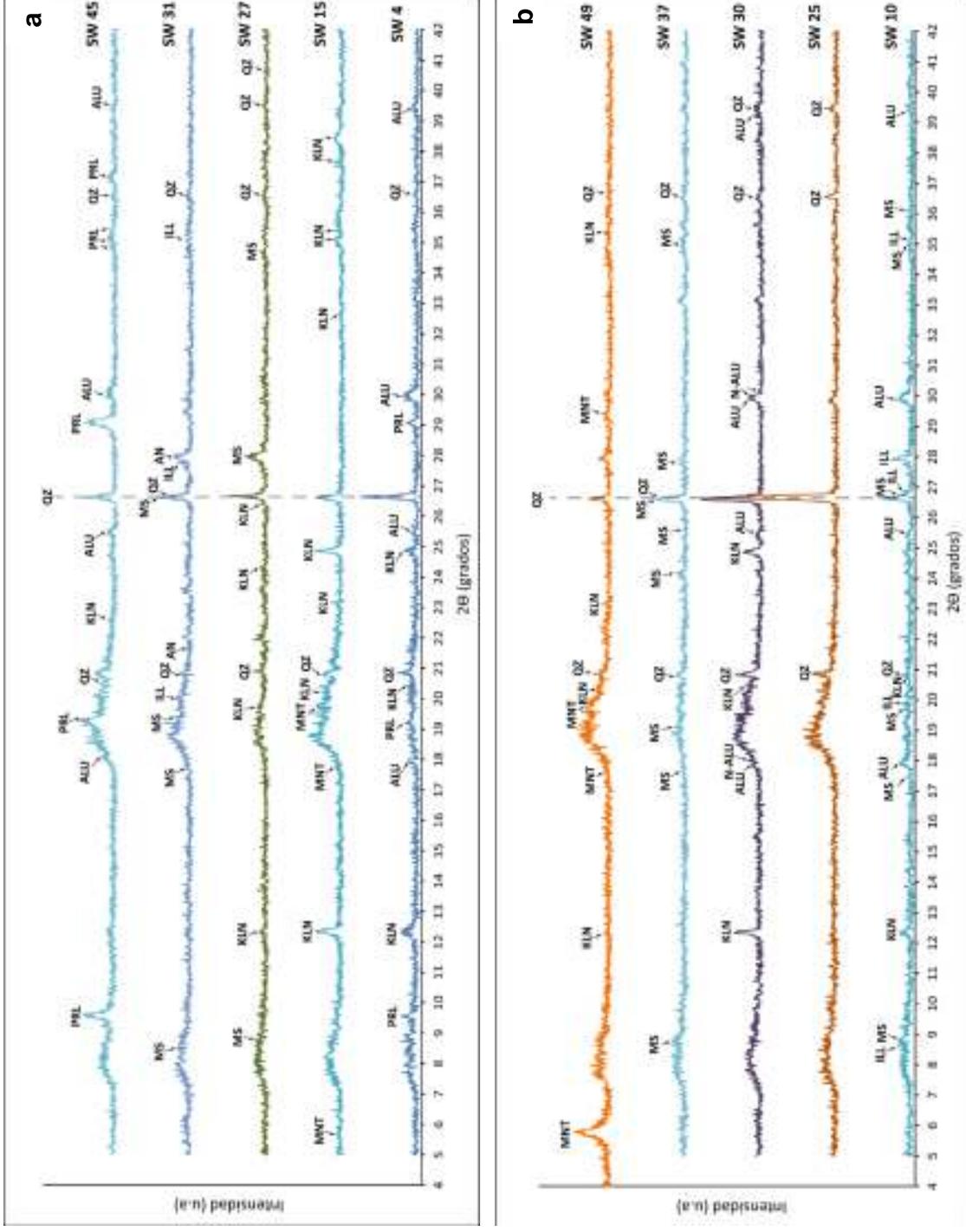


Figura 21 (a, b). Difractogramas de las muestras de esquirla de roca SW. Simbología: (Qz) Cuarzo, (Alu) Alunita, (N-Alu) Natroalunita (Prl) Pirofilita, (Ill) Illita, (Ms) Muscovita, (Kln) Caolinita, (Hl) Halloysita, (Mnt) Montmorillonita, (An) Anortita, (Hem) Hematita.

Las diferencias que se observan en las firmas espectrales se deben a la mezcla de fases minerales, filosilicatos y hematita principalmente, combinando rasgos espectrales de todas estas fases que no permiten visualizar los rasgos característicos de la alunita, además de la baja cristalinidad que puede presentar este mineral.

La sericita observada en muestra de mano se identifica por este método como illita-sericita al encontrar los rasgos espectrales de absorción de estos minerales muy semejantes identificados por el rasgo cerrado y profundo en 1411 nm, uno abierto entre 1907-1915 nm y un tercero un poco más abierto y profundo que el primero entre 2205-2217 nm (Figura 22b). Dos rasgos menores se observan alrededor de 2350 y 2450 nm, aunque muy tenues para la mayoría de las muestras.

La illita también se encontró en mezcla con esmectita y caolinita, formando perfiles espectrales de illita-esmectita y caolinita-esmectita (Figura 23a), especies típicas de alteración argílica. Los rasgos espectrales de estos minerales son muy semejantes, encontrando un pico de absorción un poco ancho y abierto alrededor de 1410 nm, uno abierto en 1905 nm y un rasgo doble abierto asimétrico entre 2167-2212 nm. En el primer y tercer rasgo de absorción se observa la fuerte influencia de la caolinita al preservar un poco los rasgos dobles característicos de la caolinita, mientras que la esmectita se aprecia en el rasgo abierto seguido del hombro que inicia alrededor de 1960 nm.

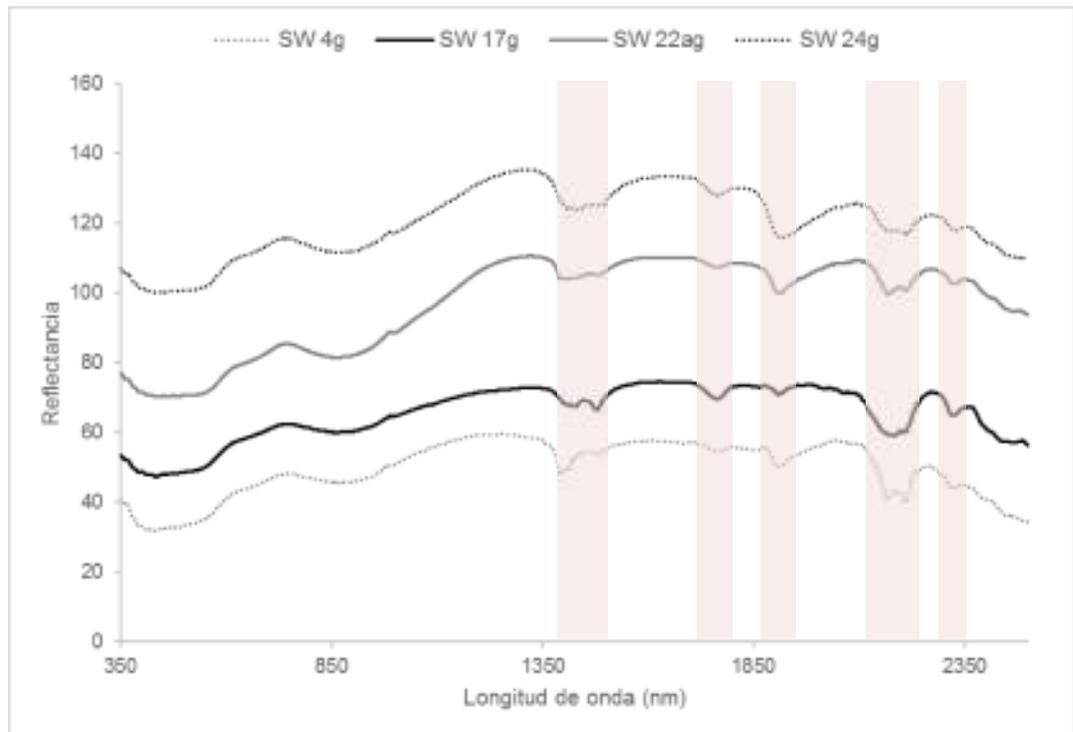
La caolinita identificada aparece junto con hematita y macaulayita generando un perfil más suavizado, pero en donde aún es posible identificar los rasgos dobles entre 1395-1415 nm, un rasgo simple entre 1911-1915 nm y un doble asimétrico 2165-2180 nm y 2209-2213 nm (Figura 23b).

Con la información obtenida por espectrometría de infrarrojo en muestras de esquirola de roca se generó un mapa de polígonos de alteración por asociaciones minerales (Figura 24), formando cinco agrupaciones: 1) caolinita-illita-esmectita-montmorillonita (Kln-Ill-Sme-Mnt) siendo la de mayor extensión en el área y que estaría relacionada a una alteración argílica con características de argílica intermedia; 2) sericita-illita (Ser-Ill) en segundo orden de extensión y que corresponde a la alteración filica; 3) illita-alunita-caolinita (Ill-Alu-Kln)

que se pudiera considerar como de transición al encontrarla en contacto con la alteración argílica y filica al igual que con la asociación de alteración argílica avanzada; 4) pirofilita-alunita-caolinita (Prl-Alu-Kln) la de menor extensión y asociada a diques-falla; y 5) caolinita-hematita-macaulayita (Kln-Hem-Mca) que representa zonas con oxidación principalmente y vestigios de argilización.

En las secciones geológicas derivadas de este mapa se expone la relación entre la presencia de fases minerales afines a alteración argílica avanzada (en rojo) con el emplazamiento de cuerpos intrusivos ácidos a lo largo de zonas de debilidad dada por estructuras de falla, lo cual pudiera relacionarse a pulsos de actividad de mayor temperatura que permitió la formación de estas mineralogías y que por estas características no se extienden en una superficie muy amplia. Dado que se desconoce la profundidad en la que se mantienen manifiestas estas asociaciones minerales, se les dibuja en contacto inferido e irregular, interpretando a la asociación Kln-Hem-Mca (en naranja) como la más superficial de las diferentes alteraciones del área, manifestándose por encima de la asociación Kln-IlI-Sme-Mnt (en amarillo) y IlI-Alu-Kln (en verde), considerando a la asociación Ser-IlI (en azul) como la de mayor profundidad y sobre la cual yacen o mantienen un contacto transicional las diferentes asociaciones minerales ([Figura 25](#)).

a



b

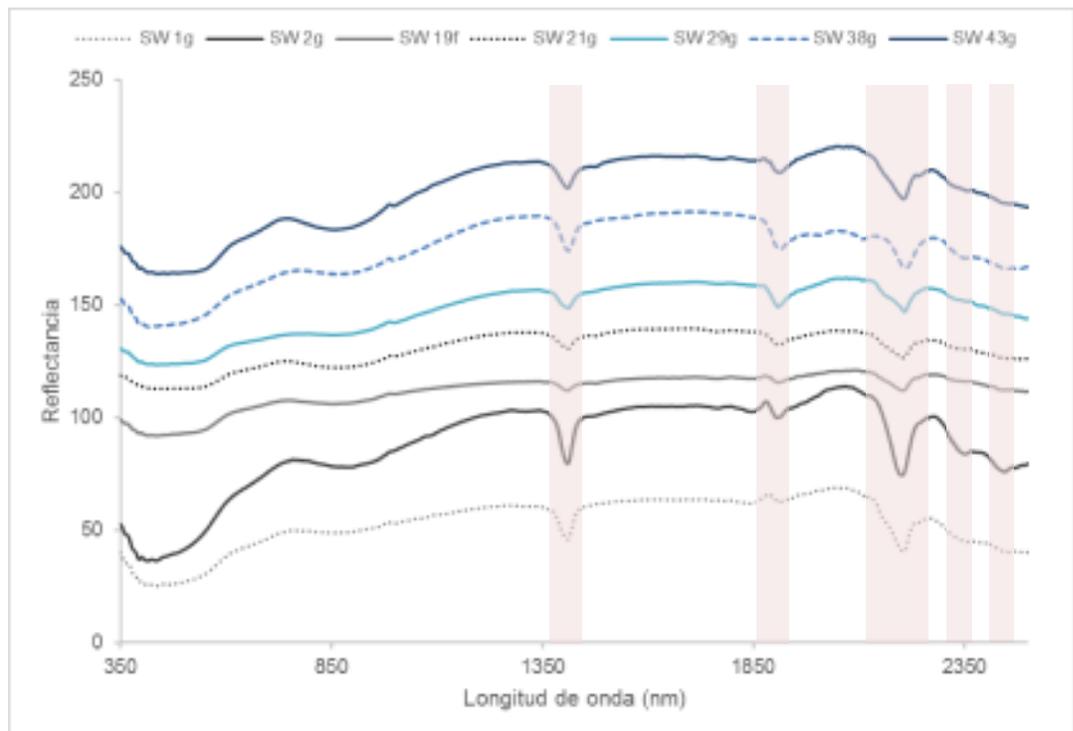
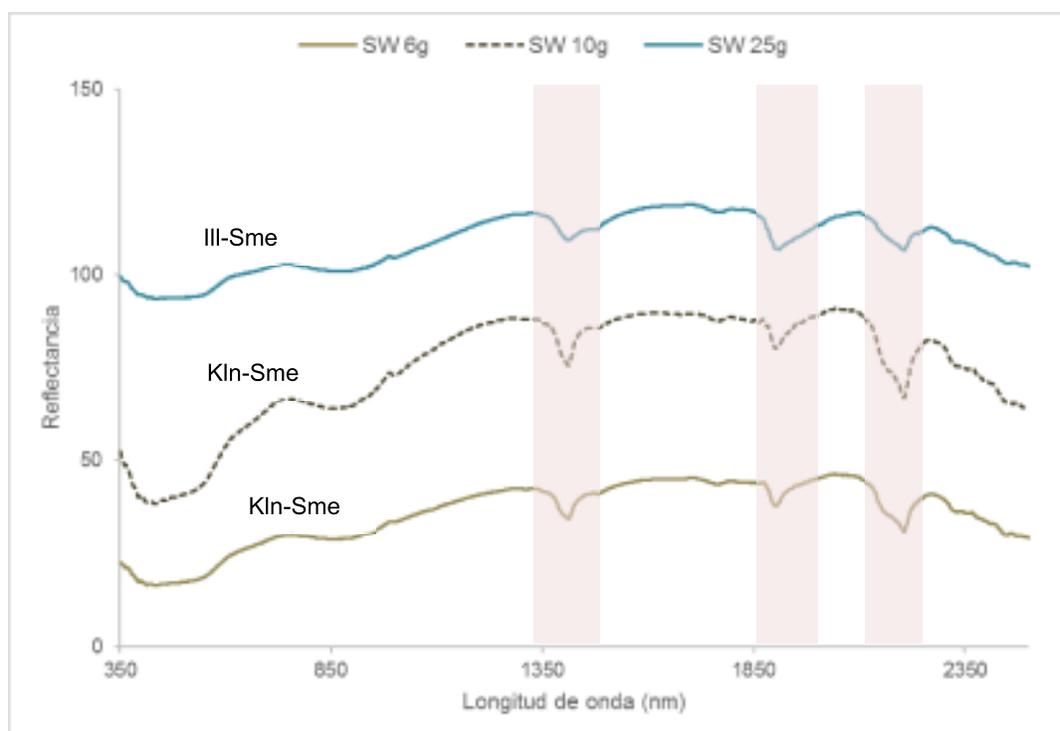


Figura 22. a) Perfiles espectrales de las muestras con contenido de alunita; b) Perfiles espectrales de las muestras identificadas como illita/sericita, nótese la influencia de caolinita en el rasgo espectral alrededor de 2170 nm. En sombreado rosa se resaltan los rasgos espectrales característicos de estas fases.

a



b

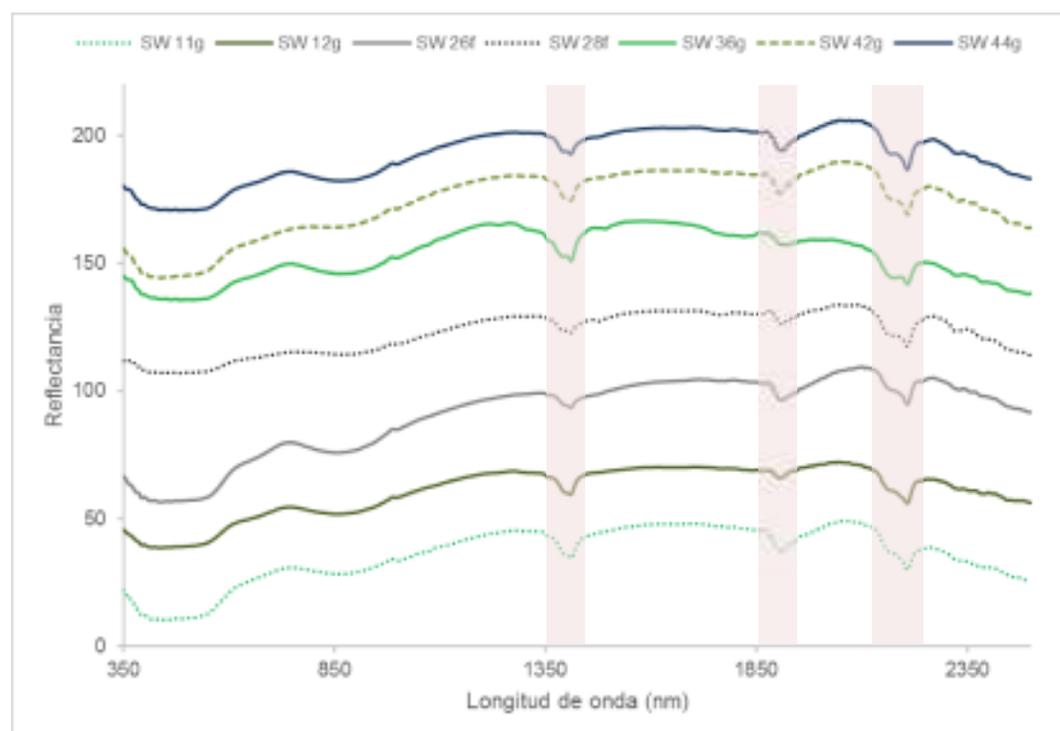
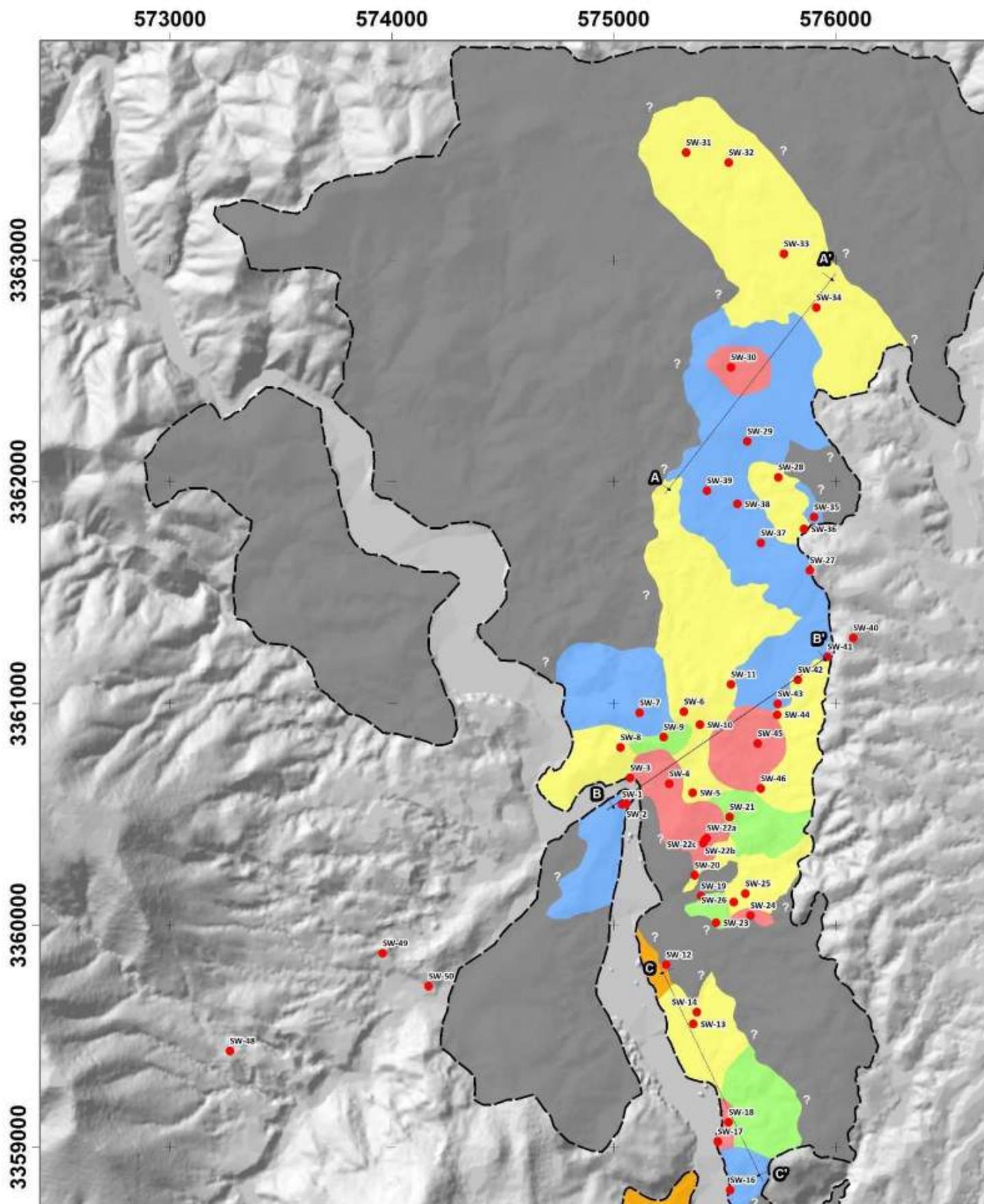


Figura 23. a) Perfiles espectrales de las muestras con las fases caolinita-esmectita (Kln-Sme) e illita-esmectita (Ill-Sme); b) Perfiles espectrales de las muestras con presencia de caolinita. En sombreado rosa se resaltan los rasgos espectrales característicos de estas fases.

MAPA DE ASOCIACIONES MINERALES POR ESPECTROMETRÍA DE INFR



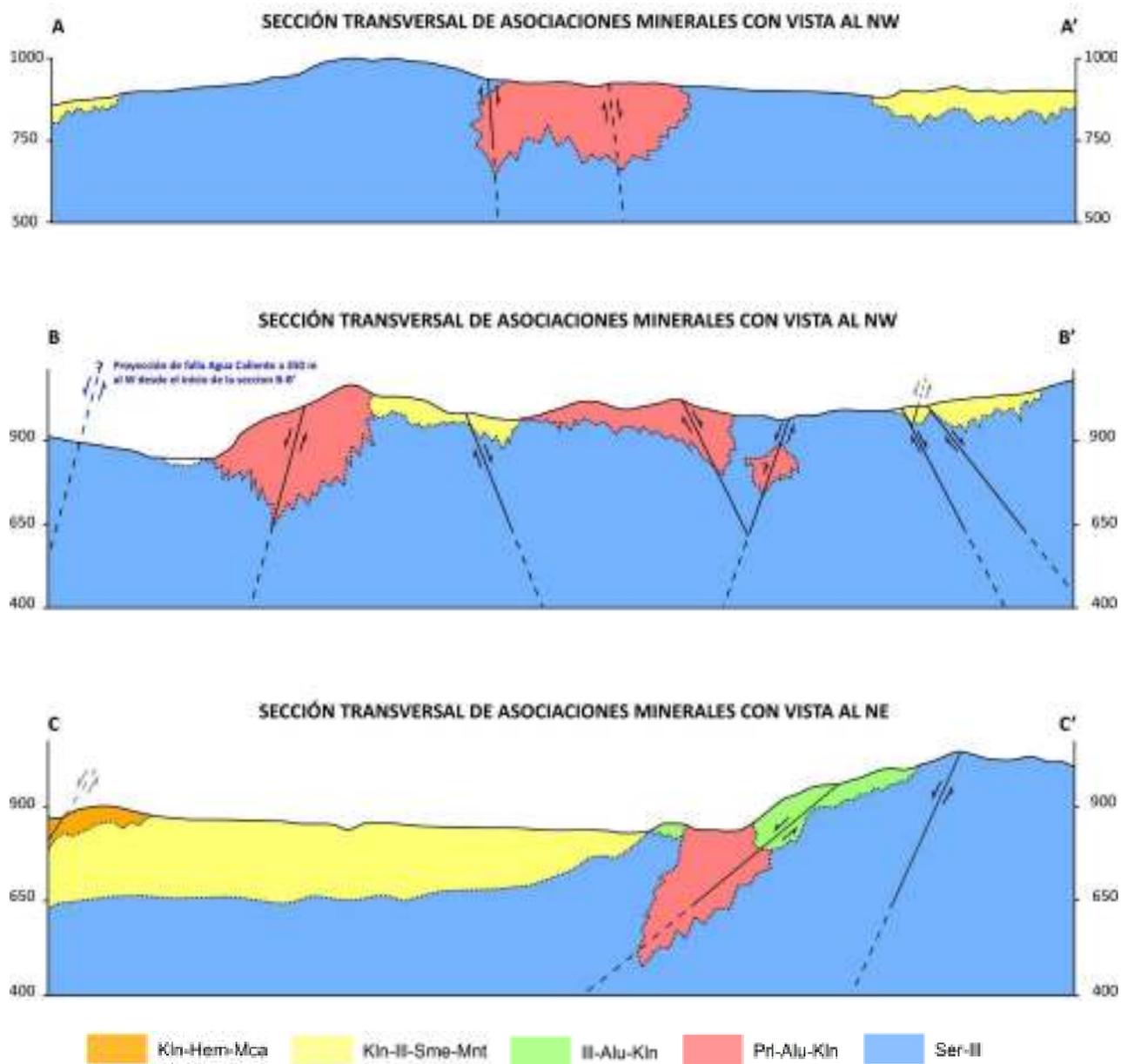


Figura 25. Secciones geológicas que ilustran la distribución de los halos de alteración categorizados por asociación de minerales de alteración obtenidos por la técnica de espectrometría de infrarrojo cercano y de onda corta.

5.2.2. Fluorescencia de rayos X

Con el análisis químico por fluorescencia de rayos X se obtuvo la composición de elementos mayores (Al, Si, Ca, K, Fe) y elementos traza (Mn, P, Cl, Y, Nb, Cd, Sn, Sb, Ba, S, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, W, Zn, As, Se, Pb, Th, Rb, U, Sr, Zr, Mo) en unidades de partes por millón (ppm) de las muestras de esquirla de roca empleadas en el análisis por espectrometría de onda corta (Anexo 4 y 5) y muestras de vetilla de arcillas analizadas por difracción de rayos X (Anexo 6).

Con la información de los elementos mayores Si, K, Ca y Al convertidos a óxidos mayores en porcentaje en peso y normalizados al 100% se realizaron los diagramas ternarios de $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3$ y $\text{SiO}_2\text{-CaO-Al}_2\text{O}_3$ con el objetivo de visualizar la relación de estos óxidos mayores con la presencia de alteración filica y argílica.

En el diagrama $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3$ con los datos de la población de muestras de esquirla de roca (Figura 26) es visible que todas las muestras presentan un contenido $>45\%$ de SiO_2 , valores menores al 50% de K_2O , y de alúmina con valores menores al 10%, encontrando una baja relación del contenido de estos óxidos mayores con la alteración mineral observada en campo y asignada en el mapa de alteración mineral propuesta. Es clara la abundancia de sílice en algunas de las muestras de mano de esquirla de roca, encontrando una relación coherente con aquellas muestras relacionadas a silicificación o presencia en mayor proporción de sílice, no así para aquellas muestras con una alteración argílica pervasiva como alteración dominante y que en el diagrama se visualizan con contenido ascendente de cuarzo, alcanzando algunas de ellas casi el 90%.

Para el diagrama de $\text{SiO}_2\text{-CaO-Al}_2\text{O}_3$ (Figura 27) con datos de la misma población de muestras, se observa una baja proporción del contenido de CaO con valores menores al 50%, resaltando tres muestras cercanas a la composición de la epidota, que en muestra de mano se observaron incipientes manifestaciones de clorita-epidota, pero con presencia mayoritaria de sericita. En cuanto al contenido de Al_2O_3 se mantiene menor al 10% semejante al diagrama anterior, mientras que la proporción de la sílice se encuentra por encima del 50%, con un alto número de muestras mayores al 80%.

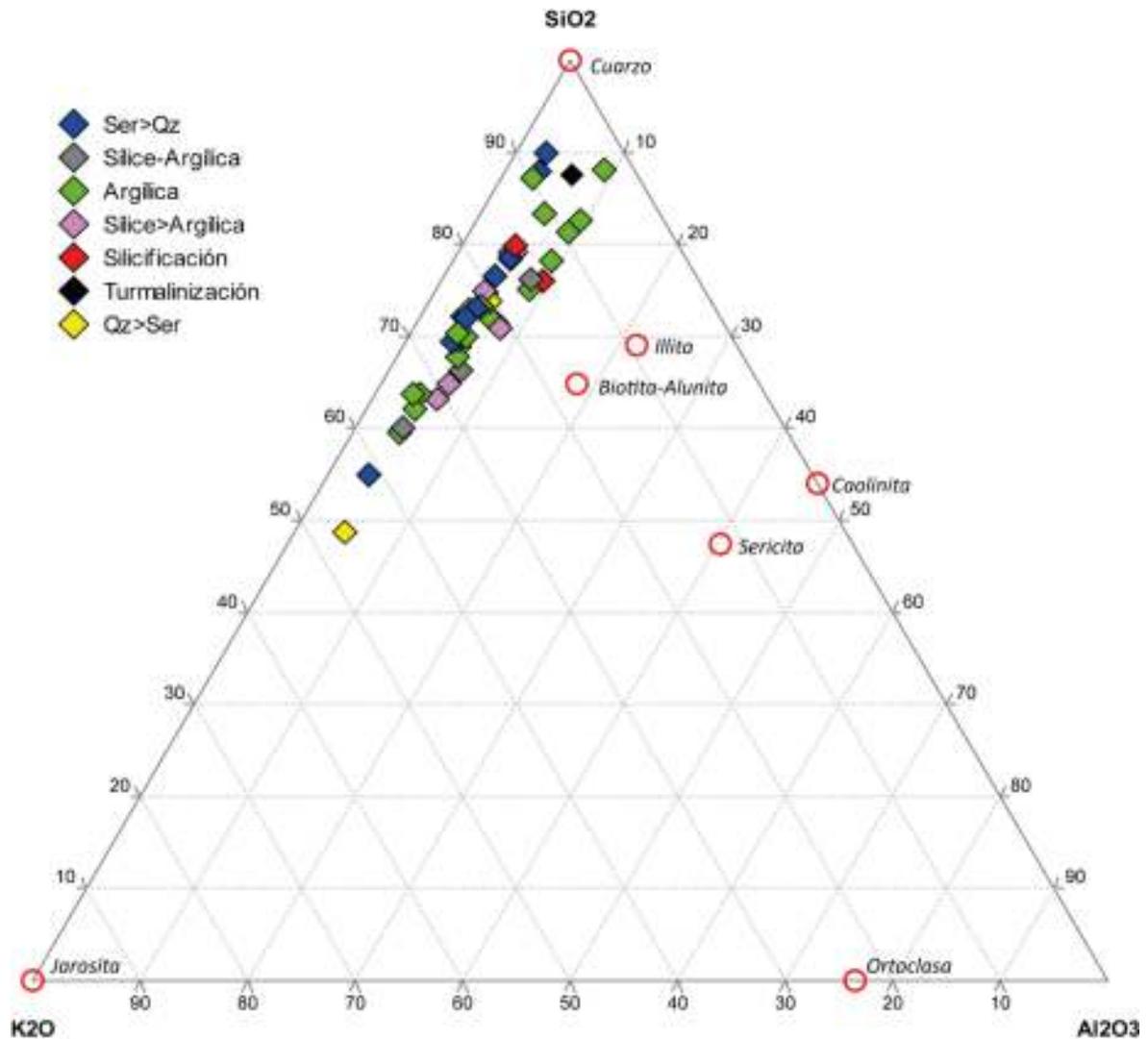


Figura 26. Diagrama ternario $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3$ con datos de las muestras de esquirla de roca simbolizados de acuerdo con el tipo de alteración mineral dominante en la muestra y que se representan en el mapa de alteraciones minerales (figura 15). Se incluye la posición de algunos minerales característicos de alteración para observar su posible relación.

Por otro lado, los diagramas realizados con los resultados de las muestras de vetillas de arcilla muestran una baja relación con respecto a las fases mayoritarias determinadas por el método de difracción de rayos X, pero que a la vez confirman la presencia y abundancia de otras fases como el cuarzo, como se visualiza en el diagrama $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3$ (Figura 28) donde se observa una alta proporción de sílice $>40\%$ para muestras con la alunita y natroalunita

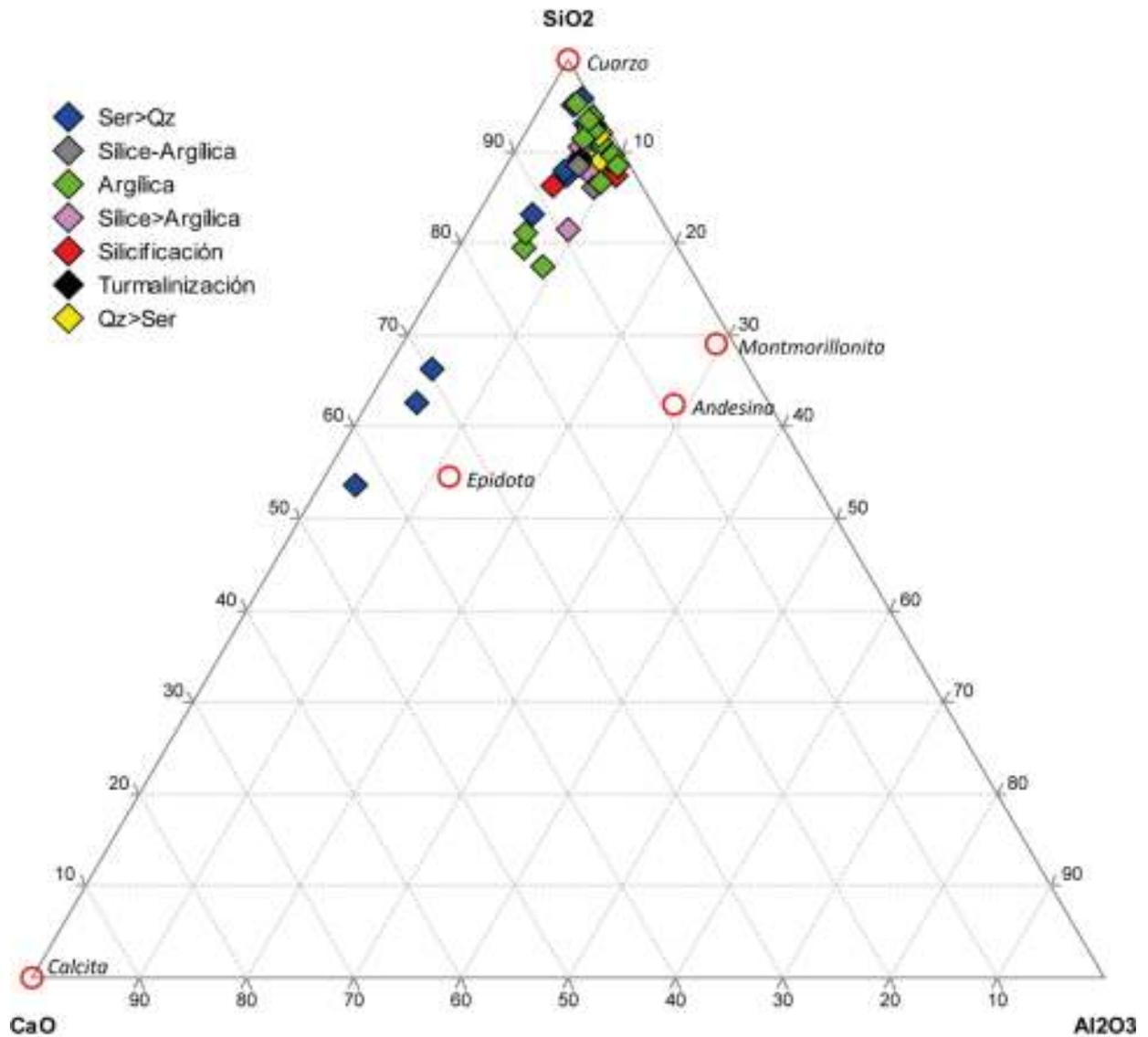


Figura 27. Diagrama ternario $\text{SiO}_2\text{-CaO-Al}_2\text{O}_3$ con datos de las muestras de esquila de roca simbolizados de acuerdo con el tipo de alteración mineral dominante en la muestra y que se representan en el mapa de alteraciones minerales (figura 15). Se incluye la posición de algunos minerales característicos de alteración para observar su posible relación.

como fase mayoritaria y mayores al 70% para las demás muestras con el cuarzo o algún filosilicato como fase mayor. La proporción con respecto al K_2O no resulta muy llamativa para la mayoría de las muestras, sin embargo, si forma una agrupación para las muestras con

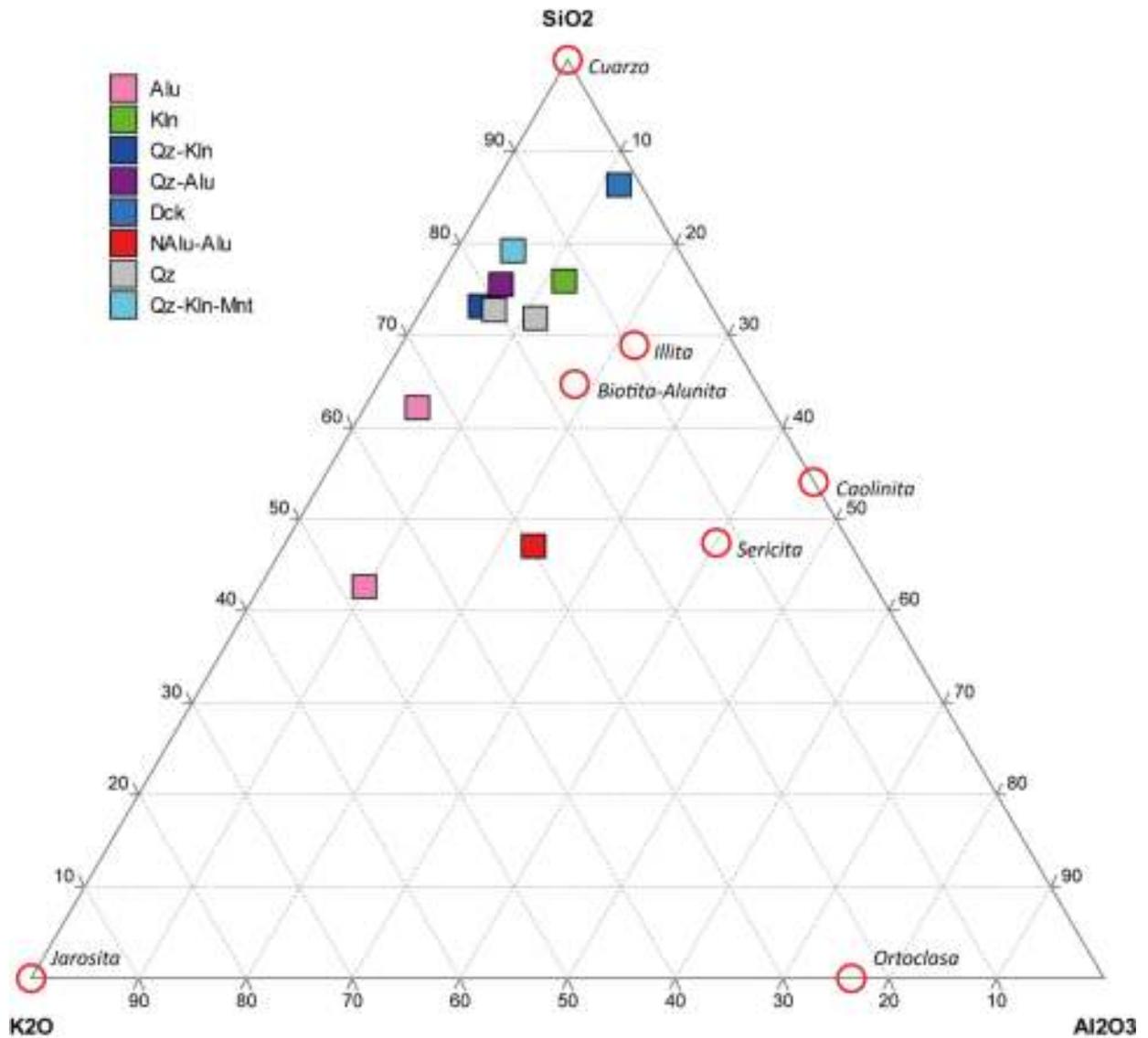


Figura 28. Diagrama ternario $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3$ con datos de las muestras de vetilla de arcillas simbolizados de acuerdo con la fase mineral mayoritaria obtenida por difracción de rayos X. Se incluye la posición de algunos minerales característicos de alteración para observar su posible relación. Simbología: Alu: alunita; Kln: caolinita; Qz: cuarzo; Dck: dickita; NAlu: Natroalunita; Mnt: montmorillonita.

alunita y natroalunita como fases mayoritarias presentando valores entre 29 y 48%, mientras que la alúmina se mantiene con valores cercanos al 10% para la mayoría de las muestras.

De manera semejante se visualiza una alta proporción de sílice en el diagrama $\text{SiO}_2\text{-CaO-Al}_2\text{O}_3$ (Figura 29) mayor al 75%, a diferencia de dos muestras, una con natroalunita y alunita

como fases mayores y otra asignada con cuarzo como fase principal, y que podría interpretarse que la montmorillonita encontrada como fase indicio en realidad puede tener mayor proporción en la muestra (DX8) al presentar un valor más elevado de CaO (>65%). Para las demás muestras el contenido de CaO se mantiene bajo (<10%), seguido de la proporción de alúmina menor al 20%, con excepción de la muestra de natroalunita-alunita (DX7) con un valor mayor a 25% posiblemente relacionado a la presencia de dickita en la muestra cómo se indica en los resultados de DRX.

Con los datos de elementos traza de las muestras de esquirla de roca se realizó la matriz de correlación de Spearman donde se obtuvo una buena correlación (>0.70) para los elementos **Nb-Zr** (0.7089), **As-Pb** (0.7711), **Sb-Ba** (0.8931) ([Anexo 7](#)).

Se complementó esta información con la matriz de correlación de los elementos traza con elementos mayores ([Anexo 8](#)) de la misma población de muestras con el fin de encontrar una posible asociación de elementos traza con minerales formadores de roca. De esta matriz los elementos que arrojaron una buena correlación (>0.70) son: **Rb-K** (0.8868) común de asociar el rubidio con las micas y feldespatos potásicos conformadoras de roca; **V-Ti** (0.8483) habitual del vanadio en remplazamiento en rutilo; **Zn-Mn** (0.7549) relacionando el zinc con fases minerales de sulfuros.

De igual manera se calculó la matriz de correlación de Spearman de elementos traza para las muestras de vetilla de arcillas ([Anexo 9](#)), en donde se obtuvo una buena correlación (>0.70) para los elementos **Se-Zr** (0.8193), **Nb-Zr** (0.8774), **Y-Zr** (0.8182), **Ba-Rb** (0.7091) (el bario puede estar sustituyendo al potasio en las micas o feldespatos potásicos formadores de roca), **Sb-Rb** (0.7091), **Nb-Rb** (0.8406), **Ba-Th** (0.8303), **Sb-Th** (0.8303), **Nb-Se** (0.7050), **Y-Cr** (0.7052), **Sb-Ba** (1.0000), **Y-Nb** (0.8774).

Con los datos de las muestras de vetilla de arcillas se realizó también la matriz de correlación de elementos traza con elementos mayores ([Anexo 10](#)), con el fin de encontrar una posible asociación de elementos traza con minerales formadores de roca, obteniendo una mayor relación de los elementos traza con la sílice presente en el sistema. De esta matriz los elementos que arrojaron una buena correlación (>0.70) son: **Zr-Si** (0.9273), **Se-Si** (0.7306),

Nb-Si (0.8896), Y-Si (0.8545), Ni-K (0.7511), Cu-Fe (0.8182), V-Ti (0.8545), Zn-Mn (0.7554).

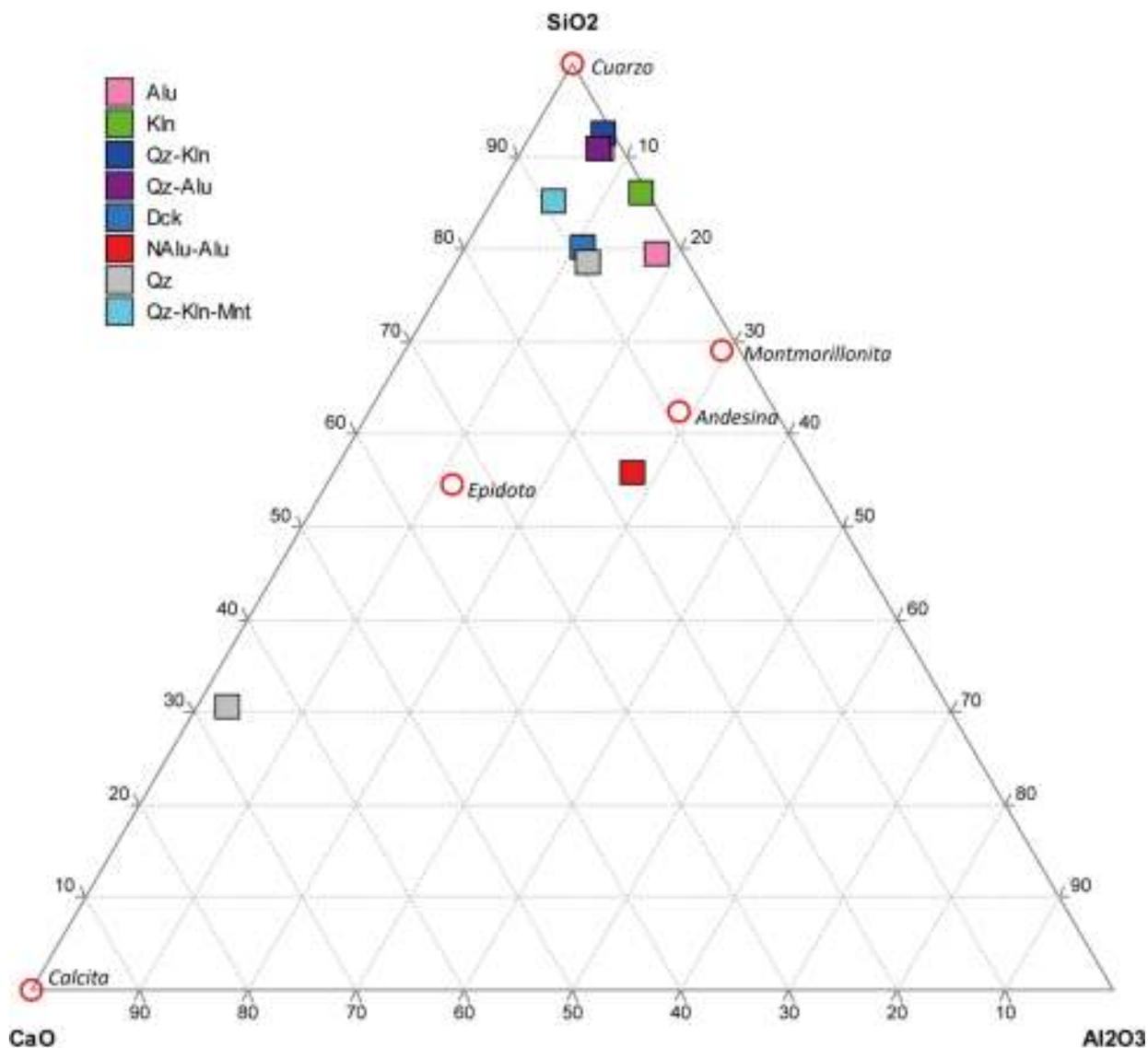


Figura 29. Diagrama ternario $\text{SiO}_2\text{-CaO-Al}_2\text{O}_3$ con datos de las muestras de vetilla de arcillas simbolizados de acuerdo con la fase mineral mayoritaria obtenida por difracción de rayos X. Se incluye la posición de algunos minerales característicos de alteración para observar su posible relación. Simbología: Alu: alunita; Klin: caolinita; Qz: cuarzo; Dck: dickita; NAlu: Natroalunita; Mnt: montmorillonita.

Con la información de los elementos Cu, Pb, Zn, As y Sb se realizó el cálculo de fondos geoquímicos con el fin de detectar valores anómalos de estos elementos útiles en la exploración de un posible depósito mineral de tipo pórfido cuprífero.

Para este análisis se emplearon los datos de 46 muestras de esquirola, considerando las muestras representativas de acuerdo con la alteración observada en campo.

Los valores de fondo geoquímico corresponden a la mediana (percentil 50) de la frecuencia relativa acumulada, encontrando a los valores por encima de esta mediana como anomalía media, y aquellos por sobre el 90% como anomalía alta (Figura 30). Algunos valores no fueron considerados en el cálculo al ser muy dispersos del patrón de valores.

Los valores obtenidos se pueden comparar con los derivados de las cartas geoquímicas Arizpe H12-B73 por los elementos Cu, Zn, As, Sb y Pb del Servicio Geológico Mexicano (2003) al presentarlos igualmente como percentiles, expresando el valor de fondo geoquímico por la mediana. Se observa una diferencia significativa en los valores obtenidos en este estudio para la mayoría de los elementos antes mencionados a excepción del zinc que resulta menor en contraste con la carta geoquímica del mismo elemento (Tabla 7).

Tabla 7. Valores de fondo geoquímico (50% percentil) de los elementos de interés exploratorio (ppm) de los datos obtenidos por FRX de las muestras de esquirola de roca del área de estudio. Se exponen los valores de media geoquímica de las cartas geoquímicas del Servicio Geológico Mexicano (2003) y por promedio ponderado del Sector C expuesto por Calmus y colaboradores (2018).

Elemento	Área San Felipe	Carta Arizpe SGM	Sector C (Calmus et al., 2018)		
			Rocas volcánicas intermedias	Rocas alteradas volcánicas y plutónicas	Promedio Sector C
Cu	51.13	24.23	5.0	49.3	12.69
Zn	82.12	89.23	43.3	835.7	70.14
As	84.51	23.94	2.5	70.5	12.48
Sb	56.91	3.5	0.8	6.9	2.68
Pb	288.96	13.44	8.0	101.0	20.13

En la misma tabla se exponen los valores de referencia geoquímica obtenidos para la litología volcánica intermedia (Fm. Tarahumara), rocas alteradas de origen volcánico y plutónico y el promediado de todas las litologías que conforman el sector en el cual el área del presente

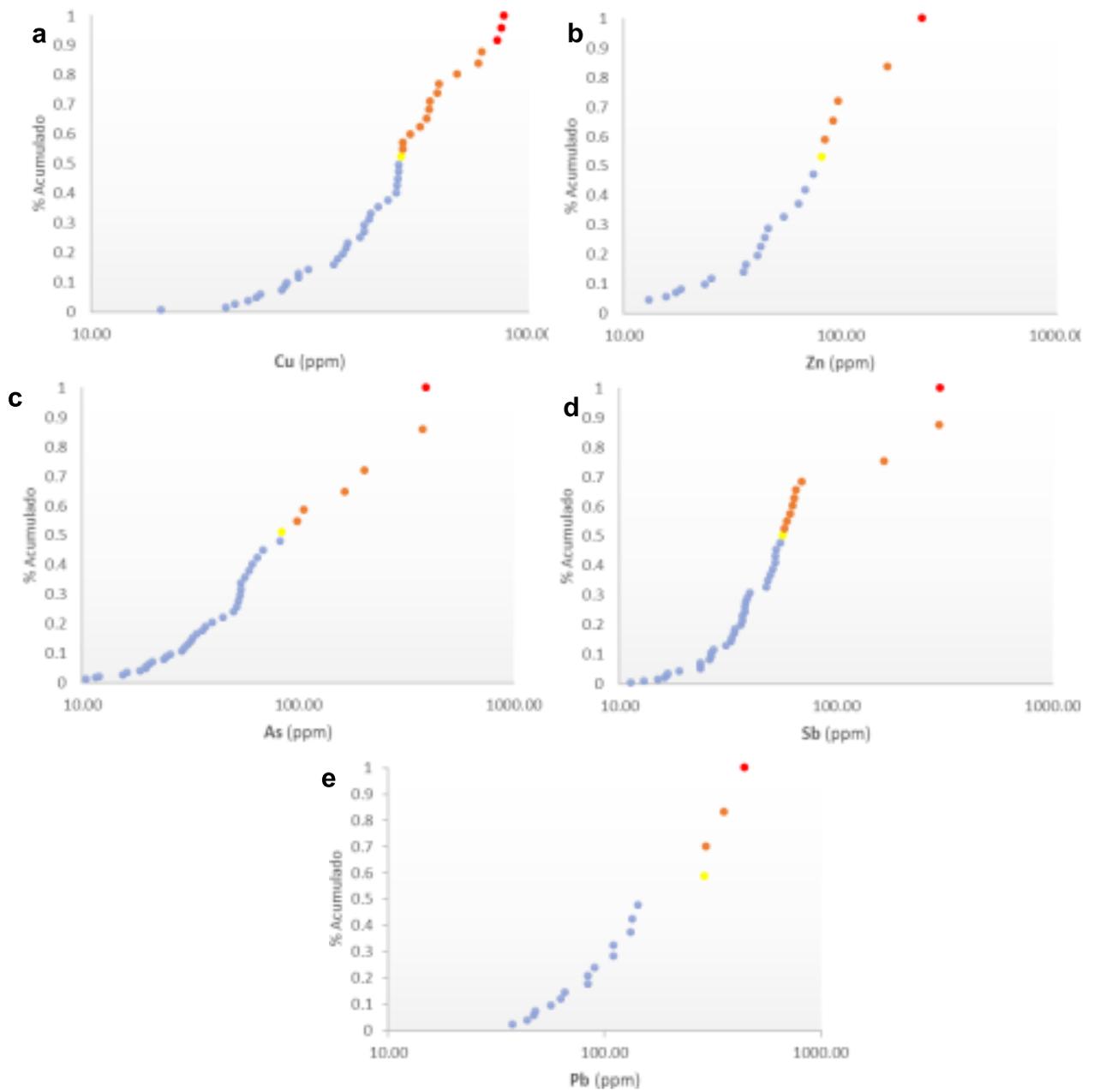


Figura 30. Gráficos de los valores de a) Cu, b) Zn, c) As, d) Sb y e) Pb en frecuencia relativa acumulada resaltando en amarillo los valores de fondo geoquímico (50%), anomalías medias en naranja (>50%) y valores de anomalía alta en rojo (>90%).

estudio recae, en el análisis de fondo geoquímico realizado para la cuenca hidrológica del río Sonora por Calmus y colaboradores en el 2018 que pudiera emplearse como referencia geoquímica de la zona al contar con abundantes manifestaciones de enriquecimiento mineral. Cabe mencionar que el método empleado en dicho estudio es el de promedio ponderado tomando en cuenta la naturaleza de la litología y su nivel de influencia en el aporte de material a la cuenca.

Comparando los datos obtenidos con los de las rocas volcánicas intermedias de la tabla 7, considerando a este paquete litológico como el de mayor abundancia en el área de estudio puede notarse una diferencia significativa, caso semejante pero no tan contrastante sucede con los de las rocas alteradas resaltando solamente el valor del antimonio.

De los valores obtenidos por FRX se realizó un mapa de interpolación de valores por el método *Kriging* en la plataforma del software Surfer 10, cargando los resultados en la plataforma del software ArcMap 10.4.1, generando el mapa de distribución espacial de concentración elemental de Cu, Zn, As, Sb, y Pb (Figura 31), en el cual se puede identificar una relación entre los valores de Cu y Pb, así como entre el Zn, As, y Sb en donde se observa una coincidencia de altos valores especialmente marcada, y una coincidencia de valores intermedios entre el Cu, As y Sb.

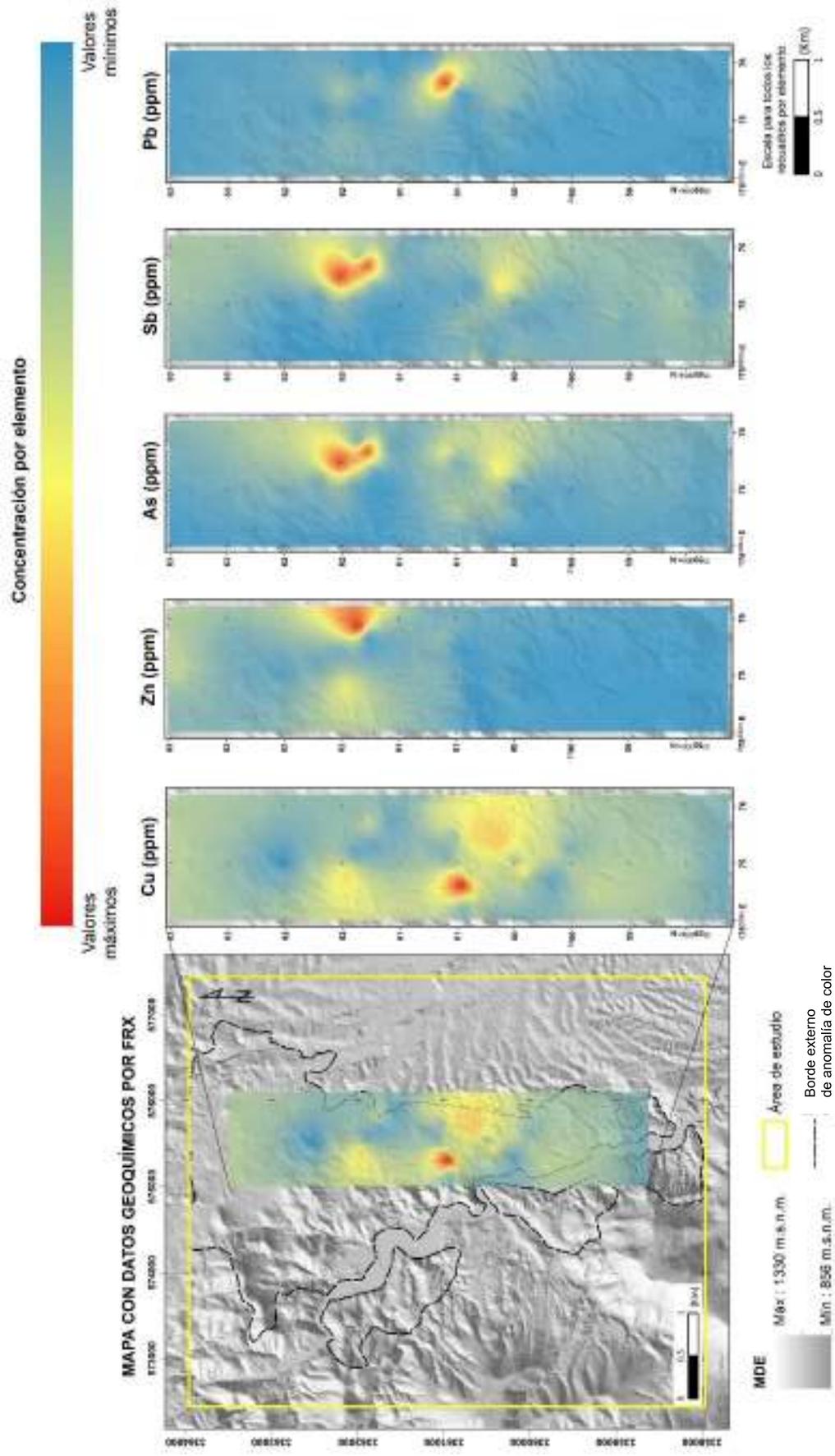


Figura 31. Mapa de distribución espacial por interpolación de valores de concentración en partes por millón de los elementos Cu, Zn, As, Sb, y Pb.

5.3. Determinación de zonas prospectivas mediante imágenes ASTER y Landsat 8

5.3.1. Combinación de bandas RGB

De las escenas ASTER y Landsat 8 adecuadas a valores de reflectancia se realizó la combinación de bandas (R, G, B) (3, 2, 1) y (5, 4, 3) respectivamente, con el fin de identificar la vegetación en el área de estudio, ya que a pesar de usar el filtro de búsqueda de imágenes en temporada de estiaje y con la menor cantidad de vegetación posible esta no resulta completamente nula, por lo cual resulta importante identificarla y tener presente su respuesta espectral con el fin de no incluirla en interpretaciones posteriores.

Con este par de combinaciones de bandas (Figura 32 y 33), la vegetación se colorea en tonalidades de rojo, variando su intensidad de acuerdo con la salud de la planta, ya que la vegetación sana presenta una alta reflectividad en el infrarrojo cercano (700-1300 nm) que va descendiendo hacia el infrarrojo medio (Chuvieco, 1990). También se pueden delimitar muy bien unos pequeños cuerpos de agua en tonalidades cian localizados en la parte centro-norte y centro-sur del área, dado que el agua refleja en el espectro visible con una muy baja reflectancia en el infrarrojo. Resulta importante identificar igualmente todos los cuerpos de agua para discriminar esos píxeles de información con el fin de no considerarlos en los procesos de identificación de alteración mineral. Resulta llamativa la coloración en tonalidades de amarillo distribuida de manera longitudinal N-S al centro de las imágenes, y que se corresponde a la zona de anomalía de color observada en la imagen a color natural de Google Earth (Figura 2), lo cual da indicio de presencia de arcilla, posiblemente de caolinita, y óxidos como la hematita, ya que ambas especies muestran una reflectancia en el límite del infrarrojo cercano y la banda roja del visible.

Con la combinación RGB ASTER (5, 3, 1) y L8 (7, 5, 2), se visualiza nuevamente la cubierta vegetal en esta ocasión en tonalidades de verde. Al incorporar a esta combinación bandas del rango SWIR, banda 5 para ASTER y banda 7 para L8, es posible verificar la presencia de minerales de la arcilla, al ubicarse en este rango espectral rasgos de absorción de minerales con contenido de Al-OH y Mg-OH en su estructura cristalina. La presencia de arcillas se visualiza en tonalidades de rojo, encontrando una amplia distribución desde los flancos del

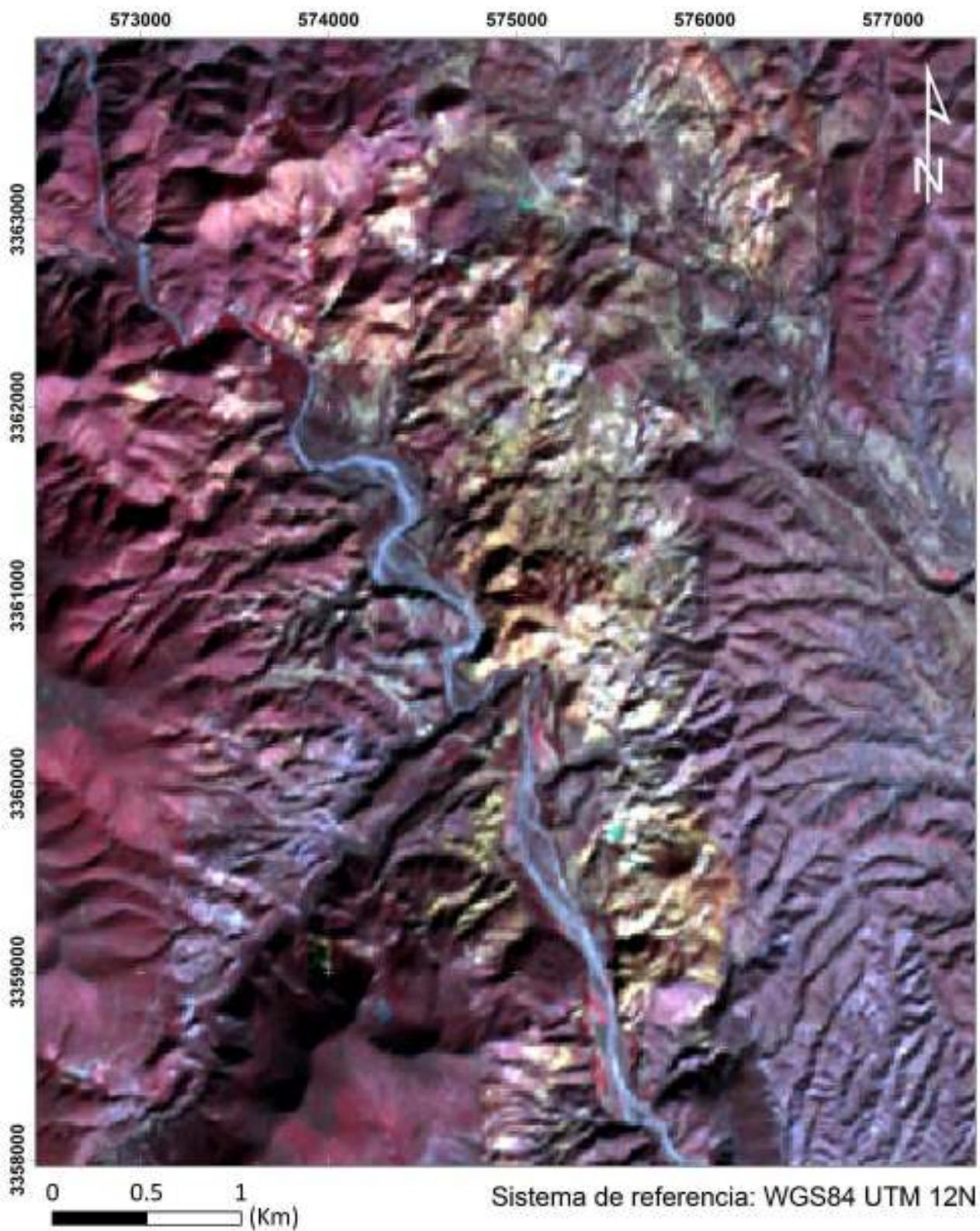


Figura 32. Combinación de bandas RGB (3, 2, 1) de la imagen del sensor ASTER.

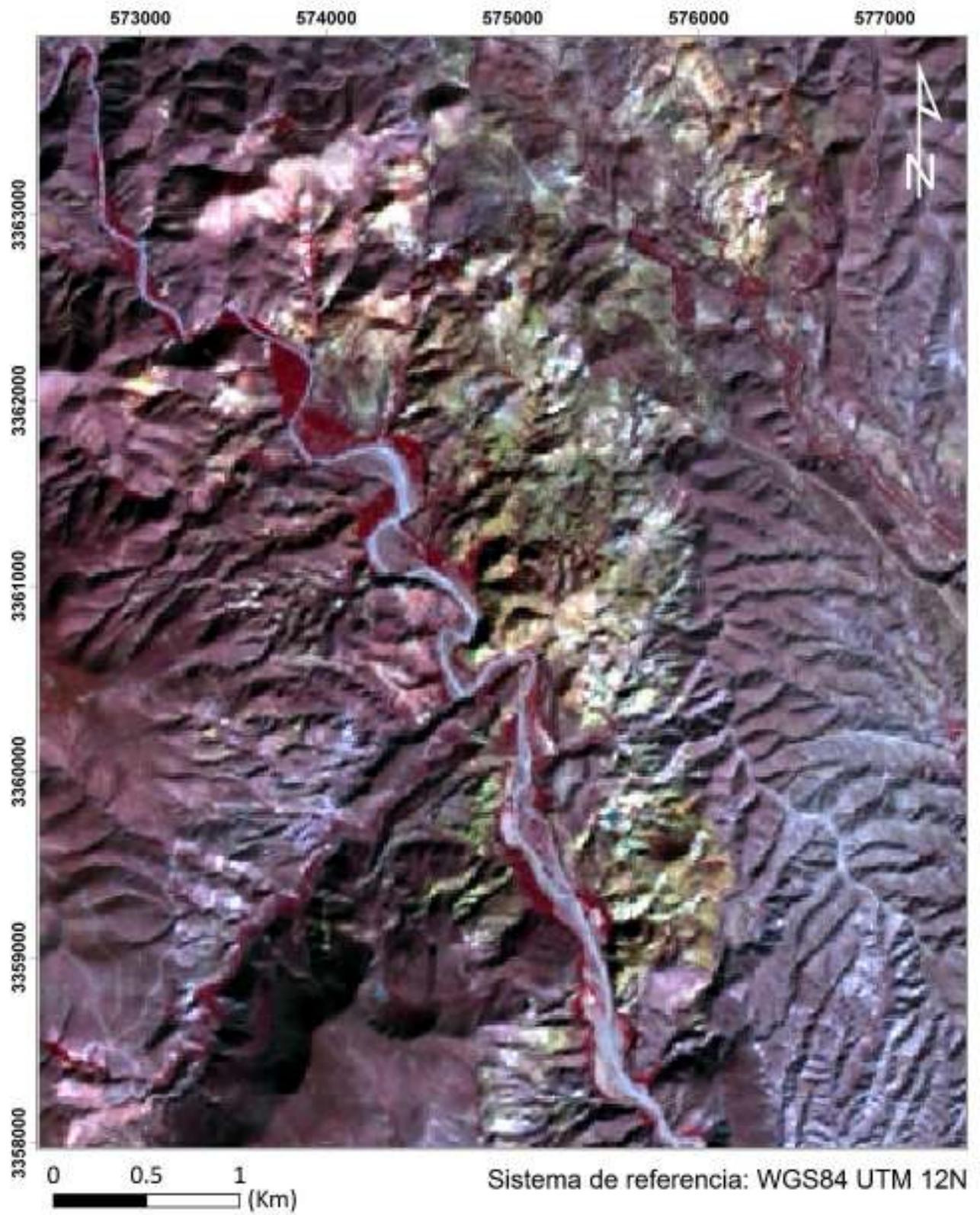


Figura 33. Combinación de bandas RGB (5, 4, 3) de la imagen del sensor Landsat 8.

arroyo principal y en la porción este-sureste del área en la combinación de ASTER. Tomando en cuenta esta distribución en conjunto con la topografía y rasgos geomorfológicos se deduce que gran parte de esta coloración la cual sigue los patrones de drenaje y las áreas de menor altitud corresponde a material transportado, que invariablemente puede contener minerales arcillosos, pero dada su naturaleza no representa interés prospectivo, mientras que en la zona de anomalía de color mencionada anteriormente, se observan coloraciones en tonos de naranja lo cual representa presencia de arcillas y óxidos como la hematita, aunque con una mayor proporción de arcillas; tonalidades de amarillo que se traduce en una proporción semejante, y en caso contrario a las áreas coloreadas en tonalidades de verde pistache y azul cian a una abundancia mayor de hidróxido como la goethita (Figura 34 y 35).

Esta combinación es muy útil para la discriminación litológica en rasgos generales de rocas de origen ígneo, sedimentario y metamórfico dadas las tonalidades bien diferenciadas que se pueden observar para los diferentes tipos de roca (Lipton, 1997), como las que se observan en la porción este del área en tonos de color azul-rosado ayudando a delimitar la extensión de esta unidad litológica clasificada como de conglomerado polimíctico. De igual forma resulta interesante la textura de las geoformas de mayor altitud localizadas en el sector SW de la imagen que permiten delimitar otra unidad litológica, en este caso, de basaltos, y que es posible diferenciar de la unidad subyacente de depósitos piroclásticos y a grandes rasgos con la unidad volcanosedimentaria del Cretácico. Cabe señalar que, aunque esta herramienta resulta de gran utilidad en la identificación de unidades litológicas, la escala del área de trabajo y la resolución espacial de las imágenes no brindan la facilidad de identificar de manera muy concreta las diferentes unidades litológicas que, además, de acuerdo con lo observado en campo, resultan de una composición muy similar y por tanto no se colorean de forma diferenciada por unidad litológica.

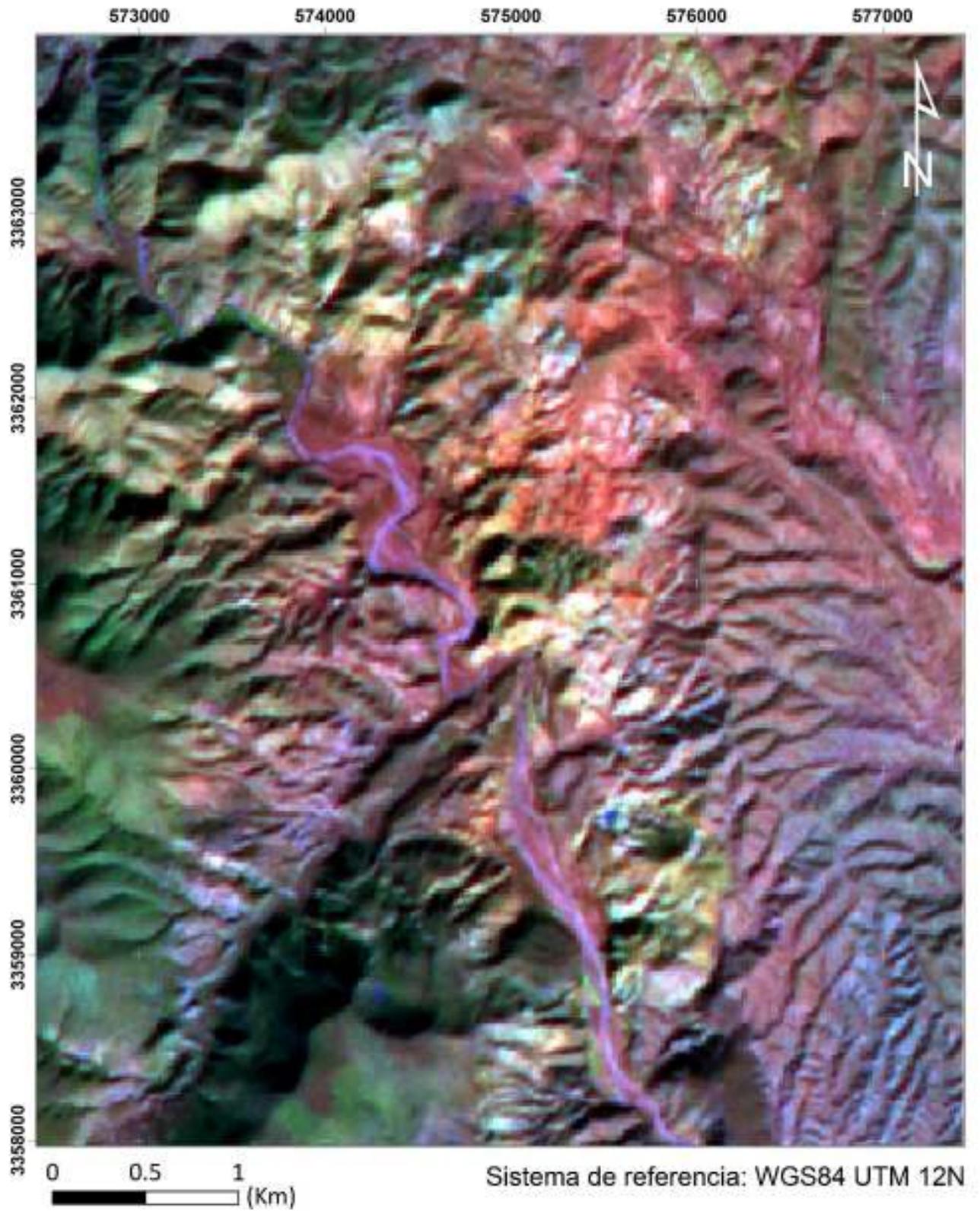


Figura 34. Combinación de bandas RGB (5, 3, 1) de la imagen del sensor ASTER.



Figura 35. Combinación de bandas RGB (7, 5, 2) de la imagen del sensor Landsat 8.

Dadas las características en resolución espectral de las imágenes ASTER y Landsat 8 existen combinaciones de bandas para cada imagen que no tienen equivalente entre ambas imágenes debido a los rangos espectrales de cada banda que componen a cada una de ellas, pero que resultan complementarias y muy útiles para la identificación de alteración mineral.

Por ejemplo, con la combinación RGB con L8 (5, 6, 7) es posible apreciar características de textura, especialmente de líneas de drenaje de las rocas basálticas de la parte SW del área, al igual que en la parte SE donde se localizan los paquetes de conglomerados medianamente consolidados, permitiendo corroborar una vez más estas unidades litológicas. Estas mismas superficies coloreadas en tonos rojizos resaltan la existencia de vegetación, al presentar rasgos de alta reflectancia en el infrarrojo cercano representado por la banda 5. Dadas las características de absorción de las arcillas y carbonatos en el rango de 2100 nm-2400 nm y de reflectancia entre los 1550 nm y 1750 nm, la combinación de las bandas 7 y 6 que abarcan estos rangos respectivamente, permiten identificar en tonalidades de azul y verde claro la presencia de alteración hidrotermal de tipo argílica, en tonos más azulosos la mezcla de arcillas y jarosita, en tonos levemente de amarillo claro la mezcla de arcillas con óxidos como la hematita y en aquellas áreas pequeñas en tonalidades muy brillantes casi blancas la convivencia de arcillas, y hematita-jarosita (Pour y Hashim, 2015) (Figura 36).

Otra combinación de bandas interesante para identificar áreas con alteración de tipo argílica es la RGB (4, 6, 1) de la imagen ASTER, con la cual es posible diferenciar la presencia de especies minerales como la alunita y caolinita representadas en tonalidades de amarillo y rosa muy claro brillante, así como la illita-muscovita (sericita) visible en tonalidades magenta, que se observan más o menos diferenciadas en el área y que delinean muy claramente una superficie de posible alteración sericítica al NE de la imagen y en algunas áreas menos marcadas en la parte central de la imagen (Figura 37). La resolución espectral brindada por las bandas de ASTER en el rango del SWIR permite diferenciar el rasgo de intensa absorción dado por el Al-OH contenido en la illita/muscovita (sericita) en los 2200 nm cubierto por la banda 6, y la mediana reflectancia en este mismo rango espectral de la caolinita y alunita (Pour y Hashim, 2012; Rajesh, 2004) (Figura 5).

Las combinaciones RGB (4, 6, 8) y (4, 5, 8) ayudan a corroborar los resultados de la combinación anterior, al contrastar la respuesta espectral de absorción de la illita/muscovita (sericita) en la banda 6 en tonos magenta ([Figura 38a](#)) con el rasgo de absorción de la alunita y caolinita manifestada en la banda 5 coloreado en tonos naranja ([Figura 38b](#)). Estas dos tonalidades son más fáciles de identificar en la parte NE de la imagen lo que permitiría interpretar que si se está obteniendo una respuesta diferente de las bandas 5 y 6, pero al observarse una variación mínima en la mayor área de alteración (centro de la imagen), se deduce que no es muy indicado asignar un tipo de alteración a cada combinación de bandas, sino más bien que en conjunto ayudan a identificar la existencia de alteración argílica y fílica.

De acuerdo con Testa y colaboradores ([2018](#)) con la combinación RGB 468 puede identificarse presencia de silicificación coloreándose en blanco, encontrando áreas pequeñas al centro de la imagen en blanco brillante lo cual pudiera indicar esta manifestación.

De estas dos últimas combinaciones se observa una amplia superficie en tonalidades de verde que pudiera relacionarse a alteración de tipo propílica ([Habibnia et al., 2019](#)), sin embargo, al conocer la geología de la zona y la poca evidencia de este tipo de alteración se interpreta que esta coloración se relaciona al contenido de Si y Mg en las rocas, evidenciado en el contraste de tono más claro en el paquete de conglomerado polimíctico (al sureste) con tonos oscuros de los basaltos (al suroeste).

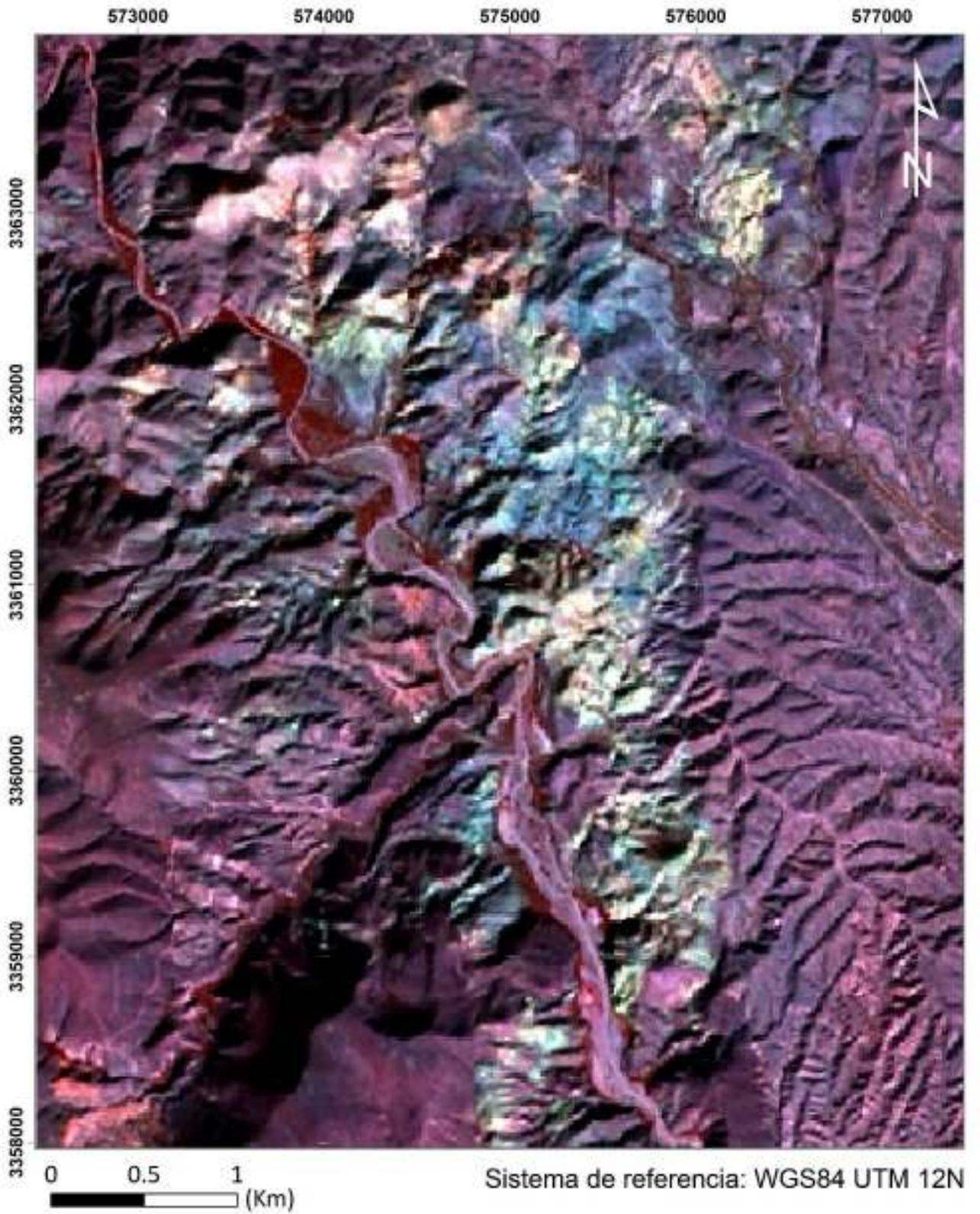


Figura 36. Combinación de bandas RGB (5, 6, 7) de la imagen del sensor Landsat 8.

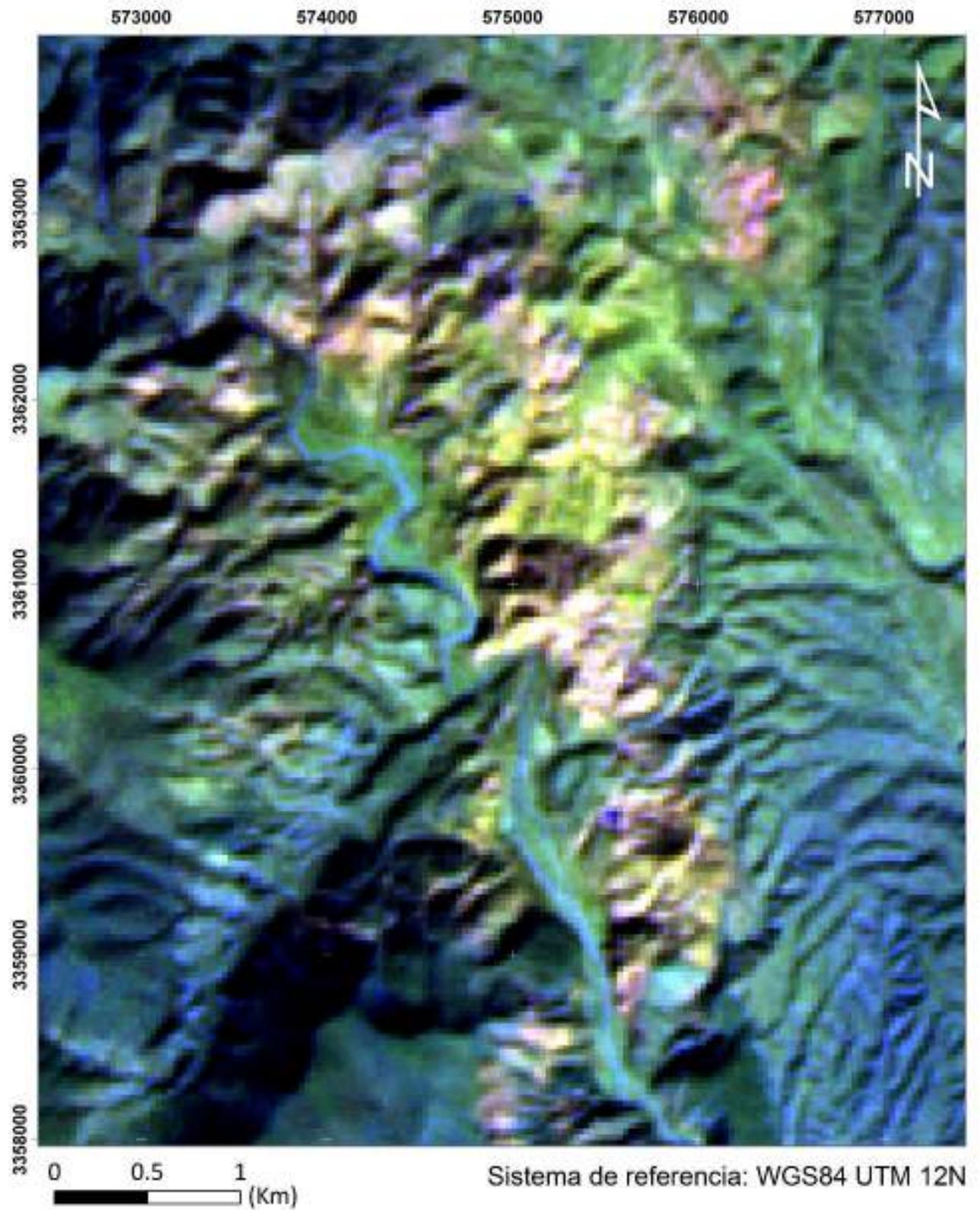


Figura 37. Combinación de bandas RGB (4, 6, 1) de la imagen del sensor ASTER.

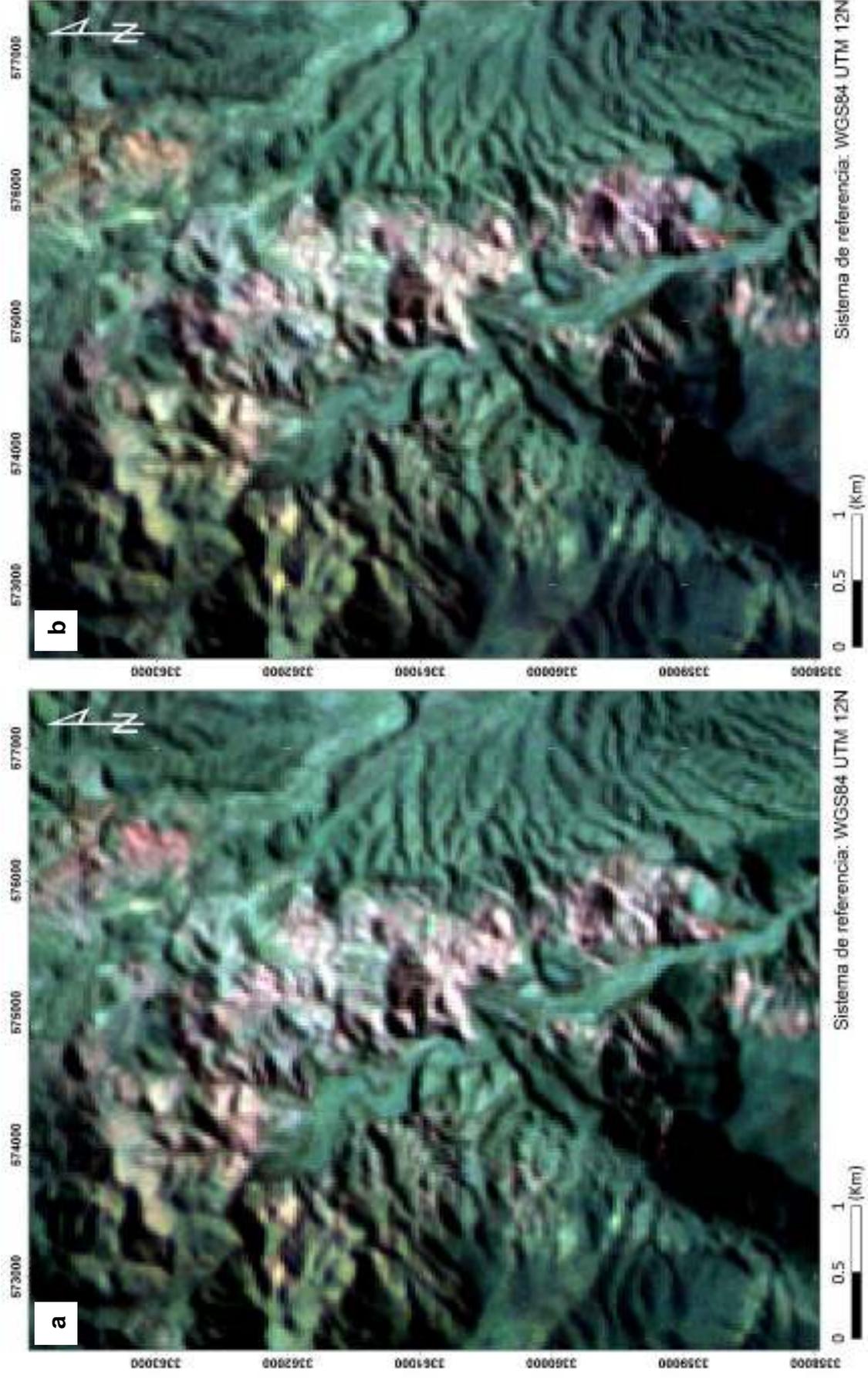


Figura 38. Combinación de bandas a) RGB (4, 6, 8) y b) RGB (4, 5, 8) de la imagen del sensor ASTER.

5.3.2. Cocientes de bandas

Para resaltar la alteración de una roca se emplean los cocientes de bandas, ya que dan un efecto de exageración a las sutiles diferencias en la respuesta espectral entre determinadas bandas. Estos cocientes se generan de la división de los valores de brillo “píxel por píxel” de una banda entre otra, con esta técnica se tiende a mejorar los contrastes espectrales eliminando las diferencias en iluminación (Imbroane et al., 2007).

Con estos cocientes puede armarse una imagen en falso color, compuesta por un cociente determinado en cada uno de sus canales RGB obteniendo una imagen en donde los resultados más elevados de estas razones brindan color más intenso y brillante a la composición.

Es importante resaltar que a partir de este procesamiento de cocientes hasta el de mapeo espectral las imágenes fueron trabajadas después de una depuración de píxeles por medio de una máscara de vegetación y discriminación litológica como se detalla en el apartado de metodología.

Con la imagen ASTER se calcularon los cocientes de las bandas 4/5 con el fin de identificar caolinita, 4/6 para destacar la presencia de muscovita (sericita), y 4/7 para realzar la presencia de jarosita (DiTomasso y Rubinstein, 2007; Pérez et al., 2007 citado en Testa et al., 2018). Con estos cocientes se formó la composición RGB (4/5, 4/6, 4/7) en donde las superficies coloreadas en blanco muestran una respuesta positiva de los tres cocientes, resaltando nuevamente la coloración del NW. El centro de la imagen en donde se distribuye la alteración principal muestra ligeras variaciones con tendencia al amarillo y rojo pálido, reflejando la mayor presencia de caolinita y sericita (Figura 39).

También se realizó la composición RGB de los cocientes (4/5, 4/7, 3/1) de la imagen ASTER propuesta por Testa y colaboradores (2018), con los cuales se obtuvo el realce de la caolinita dado por el cociente 4/5, ya que en la banda 4 la caolinita muestra una alta reflectancia, y una baja reflectancia en la banda 5, este realce se muestra en ligeras tonalidades de rojo representando alteración argílica; comportamiento semejante presenta la muscovita/illita (sericita) en las bandas 4 y 7, recalando con este cociente la presencia de alteración fílica,

en teoría el resultado de este cociente en la composición RGB se tornaría en tonalidades de verde, observando que en la imagen si se presentan estas tonalidades, sin embargo no se considera muy acertada al contrastar estas áreas con los resultados antes expuestos y que pueden corresponder más acertadamente a la composición intermedia de la litología de esas áreas. El resultado más interesante se observa en tonalidades de amarillo-naranja en el área de alteración principal, lo cual refleja la presencia de ambos realces espectrales de la alteración argílica y filica. El cociente 3/1 empleado generalmente en la detección de óxidos de fierro tiene especial aplicación en la identificación de rocas félsicas y máficas, pero dado que la imagen empleada ha sido sometida al enmascarado de litologías entre ellas el basalto, no se aprecia un realce de este cociente (Figura 40a).

Una composición RGB con cocientes de bandas de Landsat 8 es la (4/2, 6/7, 6/5), en donde el cociente 4/2 destaca la presencia de óxidos relacionados a posible alteración hidrotermal como de silicatos máficos, resaltando en tonalidades de rojo; el cociente 6/7 acentúa la presencia de rocas con alto contenido de arcillas y sulfatos (alunita) producto de alteración hidrotermal, áreas con un cociente alto se colorean en verde brillante y en donde se mezcla con presencia de óxidos se colorean en amarillo; mientras que el cociente 6/5 realza la presencia de arcillas y oxi-hidróxidos-sulfatos de fierro (hematita-goethita-jarosita) el cual se observa en tonalidades cian, indicando una combinación de presencia de este cociente con el de arcillas y sulfatos (6/7), al igual que en las zonas coloreadas en magenta claro, en donde se estaría mezclando con presencia de óxidos (hematita) resultado del cociente 4/2 (Figura 40b).

De las dos composiciones de color RGB anteriores resulta interesante lo coincidente que resultan las áreas coloreadas en naranja claro de la figura 40a con las tonalidades cian de la figura 40b, a pesar de tratarse de resultados de dos sensores diferentes, lo cual permite interpretar que además de alteración argílica y filica se tiene presencia de óxidos como la goethita y jarosita.

Por último, el cociente de las bandas 6/7 de Landsat 8 destaca rocas ricas en Al-OH alojado en minerales filosilicatos y sulfatos como posibles productos de alteración hidrotermal; el

cociente de las bandas 4/2 se resalta aquellas rocas ricas en óxido férrico por origen hidrotermal o por oxidación de minerales ferromagnesianos; a su vez el cociente 5/6 muestra un ligero contraste espectral para rocas con contenido de hierro férrico o minerales con Al-OH. Con estos cocientes se genera una composición RGB obteniendo tonalidades de verde en zonas con presencia de óxido férrico, aquellas áreas con presencia de filosilicatos y sulfatos se apreciarán en rojo, y en donde estén presentes ambas se tornarán en tonalidades de naranja a amarillo (Lipton, 1997) (Figura 41). Resulta muy interesante el resultado de esta composición de color en la parte NE de la imagen en donde se visualiza un zoneamiento observando coloración rojiza en la parte central que estaría denotando la presencia de arcillas y sulfatos, seguido de coloración amarilla que ilustraría la combinación de arcillas, sulfatos y óxidos de hierro, para finalmente encontrarse rodeado por tonos de verde que representan oxidación.

5.3.3. Índices minerales

Dadas las características de resolución espectral de las imágenes ASTER es que se pueden realizar diferentes combinaciones de cocientes de bandas logrando desarrollar índices litológicos, minerales y de vegetación como los propuestos por Ninomiya (2003b) empleando las bandas del espectro visible, el infrarrojo cercano de onda corta e incluso las bandas de infrarrojo térmico. Para este trabajo resulta interesante la aplicación de los índices dedicados a obtener información de minerales del grupo de la arcilla, con el fin de identificar las áreas de mayor presencia y su abundancia relativa. Es importante mencionar que a pesar de existir índices para la identificación de sílice a partir de las bandas del infrarrojo térmico (banda 10 a banda 14) (Ninomiya 2003a) no se expone el resultado obtenido ya que no resultó útil para la zona, dada la escala de trabajo y la resolución espacial que ofrecen en particular estas bandas (90 m), por lo que es recomendado emplear este tipo de análisis a una escala regional.

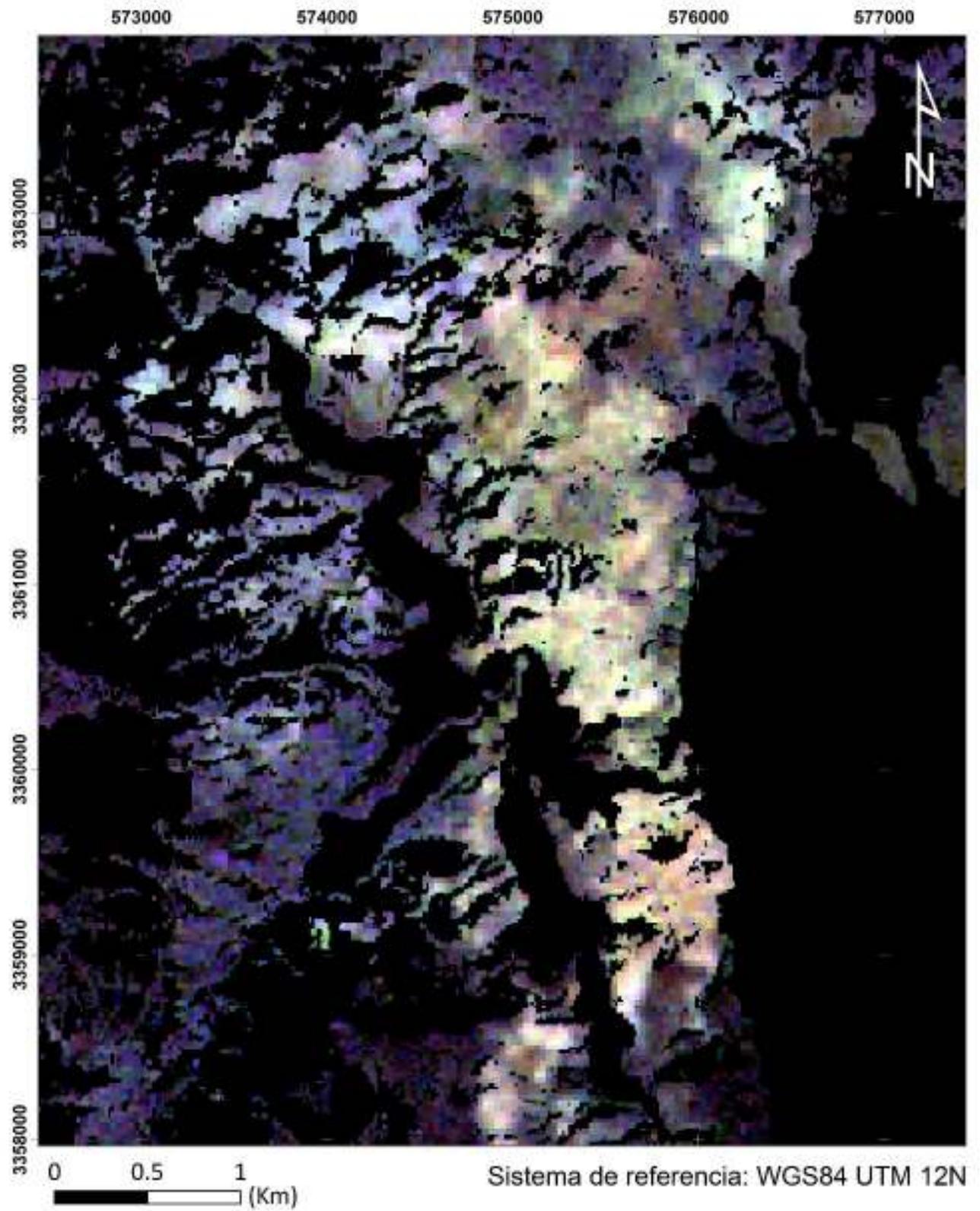


Figura 39. Composición RGB con cocientes (4/5,4/6,4/7) de la imagen del sensor ASTER.

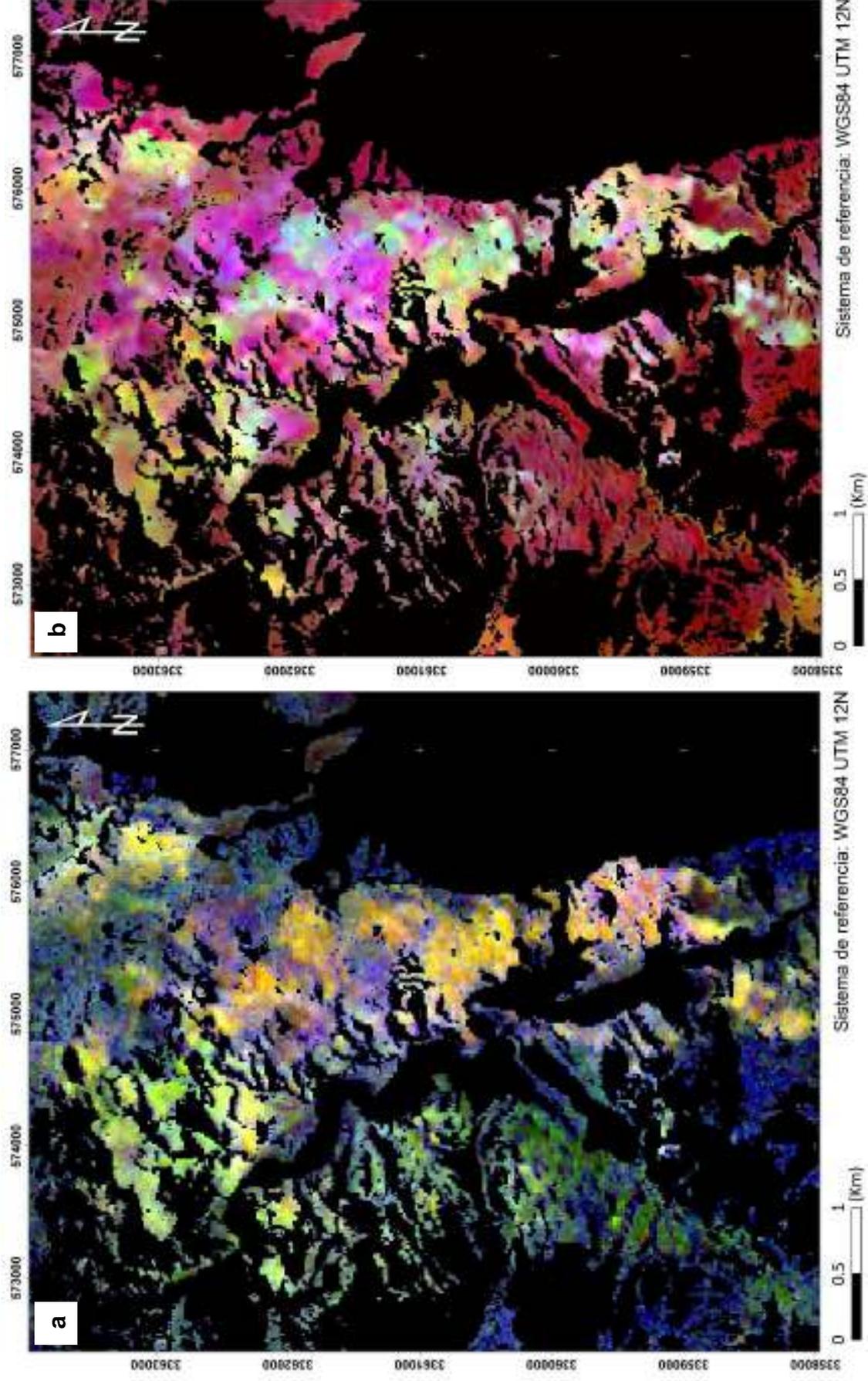


Figura 40. Composición RGB con cocientes a) (4/5,4/7,3/1) de la imagen del sensor ASTER y b) (4/2, 6/7, 6/5) de la imagen del sensor Landsat 8.

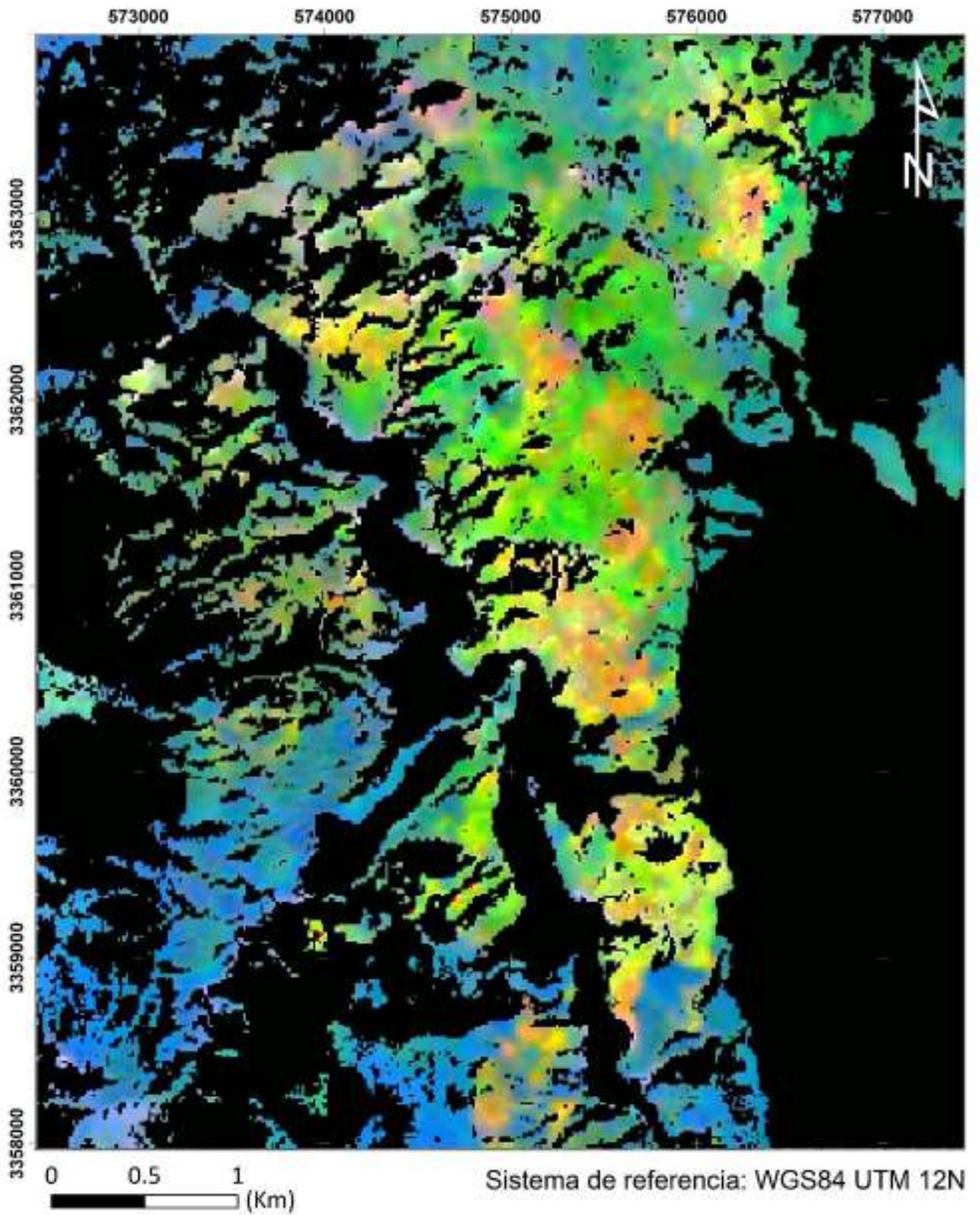


Figura 41. Composición RGB con cocientes (6/7,4/2,5/6) de la imagen del sensor Landsat 8.

Empleando la imagen ASTER se obtuvieron los índices minerales propuestos por [Ninomiya \(2003b\)](#) ([Tabla 5](#)) que representan la presencia y abundancia relativa de las especies minerales como la montmorillonita, caolinita y alunita en el índice OHI ([Figura 42](#)), el índice KLI ([Figura 43](#)) que se restringe a la caolinita y el índice ALI que toma en cuenta al mineral alunita ([Figura 44](#)).

Los minerales de alteración con contenido del ion OH en su estructura cristalina como la montmorillonita, caolinita y alunita se caracterizan por un rasgo espectral de absorción en el rango de la banda 6 de ASTER (2185-2225 nm), y una alta reflectancia en la banda 4 (1600-1700 nm) y banda 7 (2235-2285 nm), con una relativa baja reflectancia en la banda 6. La caolinita muestra un rasgo de absorción en la banda 5 (2145-2185 nm) y la alunita en la banda 8 (2295-2365 nm), mientras que para la calcita hay una fuerte absorción en la banda 8 y una débil en la banda 5. Con estas características espectrales de los minerales mencionados es que se expresan los índices minerales.

En el índice de minerales de alteración con contenido de OH (OHI) se obtuvo una respuesta ligeramente más amplia con respecto al resultado del índice de caolinita (KLI), al considerar otras especies de filosilicatos que tienen la propiedad de absorción en el rango de la banda 6 como lo hace la montmorillonita. El resultado del índice de caolinita (KLI) es interesante dada la intensidad de la abundancia relativa bien marcada en el centro de la imagen y en la particular área de alteración localizada al NE de la imagen, corroborando que los resultados obtenidos en la combinación de bandas y composiciones de color con cocientes de bandas coinciden con las áreas coloreadas que significa presencia de alteración argílica y filica. Por su parte el índice de alunita (ALI) despliega un resultado más disperso, pero coincidente con la geometría resultante de los otros dos índices, y que además concuerda con las superficies coloreadas en azul cian en la composición de color RGB con los cocientes (4/2, 6/7, 6/5) de la imagen Landsat 8 ([Figura 40b](#)), la cual indica presencia de sulfatos.

De igual manera se realizó el cálculo de los cocientes de las bandas 2 y 1 de la imagen ASTER ([Figura 45a](#)) y 4 y 2 de la imagen Landsat 8 ([Figura 45b](#)), al ser en estos rangos del espectro electromagnético donde sucede la absorción por transferencia de cargas relacionada a los

oxi-hidróxidos de hierro, obteniendo en valores altos de estos cocientes el realce de presencia de hematita y goethita (Ducart et al., 2016).

Los resultados de estos cocientes son muy útiles para diferenciar la presencia de óxidos como la hematita y jarosita, al considerar clave la presencia de esta última al formar parte de la alteración tipo oxidación relacionada a depósitos de tipo pórfido (Habibnia et al., 2019).

5.3.4. Mapeo por ángulo espectral (SAM)

El principal objetivo del mapeo por ángulo espectral (*Spectral Angle Mapping*) es el de identificar pixeles con información de especies minerales específicas de un amplio número de minerales que componen la matriz de pixeles de una imagen y que idealmente permite obtener un mapa de composición mineral de una superficie (Pour y Hashim, 2012). Esta clasificación se basa en la comparación de la información espectral de la imagen con la de un mineral de referencia considerando a estas dos variables como vectores en un espacio n-dimensional formando entre ellos un ángulo espectral, el cual, entre más pequeño sea, la semejanza a la referencia en cuestión será mayor (DiTomasso, 2005; Kruse et al., 1993).

Mediante el método de mapeo por ángulo espectral (SAM) se obtuvo una clasificación de pixeles de las imágenes ASTER y L8, en donde estos pixeles representan la concordancia de la información espectral contenida en valores de reflectancia en las imágenes con respecto a las firmas espectrales obtenidas por el equipo de espectrometría portátil de muestras colectadas en campo (Figura 46b). Las firmas espectrales que fueron traducidas a la resolución de cada imagen (Figura 46c y d) fueron seleccionadas de acuerdo con el criterio geológico de los minerales que conforman las suites de alteración hidrotermal argílica y fílica, considerando las mejores firmas, es decir, aquellas que presentaran claramente los rasgos espectrales característicos de cada especie mineral con el menor porcentaje de ruido y la menor mezcla con otras especies minerales, esto con el fin de obtener un mapeo más acertado en la identificación de cada fase mineral en la imagen. Las especies minerales seleccionadas para la clasificación fueron caolinita y alunita para representar el ensamble de alteración argílica, y la illita para el ensamble de alteración fílica. Los ángulos máximos aplicados para la imagen ASTER y Landsat 8 se enlistan en la tabla 8, seleccionados de

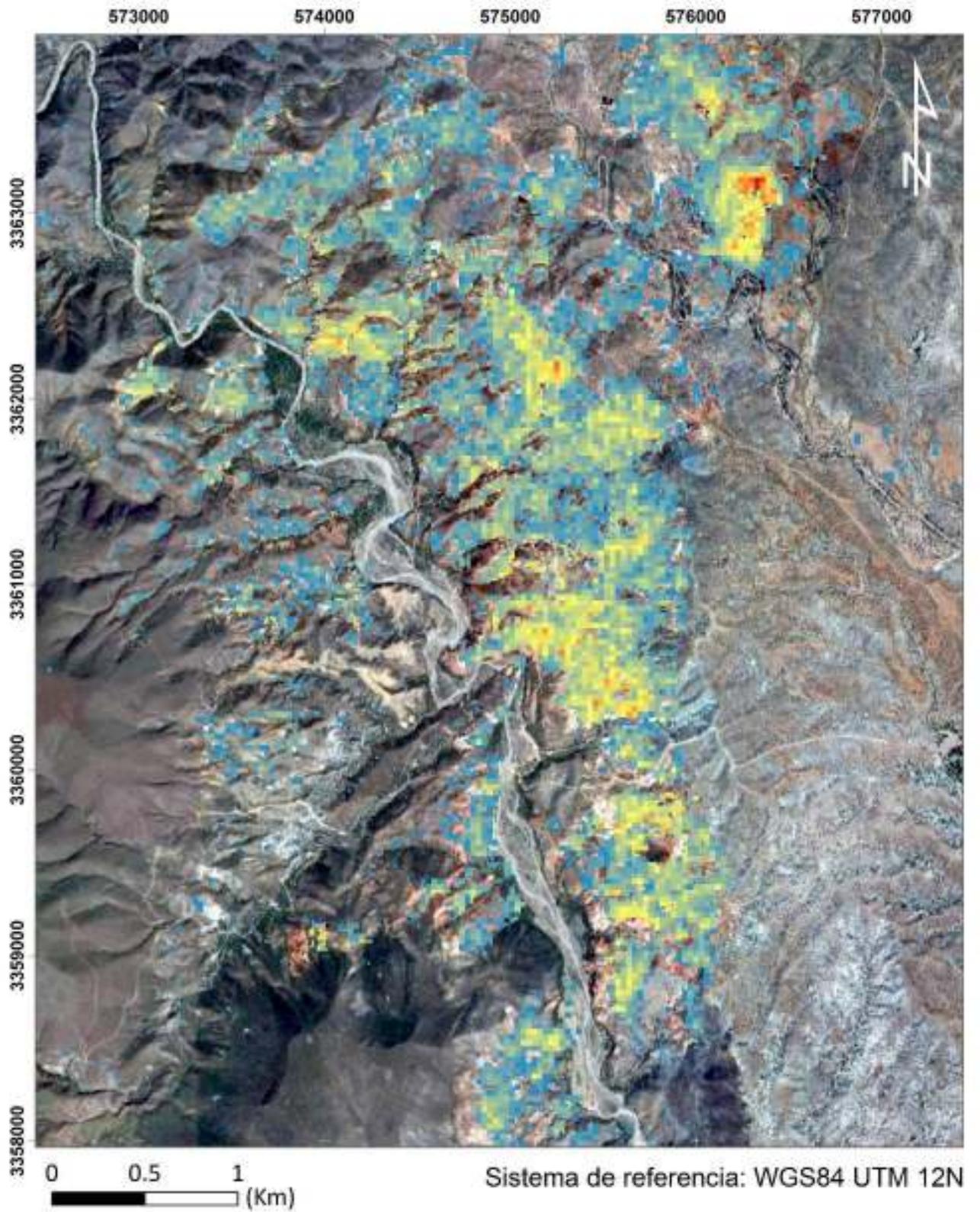


Figura 42. Índice de presencia de minerales con el ion OH en su estructura cristalina (OHI) elaborado con la imagen del sensor ASTER, desplegado sobre la imagen en color natural de Google Earth.

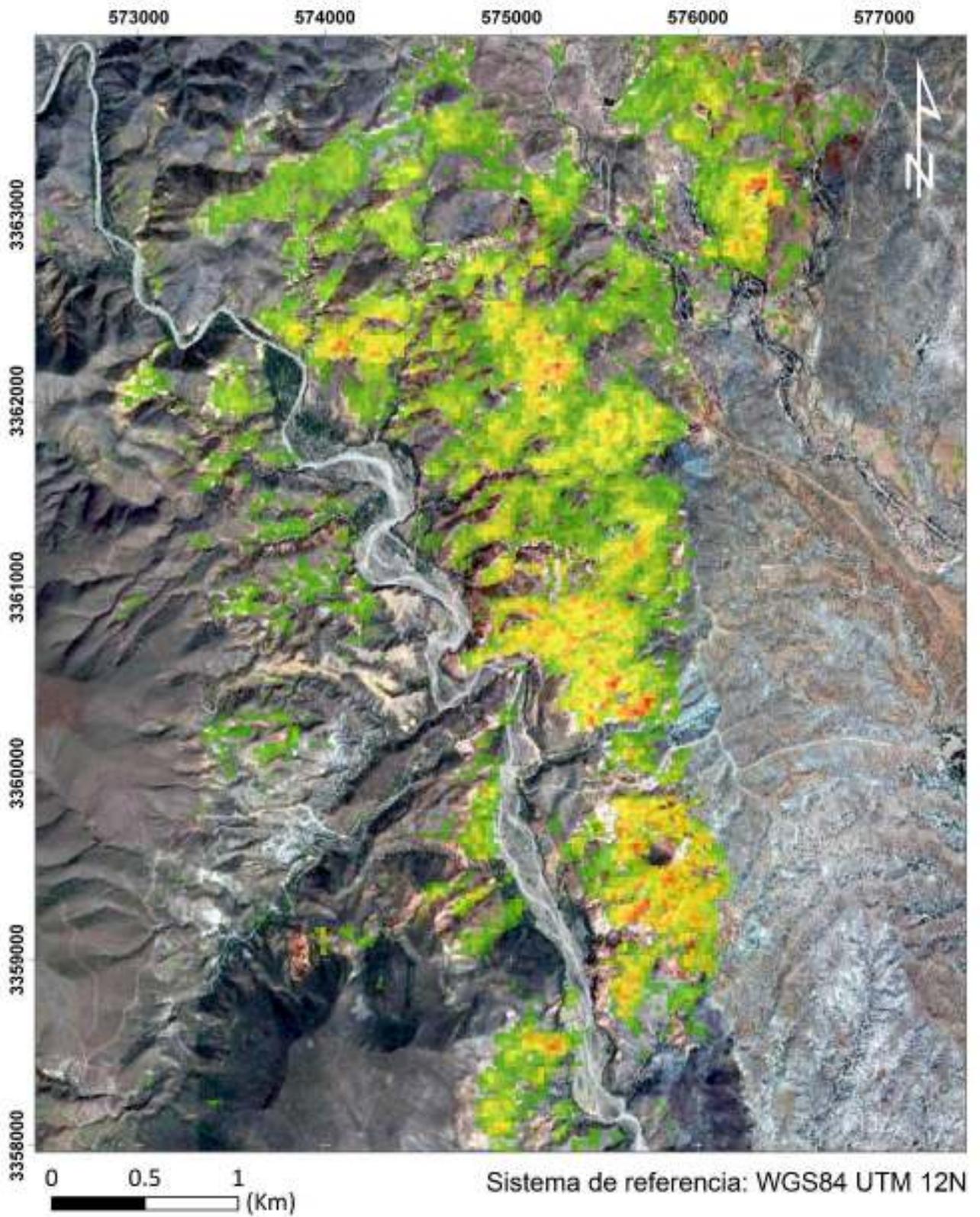


Figura 43. Índice de presencia de caolinita (KLI) elaborado con la imagen del sensor ASTER, desplegado sobre la imagen en color natural de Google Earth.



Figura 44. Índice de presencia de alunita (ALI) elaborado con la imagen de sensor ASTER, desplegado sobre la imagen en color natural de Google Earth.

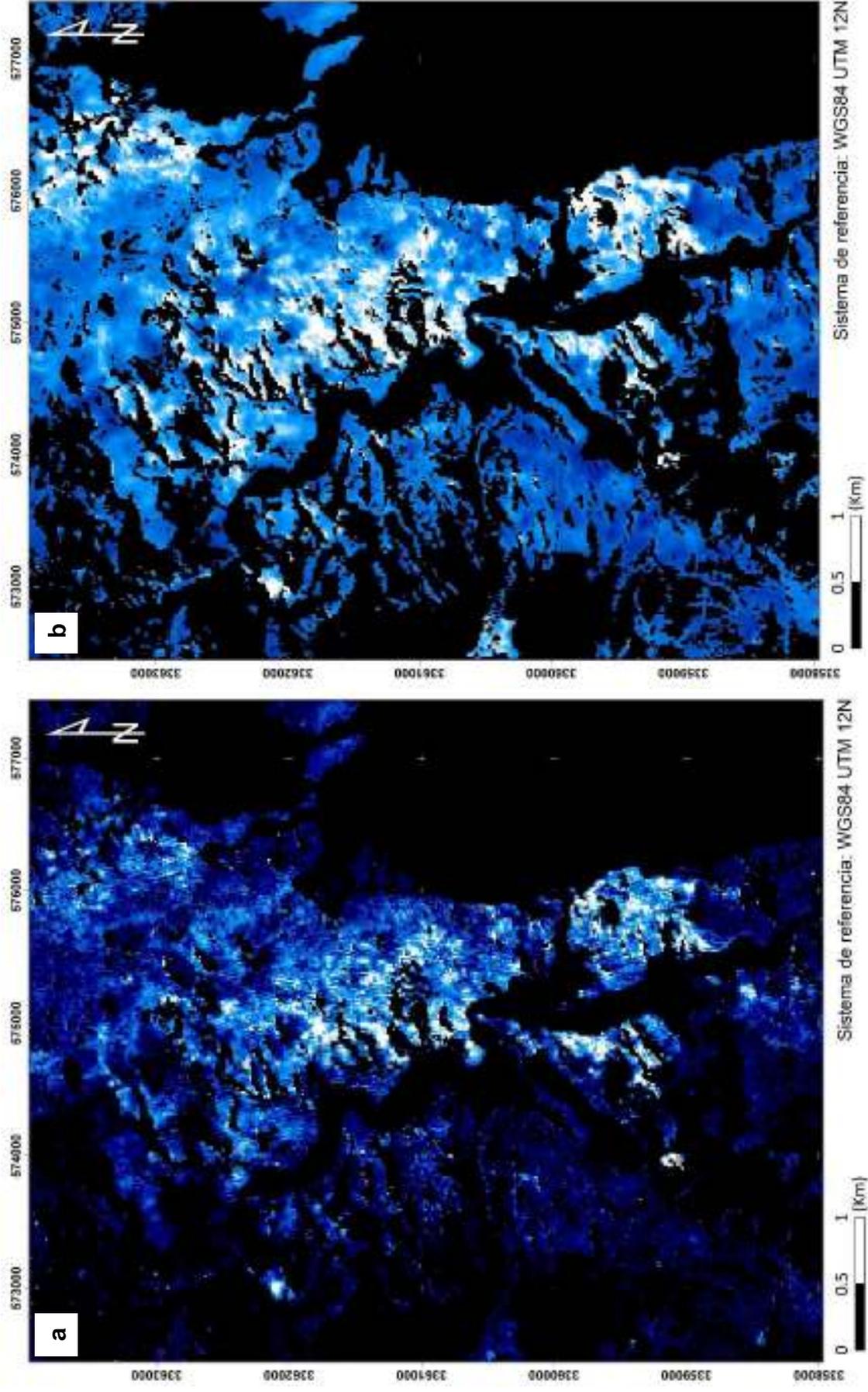


Figura 45. Índice de presencia de óxidos de hierro elaborado con a) imagen ASTER con el cociente de las bandas 2/1 y b) con imagen Landsat 8 con el cociente de las bandas 4/2.

acuerdo con la determinación visual durante el proceso considerando que entre más pequeño es el valor del ángulo será mejor representada la igualación.

Tabla 8. Valores de ángulos máximos empleados en la clasificación por mapeo de ángulo espectral.

Mineral de referencia (End member)	Ángulos máximos (radianes)	
	ASTER	Landsat 8
Alunita	0.10	0.12
Caolinita	0.10	0.12
Illita	0.12	0.15

Al obtener los resultados por el mapeo de clasificación SAM, se observa una baja coherencia con respecto a las interpretaciones realizadas de los resultados de cocientes de bandas e índices de ambas imágenes satelitales e inclusive con las observaciones de campo y los resultados de las técnicas analíticas. Aunque algunos pixeles resultados de la clasificación por mapeo espectral de la imagen ASTER (Figura 47) con la firma espectral de la caolinita coinciden con lo obtenido del índice de caolinita (KLI) en algunas áreas, la mayoría de los pixeles resultantes no se perciben como de potencial interés de alteración hidrotermal, sino como derivados de procesos de erosión y transporte al ubicarse hacia las laderas de zonas de mayor altitud.

Caso semejante sucede con los resultados de illita, ya que varios de los pixeles clasificados se ubican hacia el flanco suroeste de la imagen en donde no se tiene presencia de alteración fílica y que pudiera estar confundiendo con depósitos de carácter volcánico. Es posible que algunos de los pixeles clasificados como illita si tengan relación con la alteración hidrotermal de interés, especialmente en aquellos ubicados en la parte centro-sur de la imagen.

A su vez los resultados de la clasificación por alunita brinda muy pocos pixeles con esta categorización, marcando una baja correspondencia con el resultado de índice de alunita (ALI).

Con lo anterior no resulta de interés considerar esta información en la interpretación de distribución de alteración hidrotermal. Esta falta de correspondencia con los resultados obtenidos con los procesos anteriores versa en la incorporación de firmas espectrales obtenidas por un medio externo y que se compone de características espectrales distintas y

que no logran coincidir de manera satisfactoria con la resolución espectral de las imágenes induciendo a un margen de error en la clasificación, aunado a la incapacidad de la técnica de clasificación SAM de diferenciar las finas discrepancias entre fases minerales como las del grupo de las arcillas.

Haciendo la comparación entre los resultados de una misma firma espectral empleada en ambas imágenes, es evidente la baja capacidad de obtener una clasificación empleando la imagen Landsat 8, lo cual denota la baja resolución espectral con la que cuenta este tipo de imagen y que dificulta la coincidencia con la firma espectral obtenida con equipo portátil (Figura 48).

A pesar de no resultar satisfactorio el resultado obtenido por SAM en este trabajo, se cuenta con la evidencia de casos de estudio con resultados muy favorables en la identificación de halos de alteración en zonas aledañas a áreas con desarrollo de mineralización de cobre ya conocida, como en la identificación de nuevos prospectos en Irán (Pour et al., 2011; Honarmand et al., 2012; Khaleghi et al., 2014). Una de las ventajas más evidentes en estos trabajos es la casi nula presencia de vegetación y humedad dadas las condiciones climáticas semi áridas a áridas del lugar, sumado a la elevada altitud en la que se encuentran las zonas de estudio. Bajo estas condiciones, la factibilidad en el procesamiento digital de las imágenes satelitales es considerablemente mayor, además de considerar que el mapeo por ángulo espectral brinda mejores resultados si se realiza a una escala regional.

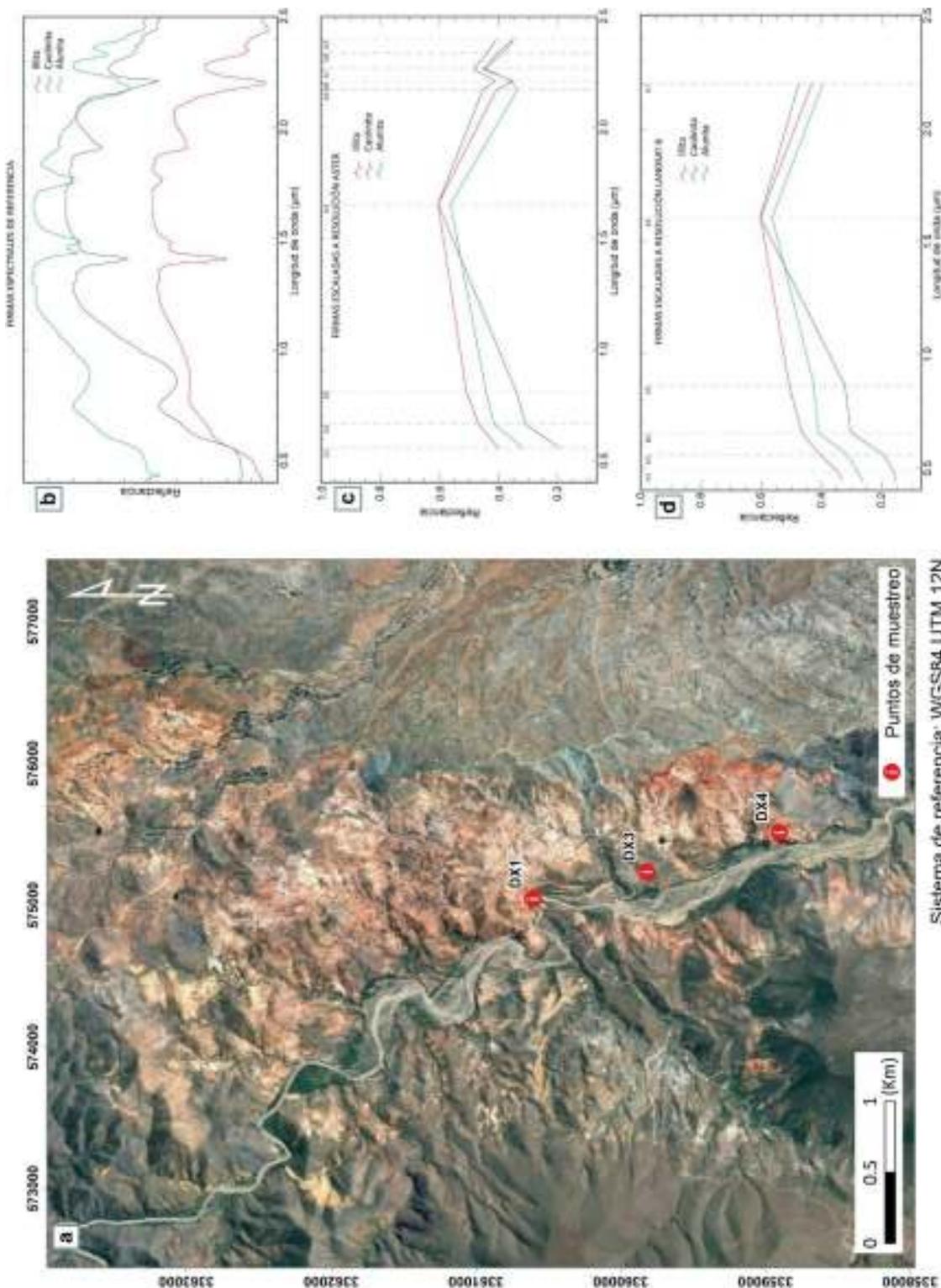


Figura 46. a) Ubicación de la colecta de las muestras correspondientes a las b) firmas espectrales obtenidas por el equipo de espectrometría portátil Spectral Evolution Ore Xpress™ SM 350; c) mismas firmas espectrales adecuadas a la resolución espectral de la imagen ASTER y d) a la resolución espectral de Landsat 8.

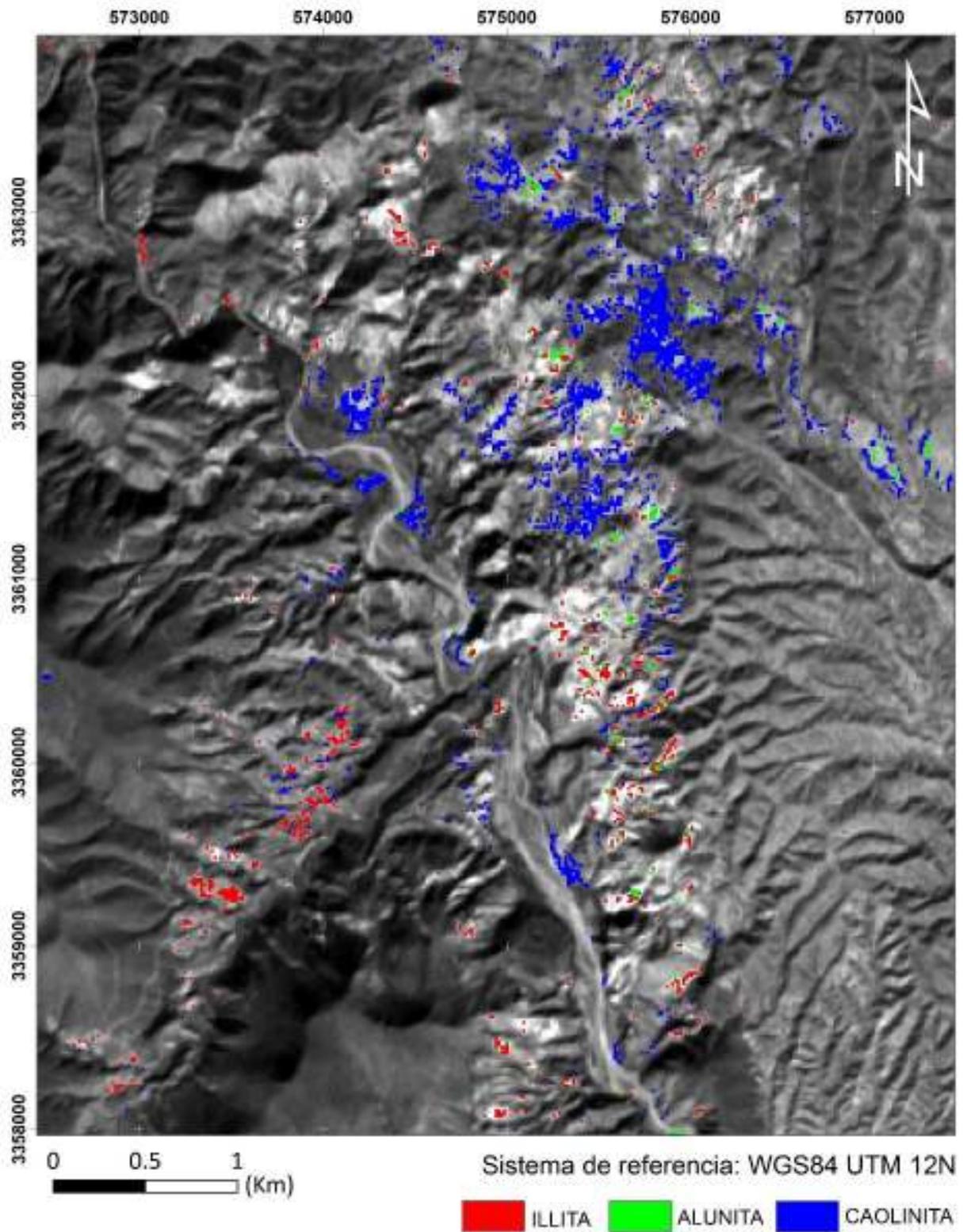


Figura 47. Mapeo espectral por SAM con la imagen ASTER.

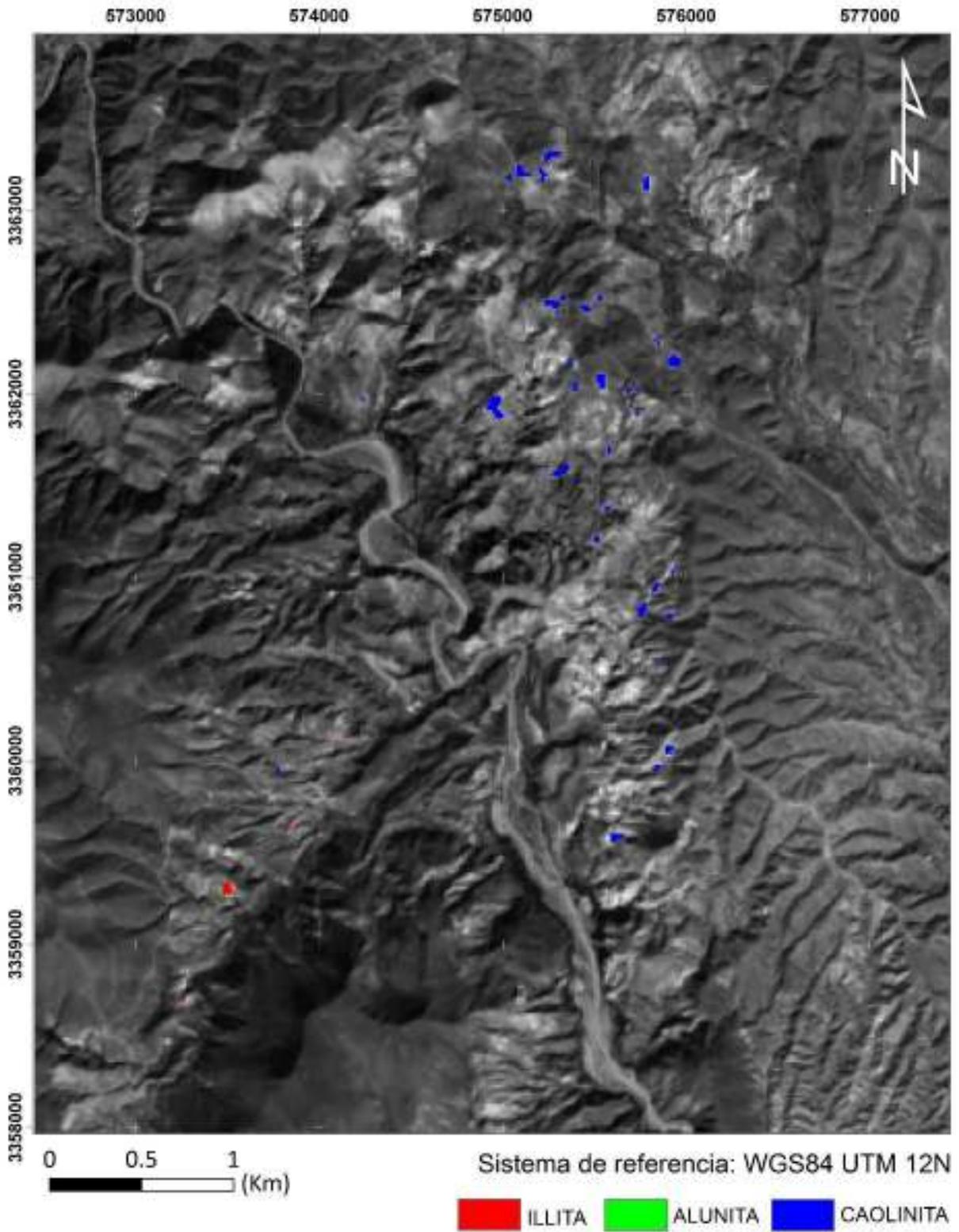


Figura 48. Mapeo espectral por SAM con la imagen Landsat 8.

6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

6.1. Propuesta de un modelo de alteración en el área San Felipe y su relación con un posible sistema tipo pórfido

La intensa alteración de la litología del área San Felipe se asocia a procesos de reacciones químicas de hidrólisis en donde se da la transformación de fases minerales constituyentes de la roca ante la presencia de fluidos hidrotermales a determinada temperatura y acidez, resultando en consecuencia ensambles minerales de alteración en donde las fases formadas contemporáneamente reflejan su estabilidad de formación y brindan información relevante de las condiciones físico químicas que les dio origen. Dado que los ensambles mineralógicos no se mantienen exentos durante los procesos posteriores a su formación, puede encontrarse la presencia de fases minerales secundarias (supergénicas) conviviendo al mismo tiempo, lo cual se conceptualiza como una asociación de minerales que en conjunto pueden brindar información de los diferentes eventos a los que fue sometida una determinada litología (Seedorff et al., 2005). El mapeo a semidetalle, la espectrometría de infrarrojo de onda corta y la teledetección satelital permitieron obtener un zoneamiento superficial de las asociaciones minerales presentes en el área de estudio, interpretando su analogía con las alteraciones minerales relacionadas al desarrollo de un sistema de pórfido de cobre.

Por medio del mapeo a semidetalle se identificó la presencia de la asociación cuarzo-sericita relacionada a la alteración fílica (sericítica) al ser estos los minerales guía de esta alteración (Lowell & Guilbert, 1970 citado en Sillitoe, 2010). La presencia de estas fases minerales da la pauta de encontrarse en un ambiente de alteración mineral asociado a un plutón fértil, al conformar la alteración fílica como fase dominante. Esta alteración puede sobre imponerse a otras alteraciones, como la potásica y/o formar una superficie circundante de amplia extensión. El termino sericita se emplea para las micas de grano muy fino, generalmente la muscovita, pero puede incluir a la paragonita e illita. Se forma en condiciones de pH de 4-6 y coexiste con el grupo de la caolinita a pH 4-5. La cristalinidad de la sericita aumenta conforme lo hace la temperatura, encontrándola por encima de los 200 a 250°C. La illita se forma en presencia de fluidos pobres en ácido y ricos en CO₂ a temperaturas dentro de los

200-250°C, por encima de esta temperatura se formará la muscovita. Entre temperaturas de 100-200°C se da la interstratificación de illita-esmectita (Thompson et al., 1996).

De acuerdo con las diferencias en proporción entre el cuarzo y sericita vista en muestra de mano y lo observado en petrografía, es que se identificó la presencia de cuarzo secundario relacionado a un evento posterior de adición de sílice al sistema y/o como resultado de las reacciones de hidrólisis que originan sílice como subproducto, el cual se observa en gran parte de las rocas con presencia de minerales de la arcilla, así como con alteración argílica propiamente. Con ayuda de la técnica de espectrometría se corroboró la presencia de illita-sericita, empatando en algunas zonas la distribución espacial de esta asociación con lo determinado en campo, específicamente en afloramientos a los alrededores de la localidad San Felipe, en un afloramiento en el extremo sur y en la región centro-este, siendo esta última más amplia con respecto a lo mapeado en campo, ya que a nivel de mapeo *in situ* se consideró la presencia de argilización y/o presencia de cuarzo más arcilla, mientras que por espectrometría se determinó presencia de illita-sericita relacionada a alteración filica. La espectrometría SWIR permite complementar la interpretación en áreas determinadas como alteración sericítica hacia la porción norte por la asociación mineral (caolinita-illita-esmectita-montmorillonita) relacionada a alteración argílica y/o a la transformación de la sericita a illita por acción supergénica, dada la ausencia de la fase sericita en las muestras analizadas por espectrometría. Sin embargo, en muestras aledañas analizadas por petrografía se encontró manifestaciones de sericita, aunque en bajo porcentaje (5%).

Las manifestaciones de alteración argílica penetrativa y en convivencia con cuarzo se ubican en la parte centro del área, mostrándose como la de mayor extensión. Al proyectar las asociaciones de alteración mineral obtenidas por espectrometría consideradas como de tipo argílica intermedia (caolinita-illita-esmectita-montmorillonita) y con mineralogías mixtas denominada de transición (illita-alunita-caolinita) se da una correspondencia con lo plasmado en el mapa de alteraciones con información de campo, distribuyéndose mayormente en el centro y norte del polígono de anomalía de color con un marcado contacto con la alteración filica. La asociación illita-alunita-caolinita se interpreta como la superficie de transición entre las manifestaciones de alteración con mayor presencia de alunita posiblemente relacionada a

alteración argílica avanzada y aquella con alteración argílica intermedia, e incluso un poco de influencia de alteración fílica dada la presencia de illita, aunque esta asociación mineral igualmente puede originarse por procesos supergénicos logrando coexistir.

La argilización causada por reacciones de hidrolisis en plagioclasas presenta importantes cantidades de caolinita, montmorillonita, illita, dickita, y esmectita formando halos de alteración en las partes superiores de los sistemas de pórfido. La presencia de caolinita/dickita indica su formación en un medio con fluidos a pH de alrededor de 4, en temperaturas relativamente bajas (<150-200°C), la dickita a temperaturas de entre 200 a 300°C, mientras que la esmectita (montmorillonita) se forma en presencia de fluidos neutrales y ácidos a baja temperatura manteniéndose estables aproximadamente a 140°C. La caolinita puede formarse bajo condiciones supergénicas, sin embargo, la dickita se limita a un origen hidrotermal (Thompson et al., 1996), lo cual ayuda a interpretar que la argilización de la zona está relacionada con la interacción de fluidos hidrotermales con la roca encajonante.

Esta afirmación se apoya igualmente tras la identificación de fases minerales posiblemente asociadas a alteración argílica avanzada (pirofilita-alunita-caolinita) (Meyer y Hemley, 1967, citado en Hedenquist et al., 1998). Cabe mencionar que a nivel de muestra de mano no fue posible identificar alunita y mucho menos pirofilita, sin embargo, por medio de la espectrometría si fue reconocida y corroborada mediante difracción de rayos X.

La pirofilita es una fase característica de la alteración argílica avanzada, resultado de la interacción de fluidos a pH ácido (1-3.5) con la roca, formándose a temperaturas de entre 200 a 350°C. Se le pudo hallar en las partes más profundas de un sistema hidrotermal de alta sulfuración y en la parte superior de algunos sistemas de pórfido (Thompson et al., 1996).

El origen de la alunita en un sistema brinda importante información de los eventos de alteración hidrotermal y supergénica a los que ha sido sometido un sitio dados los diferentes mecanismos geológicos que generan esta fase mineral que son: desde un origen hipogénico relacionado a la interacción de fluidos magmáticos con agua subterránea provocando reacciones de hidrolisis dando origen al sulfato de aluminio y otras fases como diásporo, pirofilita, caolinita, dickita y zunyita, típicas de alteración hipogénica a temperaturas entre

200 y 350°C formando el ensamble de alteración argílica avanzada (Meyer y Hemley, 1967, citado en [Arribas, 1995](#)); otro escenario de formación es el provocado por la oxidación atmosférica del ácido sulfhídrico asociado a emanaciones de vapor ligadas a fluidos en ebullición a profundidad (*steam-heated*) en la zona vadosa sobre el nivel freático, formando alunita, caolinita, e illita-esmectita por condensación de estos vapores a temperaturas de 100-160°C por encima de la zona de ebullición; y una tercera por origen supergénico al darse la oxidación de sulfuros durante el intemperismo ([Arribas, 1995](#)). Dado que estas dinámicas de formación de alunita pueden suceder en relativa cercanía, es probable una sobre impresión de fases relacionada a distinto origen.

De acuerdo con las características microcristalinas de la alunita identificada y los minerales a los que se encuentra asociada, su formación se relaciona muy posiblemente a alteración supergénica, de acuerdo con la importante oxidación de sulfuros generadora de mineralogía de hematita-goethita-jarosita y probablemente también como producto de alteración hipogénica, al encontrarla asociada a fases como pirofilita, sericita y alunita sódica (natroalunita) asociada a ambientes de mayor temperatura ([Ruiz-Huamán, 2017](#)).

La asociación pirofilita-alunita-caolinita espacialmente se distribuye en superficies menores comparado con las expuestas anteriormente, y se encuentran relacionadas a las estructuras silicificadas de diques y pequeños domos ubicados dentro del área con mayor manifestación de alteración argílica. Es posible vincular estas estructuras de composición ácida con los conductos alimentadores de fluidos hidrotermales que promovieron la formación de mineralogía referente a alteración argílica avanzada y argílica, que manifiesta el progresivo enfriamiento y neutralización de los fluidos ácidos desde la fuente alimentadora hacia los bordes ([Figura 25](#)) ([Sillitoe, 2000](#)).

Considerando las diferentes asociaciones minerales de alteración hidrotermal identificadas, podrían vincularse presumiblemente a la capa de lixiviación o *lithocap* ([Figura 49](#)), ubicando la zona en la parte superior de un sistema hidrotermal ligado a un plutón fértil ([Hedenquist y Taran, 2013](#)) con posible desarrollo de mineralización de tipo pórfido de cobre aún no exhumado.

El *lithocap* es definido como la superficie horizontal o subhorizontal con presencia de cuarzo residual y alteración argílica avanzada (Sillitoe, 1995 citado en [Hedenquist y Taran, 2013](#)) producidos por la interacción de volátiles ácidos de origen magmático con amplios sistemas de agua subterránea, causando una lixiviación ácida intensa. Estos paquetes de roca alterada se relacionan a cuerpos intrusivos a profundidad que posiblemente presenten el desarrollo de mineralización de tipo pórfido cuprífero ([Sillitoe, 2010](#)). Generalmente estas superficies cubren una amplia extensión mayor a los 20 km² (Sillitoe, 1995, citado en [Hedenquist y Taran, 2013](#)), y en profundidad pueden alcanzar desde unos cientos de metros hasta más de 1 km ([Arribas, 1995](#)).

El desarrollo de esta potente capa de lixiviación no siempre sucede directamente encima de la fuente generadora de fluidos ácidos, puede encontrarse desplazada algunos cientos de metros o hasta por encima de unos cuantos kilómetros, lo cual resulta importante de valorar durante la exploración de yacimientos de tipo pórfido como epitermal ([Hedenquist y Taran, 2013](#)).

La importante oxidación presente en prácticamente toda la superficie de anomalía de color del área de estudio, con abundante presencia de hematita, goethita, jarosita y óxidos de manganeso, podrían vincularse a la zona de oxidación supergénica (*gossan*). Estas fases minerales se asocian a diferentes etapas de oxidación de sulfuros de hierro principalmente de pirita, al encontrar manifestaciones de lixiviación de este sulfuro a manera de *boxworks*. Pese a que en el mapeo no se representa la oxidación como un polígono en específico sino como una línea que bordea el límite externo del área que alberga la alteración mineral, por medio de la espectrometría de infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta se obtuvo la asociación caolinita-hematita-macaulayita (Kln-Hem-Mca), formando con ella polígonos con mayor presencia de óxidos de hierro con respecto a la alteración argílica, que de igual manera se encuentra ampliamente distribuida, aunque cabe mencionar que todas las muestras de esquirla de roca analizadas por espectrometría reflejaron contenido de hematita y/o goethita identificable en el rango del visible e infrarrojo cercano.

hidrotermal. Tomando en cuenta estas consideraciones y la distribución de la anomalía de color hacia el flanco este del arroyo Agua Caliente, se infiere la existencia de una estructura de falla normal de componente SE-NW a lo largo de la traza del arroyo, exponiendo en el bloque levantado (flanco este), los niveles de roca más profunda y con evidencia de diferentes halos de alteración, mientras que en el bloque caído (flanco oeste) estas evidencias son mucho menores, además de encontrarse paquetes de roca volcánica pertenecientes a la Formación Báucarit cubriendo gran parte de la litología hospedante de la alteración.

Además de las alteraciones minerales antes descritas, se identificaron manifestaciones menores de alteración subpropilítica al borde centro-este de la zona de coloración, sin embargo, no se representan en el mapa de alteración dada la dimensión de los afloramientos encontrados con respecto a la escala de trabajo.

Es relevante mencionar la importante presencia de turmalina en la mayoría de las muestras analizadas por petrografía, principalmente en las colectadas en la parte central del área en donde se observó la alteración sericítica más intensa. La turmalina se manifiesta en masas microcristalinas, dando a la roca un ligero tono verdoso, y en forma de agregados fibroradiales, y como vetillas en diques silicificados localizados al borde NE de la zona de alteración principal.

Otra manifestación de turmalina se dio hacia la porción centro-este del área y por fuera del límite de la anomalía de color ([Figura 14](#)) en donde se encontró una amplia superficie con fragmentos de brecha hidrotermal con matriz de turmalina, aunque no se ubicó propiamente el afloramiento de esta litología se considera que no se encuentra muy alejado tomando en cuenta la posición topográfica elevada en donde se encontraron los fragmentos.

La importancia de la presencia de turmalina en un sistema de alteración hidrotermal es al encontrarla formando parte de la alteración turmalina-mica blanca-pirita, ya que esta puede estar sobreimpuesta a la alteración potásica en un sistema de pórfido cuprífero (Baker et al., 2016 citado en [Bozkaya et al., 2020](#)).

La variabilidad química y mineralógica que puede presentar la turmalina en un sistema magmático o hidrotermal puede ser muy significativo, pues su composición refleja la inestabilidad de las condiciones de mineralización, ya que podría conocerse con estos datos si la constitución de la turmalina es en origen de un sistema magmático-hidrotermal primario o por fluidos externos (Pirajno y Smithies, 1992; Mlynarczyk y Williams-Jones, 2006; Dini et al., 2008; Xavier et al., 2008; Palmer y Slack, 1989; Peng y Palmer, 1989, citados en [Boskaya et al., 2020](#)). Al no contar con mayor análisis sobre el origen de la turmalina encontrada, se considera que el enriquecimiento de boro es posiblemente de origen magmático.

Por medio del procesamiento de imágenes de satélite ASTER y Landsat 8 fue posible identificar las manifestaciones superficiales de alteración mineral relacionada a eventos de alteración supergénica como hidrotermal, permitiendo obtener información de aquellas zonas en las que no fue posible llevar a cabo un mapeo *in situ*.

Inicialmente por teledetección fue posible delinear el borde externo de la alteración mineral (anomalía de color), considerando la respuesta espectral de los minerales de alteración en el rango de infrarrojo de onda corta, discriminando aquellas áreas con cubrimiento de material reciente producto de la erosión, por litologías sin manifestaciones de alteración hidrotermal, así como por áreas con cobertura vegetal y cuerpos de agua. Como resultado de esta discriminación de superficies se obtuvo una disminución de la superficie de análisis en hasta un 60%.

Mediante las diferentes técnicas de procesamiento de imágenes empleadas en este trabajo fue posible identificar superficies con presencia de óxidos y sulfatos de hierro (hematita-goethita-jarosita) además de revelar las áreas con mayor proporción de estos minerales con respecto a los filosilicatos que en gran medida se encuentran conviviendo en el área.

De igual forma se delinearón áreas con manifestación de filosilicatos relacionados a alteración argílica (caolinita, pirofilita, dickita) como los afines a alteración filica (illita-sericita) y sulfatos (alunita). Con esta identificación y la obtenida en el mapeo se conformó el mapa de alteraciones minerales por identificación de campo y por teledetección mediante

imagen ASTER y Landsat 8 (Figura 50) en donde se identifica la superficie con bajo interés exploratorio a pesar de encontrarse dentro del área considerada como de alteración, lo cual refleja la importancia de contar con información de este tipo con el fin de dirigir los trabajos de validación de campo a superficies con mayor potencial y sobre todo con menor dimensión, logrando una optimización de los recursos dirigidos a esta etapa de campo.

A pesar de las grandes ventajas que lo anterior pudiera representar la teledetección a partir de las imágenes satelitales aquí empleadas mantienen una limitante en la resolución espectral, lo cual no permite definir especies minerales individuales, sin embargo, si ayuda en destacar algunas asociaciones minerales afines a una alteración mineral, de ahí que en el mapa se representan las áreas identificadas con una respuesta espectral para los óxidos (hematita) con polígonos en línea roja, dichas superficies con una mayor proporción de óxidos no representa propiamente interés, pero es de utilidad al confirmar los bordes externos del área de alteración principal, especialmente hacia el sur y noreste del área.

Dos de los polígonos más importantes resultado del procesamiento de imágenes satelitales es el de Arcillas (A)- Sulfatos (S) en línea verde, que engloba la respuesta positiva de la existencia de sulfatos (alunita) y filosilicatos que componen alteración argílica avanzada (caolinita-pirofilita-dickita), argílica (caolinita-illita-esmectita-montmorillonita) y filica (illita-sericita); y el de A (arcillas)-S (sulfatos)-Hem (hematita) (en amarillo) que muestra la respuesta de las mismas especies minerales más las manifestadas por los óxidos.

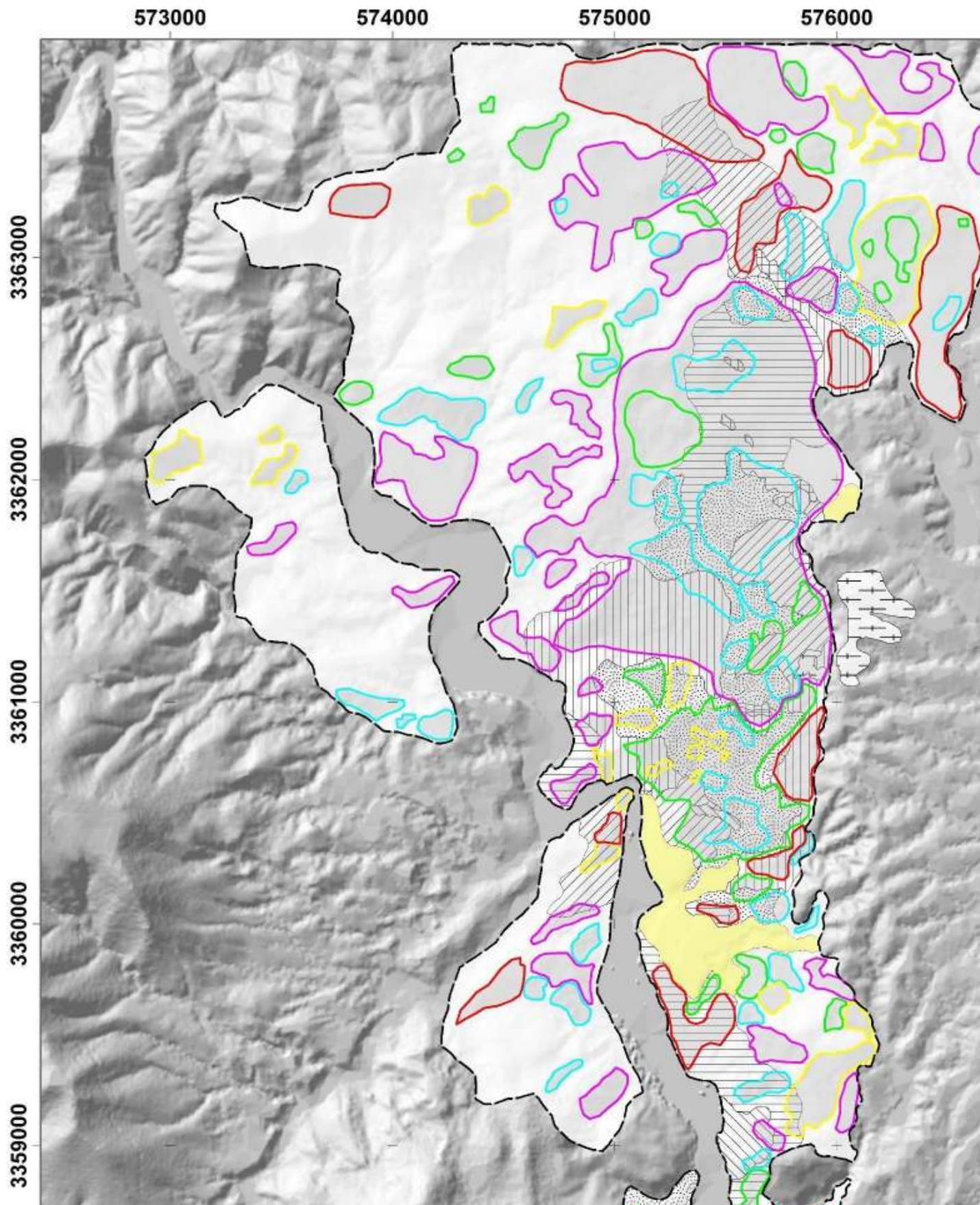
Múltiples polígonos en azul representan la convivencia de filosilicatos y alunita con la serie (hematita-jarosita-goethita), mientras que las superficies delimitadas en línea magenta manifiestan la presencia de filosilicatos y alunita con hematita como óxido mayoritario, siendo esta última categoría la que forma las superficies más extendidas especialmente en el centro del área, con manifestaciones de zoneamientos al interior que dejan notar la variabilidad en proporción de las asociaciones minerales encontrando una distribución de filosilicatos y alunita en zonas de menor altitud rodeados por superficies con mayor contenido de óxidos y jarosita (Figura 51) lo cual permite nutrir la premisa de la influencia de la deformación tectónica a la que ha sido sometida la zona permitiendo el afloramiento de halos

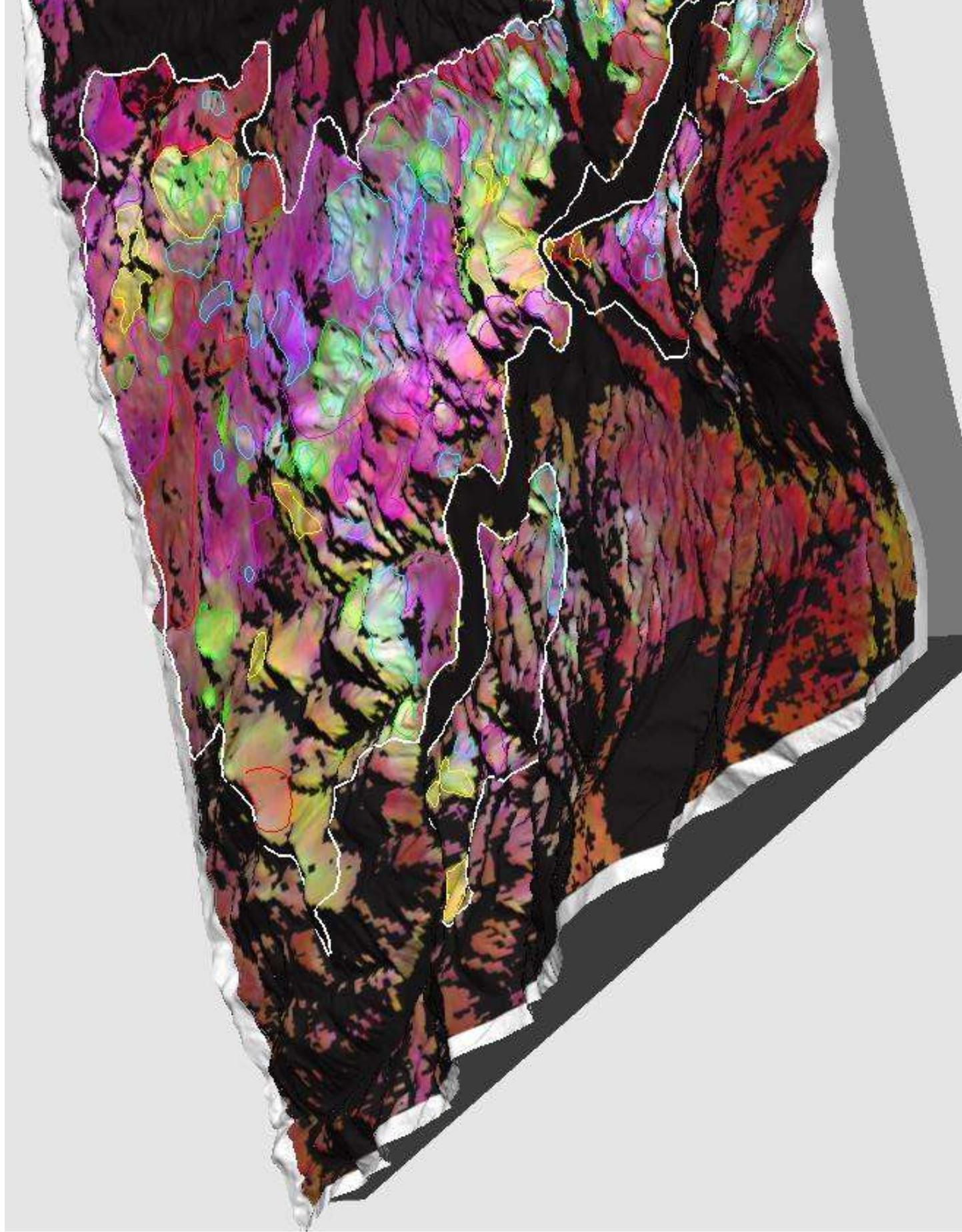
de alteracion mineral hidrotermal correspondientes a diferentes niveles de profundidad de acuerdo con el modelo de yacimiento de tipo pórfido ([Hedenquist y Taran, 2013](#)).

Con respecto a los datos geoquímicos obtenidos mediante FRX se determinó los fondos geoquímicos de los elementos Cu, Zn, Pb, As y Sb al ser útiles como elementos guía de mineralización de tipo pórfido cuprífero, encontrando en el mapa de interpolación generado para cada elemento ([Figura 31](#)) una marcada distribución casi opuesta, observando los valores máximos del Cu hacia la porción centro-oeste, mientras que los máximos de Zn, As y Sb se concentran hacia la fracción noreste, mientras que el Pb muestra los valores más altos hacia el flanco centro-este.

Considerando la movilidad de los elementos en una mineralización hipógena, el cobre se comporta con una movilidad restringida manteniéndose a las cercanías del cuerpo intrusivo mineralizador, mientras que el zinc y plomo serán más móviles, encontrándose concentrados a la periferia de la fuente alimentadora (Jones, 1992 citado en [Cáceres-Vegas, 2008](#)). Bajo estas consideraciones podría interpretarse que la zona en donde se concentra los valores más altos de cobre se encontraría más cercana a la fuente alimentadora, y la distribución del Zn, Pb, As y Sb resaltarían la periferia del sistema plutónico, destacando así dos objetivos susceptibles de un análisis geoquímico a detalle con una población de muestras más amplia.

MAPA DE ALTERACIONES MINERALES POR IDENTIFICACIÓN INSITU Y TEL





6.2. Conclusiones

La litología dominante y hospedante de la alteración hidrotermal es la correspondiente a la Formación Tarahumara de edad Cretácica tardía (Maestrichtiano) de la cual se obtuvo una diferenciación de facies obteniendo cuatro unidades andesíticas con distintas características texturales: andesita porfídica, traquiandesita, toba andesítica y toba lítica, encontrando una relación de la presencia de alteración fílica (cuarzo-sericita) en los paquetes de roca andesita porfídica y una penetrativa argilización en la litología determinada como traquiandesita.

Las estructuras de falla normal reportadas en la carta geológica minera del Servicio Geológico Mexicano que informan el contacto entre las litologías volcanosedimentarias del Cretácico tardío (Fm. Tarahumara) con las del Mioceno (Fm. Báucarit) no fueron encontradas en campo, lo cual en este trabajo se describe como un contacto discordante transicional reportando un paquete litológico de conglomerado transicional entre estas dos litologías. Esta característica es importante porque permite intuir la continuidad de la alteración hacia el flanco este a una relativa baja profundidad, subyaciendo al conglomerado polimíctico y material no consolidado reciente.

La zona de estudio fue sometida a deformación tectónica desde los reportados como la fase compresiva mesocretácica con componente NE, seguido de una segunda fase compresiva denominada como la Orogenia Laramide (Rangin, 1977; Anderson y Silver, 1974 citados en [Calmus et al., 2011](#)) y un tercer evento tectónico distensivo ([Calmus et al., 2011](#)) causando la reactivación de fallas previas y generando otras nuevas en dos fases principales, la primera formando fallas de componente lateral y la segunda que permitió el desarrollo de fallas normales, principales estructuras observadas en el área y que permitieron el emplazamiento de diques y vetilleo de arcillas, óxidos y en menor proporción de sulfuros finos. La formación de fallas normales de alto ángulo permite la exposición de niveles profundos de roca con alteración hidrotermal, como la falla inferida normal Agua Caliente de componente SE-NW, que permite exponer los diferentes halos de alteración hidrotermal caracterizados en la zona, al ubicar la mayor superficie de alteración en el bloque levantado asociado a esta estructura,

resaltando la disminución significativa de superficies con alteración hidrotermal hacia el flanco oeste (bloque caído) del arroyo.

Mediante petrografía se corroboró la mineralogía correspondiente a alteración fílica dada la alteración de feldespatos a sericita, la abundante presencia de cuarzo secundario relacionado a silicificación y el desarrollo de una importante oxidación de sulfuros de hierro (pirita) que dieron pie a la formación de fases de hematita, jarosita y goethita. Esta técnica ayudó en la categorización de la litología hospedante de la alteración al identificar las diferentes texturas presentes en las rocas. Igualmente fue útil en la identificación de abundante contenido de turmalina fibroradial en gran parte de las muestras analizadas, especialmente aquellas posicionadas al centro del área de estudio en donde se observó una importante alteración fílica.

Fases minerales del grupo de las arcillas fueron identificadas mediante difracción de rayos X en muestras de vetilla de arcillas y en muestras de esquirla de roca, encontrando fases de minerales de la arcilla de baja (caolinita, montmorillonita, halloysita) y mayor temperatura (pirofilita, illita, dickita), alunita, natroalunita, y cuarzo como fase mayoritaria, interpretando la presencia de estas fases minerales como producto de procesos supergénicos y/o asociada a actividad hidrotermal de mayor temperatura.

Con espectrometría de reflectancia de infrarrojo de onda corta, se identificó mineralogía de alteración, con la cual se conformó asociaciones minerales de alteración hidrotermal relacionadas a halos de alteración argílica intermedia y avanzada, alteración fílica y áreas con características de transición entre estas aureolas de alteración. Conjuntando esta información con la recabada en campo se interpreta que el área de estudio se asocia presumiblemente a la denominada capa de lixiviación o *lithocap*, ubicando a la zona de estudio en la parte superior de un sistema hidrotermal asociado a un cuerpo intrusivo fértil posiblemente vinculado a un sistema de enriquecimiento mineral de tipo pórfido cuprífero.

Lo anterior alimentado por los resultados de Cu obtenidos mediante fluorescencia de rayos X que reflejan a la porción central del área de estudio como objetivo de análisis por los

valores más elevados de este elemento y que obedeciendo al principio de baja movilidad del cobre, esta zona se encontraría cercana al posible cuerpo intrusivo mineralizador.

Con el uso de las técnicas de teledetección mediante imágenes satelitales de acceso público es posible optimizar significativamente el tiempo y los recursos económicos en un proyecto de prospección minera, al permitir conocer las áreas de alteración hidrotermal de aquellas cuyo origen no signifiquen un interés prospectivo, reduciendo así la superficie de estudio y programando más eficientemente las campañas de trabajo de campo.

A pesar de las ventajas que representa el uso de imágenes satelitales en la prospección minera, es imprescindible conocer las características que deben cumplir las imágenes que se van a emplear y las limitantes que puedan resultar al utilizarlas en un área de interés, principalmente en términos de escala de trabajo, tomando en consideración su escala espacial y resolución espectral, resultando esta última una gran limitante en proyectos de escala grande. No obstante, un análisis de imágenes satelitales puede representar un panorama general para considerar un reconocimiento más detallado con teledetección por imágenes obtenidas por sensores a bordo de aeronaves o drones, las cuales ostentan una resolución en píxel y bandas espectrales significativamente altas con respecto a las satelitales de libre descarga.

Del análisis de imágenes realizado en este trabajo se obtuvo limitantes considerables en cuestión de resolución espacial que solo permite identificar unidades litológicas de manera muy general, caso semejante en materia de superficies con alteración mineral, que a pesar de resultar muy útiles en la identificación de alteración hidrotermal, la baja resolución espacial, y sobre todo la espectral, no permite definir áreas con precisión, resultando muy general un análisis bajo esta técnica sin ser complementado con imágenes de mayor resolución y el imprescindible reconocimiento de campo.

Cabe resaltar que a pesar de la buena resolución espectral del sensor ASTER en el rango del SWIR, no resulta tan detallada y por tanto no puede asegurarse la presencia de especies minerales individuales y/o la ausencia de otras, siendo posible una interpretación errónea de las manifestaciones minerales, por ello es importante considerar los rangos de cada banda

espectral de la imagen y tener en cuenta que los rasgos espectrales característicos de los minerales (en especial de las arcillas) suceden en rangos muy pequeños e incluso pueden sobreponerse, ya que las especies minerales generalmente no suceden de forma aislada sino formando conjuntos de minerales entremezclados (e incluso interestratificados), que sumado a una restrictiva resolución espacial de 30 metros como lo es para las bandas SWIR de ASTER y Landsat 8, naturalmente representan una difícil diferenciación.

Sin lugar a duda las tecnologías y nuevas técnicas que se van desarrollando a la par brindan un aporte de datos que complementa y muy frecuentemente afirma la información que el geólogo obtiene tras sus observaciones e interpretaciones *in situ*, lo cual asume que el trabajo de campo es imprescindible y que entre más variada sea la fuente de datos, más nutrida y sustentada será la interpretación geológica, brindando más certeza en el descubrimiento de posibles depósitos minerales.

6.3. Recomendaciones

Se recomienda realizar una campaña de muestreo sistemático considerando las áreas de mayor interés obtenidas en este trabajo, con la finalidad de realizar un análisis mineralógico y geoquímico más detallado y con ello dar un mayor sustento en que el área corresponde a la zona de lixiviación con un posible desarrollo de la zona de enriquecimiento supergénico de minerales de cobre a profundidad. Esta teoría puede ser evaluada mediante trabajos de perforación a profundidades por encima de los 700 metros, ya que a esta distancia es posible encontrar esta zona de enriquecimiento, tomando en cuenta el modelo expuesto por [Noguez-Alcántara](#) y colaboradores (2007) y la potencia que la capa de *lithocap* puede alcanzar, encubriendo mineralización de tipo epitermal o por pórfido cuprífero ([Arribas, 1995](#)).

De igual manera se propone llevar a cabo una campaña de exploración geofísica en la zona cubierta por conglomerado polimíctico y material no consolidado al este del área de estudio, con la finalidad de validar la extensión de la alteración hacia este flanco, al considerar que continúa subyaciendo discordantemente estos paquetes, lo cual reflejaría el importante potencial del cuerpo intrusivo causante de este extenso paquete de alteración hidrotermal.

Valdría la pena dedicar un trabajo enfocado en conocer la naturaleza mineralógica y geoquímica de las manifestaciones de turmalina en el área para poder conseguir más información sobre su origen y/o formación relacionada a eventos mineralizantes y de alteración.

7. REFERENCIAS

- Allmendinger, R. W., Cardozo, N., & Fisher, D. M. (2011). *Structural geology algorithms: Vectors and tensors*. Cambridge University Press.
- Agar, B., & Coulter, D. (2007). Remote sensing for mineral exploration—A decade perspective 1997-2007. In *Proceedings of Exploration* (Vol. 7, pp. 109-136).
- Arias, H. A., Zamora, R. M., & Bolaños, C. V. (2014). Metodología para la corrección atmosférica de imágenes Aster, RapidEye, Spot 2 y Landsat 8 con el módulo FLAASH del software ENVI. *Revista Geográfica de América Central*, 2(53), 39-59.
- Arribas Jr, A. (1995). Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. *Mineralogical Association of Canada Short Course*, 23, 419-454.
- Bartolini, C., Morales, M., Damon, P., & Shafiqullah, M. (1991). Geology and geochronology of the Sierra Lista Blanca, central Sonora, México: A progress report: Universidad de Sonora. *Boletín del Departamento de Geología*, 8, 1-5.
- Bozkaya, Ö., Baksheev, I. A., Haniççi, N., Bozkaya, G., Prokofiev, V. Y., Öztaş, Y., & Banks, D. A. (2020). Tourmaline Composition of the Kışladağ Porphyry Au Deposit, Western Turkey: Implication of Epithermal Overprint. *Minerals*, 10(9), 789.
- Cáceres-Vegas, D. H. (2008). *Exploración Geológica y Geoquímica del Prospecto de Cobre Texas, Cordillera de Domeyko, II Región, Chile*. Tesis profesional, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 84p.
- Calmus, T., Granillo, R. V., & Zazueta, R. L. (2011). Evolución geológica de Sonora durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico. *Boletín del Instituto de Geología de la UNAM*, 118, 227-266.
- Calmus, T., Valencia-Moreno, M., Río-Salas, D., Ochoa-Landín, L., & Mendivil-Quijada, H. (2018). A multi-elemental study to establish the natural background and geochemical anomalies in rocks from the Sonora river upper basin, NW Mexico. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 35(2), 158-167.
- Chuvieco, E. (1990). *Fundamentos de teledetección espacial* (Vol. 453). Madrid: Ediciones Rialp. 449 p.
- Comisión Nacional Forestal (CONAFOR). (2010). *Estudio regional forestal de la unidad de manejo forestal (UMAFOR) No. 7. Unidad de Producción Regional del Río Sonora A.C.*
- Consejo de Recursos Minerales (CRM) (1992). *Monografía geológico-minera del estado de Sonora*.
- Consejo de Recursos Minerales (CRM) (2002). *Informe de la Carta Geológico-Minera Arizpe H12-B23 escala 1:50,000*.
- Corbett, G. (2002). Epithermal gold for explorationists. *AIG News*, 67, 1-26.
- Cudahy, T. (2016). Mineral mapping for exploration: An Australian journey of evolving spectral sensing technologies and industry collaboration. *Geosciences*, 6(4), 52. DOI: <https://doi.org/10.3390/geosciences6040052>

- Curran, P.J. (1985). Principles of remote sensing. USA. Longman Scientific & Technical. 281p.
- Di Tommaso, I. M. (2005). Detección de áreas de alteración Hidrotermal a partir de datos ASTER SWIR y TIR en Los Menucos, provincia de Río Negro, Argentina. PROYECTO GEOSAT-AR, 71.
- Di Tommaso, I., & Rubinstein, N. (2007). Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina. *Ore Geology Reviews*, 32(1-2), 275-290.
- Ducart, D. F., Silva, A. M., Toledo, C. L. B., & Assis, L. M. D. (2016). Mapping iron oxides with Landsat-8/OLI and EO-1/Hyperion imagery from the Serra Norte iron deposits in the Carajás Mineral Province, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 46, 331-349.
- Duda, K., Daucsavage, J., Siemonsma, D., Brooks, B., Oleson, R., Meyer, D., & Doescher, C. (2015). Advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (aster) level 1 precision terrain corrected registered at-sensor radiance product (ast_11t). US Geological Survey, USA.
- Einaudi, M. T. (1997). Mapping altered and mineralized rocks; an introduction to the “Anaconda method. Unpublished report. Stanford, CA: Stanford University Department of Geological Environmental Sciences.
- Fischer, W.A. (1975). History of remote sensing: In Reeves, R. G. (ed.) *Manual of remote sensing*. American Society of Photogrammetry, Falls Church, Virginia, 27-50.
- Goetz, A. F., & Rowan, L. C. (1981). Geologic remote sensing. *Science*, 211(4484), 781-791. DOI: 10.1126/science.211.4484.781
- González L. C.M. (1978). Geología del Área de Arizpe, Sonora Centro – Septentrional. Tesis profesional, Departamento de Geología, Universidad de Sonora.
- González-León, C. M., McIntosh, W. C., Lozano-Santacruz, R., Valencia-Moreno, M., Amaya-Martínez, R., & Rodríguez-Castañeda, J. L. (2000). Cretaceous and Tertiary sedimentary, magmatic, and tectonic evolution of north-central Sonora (Arizpe and Bacanuchi Quadrangles), northwest Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 112(4), 600-610. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112%3C600:CATSMA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112%3C600:CATSMA%3E2.0.CO;2)
- González-León, C. M., Valencia, V. A., López-Martínez, M., Bellon, H., Valencia-Moreno, M., & Calmus, T. (2010). Arizpe sub-basin: A sedimentary and volcanic record of Basin and Range extension in north-central Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(2), 292-312.
- González-León, C. M., Solari, L., Solé, J., Ducea, M. N., Lawton, T. F., Bernal, J. P., & Santacruz, R. L. (2011). Stratigraphy, geochronology, and geochemistry of the Laramide magmatic arc in north-central Sonora, Mexico. *Geosphere*, 7(6), 1392-1418. DOI: <https://doi.org/10.1130/GES00679.1>
- Habibnia, A., Rahimipour, G. R., & Ranjbar, H. (2019). Anomaly delineation of porphyry copper deposits of Hanza Region through geochemical data analyses and multispectral remote sensing. *Journal of Mining and Environment*, 10(3), 747-762.
- Hauff, P. (2008). An overview of VIS-NIR-SWIR field spectroscopy as applied to precious metals exploration. *Spectral International Inc*, 80001, 303-403.

- Hedenquist, J. W., Arribas, A., & Reynolds, T. J. (1998). Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system; Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93(4), 373-404.
- Hedenquist, J. W., & Taran, Y. A. (2013). Modeling the formation of advanced argillic lithocaps: Volcanic vapor condensation above porphyry intrusions. *Economic Geology*, 108(7), 1523-1540.
- Honarmand, M., Ranjbar, H., & Shahabpour, J. (2012). Application of principal component analysis and spectral angle mapper in the mapping of hydrothermal alteration in the Jebal-Barez Area, Southeastern Iran. *Resource Geology*, 62(2), 119-139.
- Hunt, G. R., & Ashley, R. P. (1979). Spectra of altered rocks in the visible and near infrared. *Economic Geology*, 74(7), 1613-1629.
- Imbroane, M. A., Melenti, C., & Gorgan, D. (2007). Mineral explorations by Landsat image ratios. In Ninth International Symposium on Symbolic and Numeric Algorithms for Scientific Computing (SYNASC 2007) (pp. 335-340). IEEE. DOI 10.1109/SYNASC.2007.52
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). (2017). Carta topográfica Arizpe H12B73. 1:50,000.
- Johnson, T. (enero 2020). Uso del análisis XRF portátil para mapeo geoquímico en Minería. Thermo Fisher Scientific. Recuperado el 20 de mayo de 2021 de <https://www.thermofisher.com/blog/cienciaacelerada/mineria/uso-del-analisis-xrf-portatil-para-mapeo-geoquimico-en-mineria/>
- Kalinowski, A., & Oliver, S. (2004). ASTER mineral index processing manual. *Remote Sensing Applications, Geoscience Australia*, 37, 36.
- Khaleghi, M., Ranjbar, H., Shahabpour, J., & Honarmand, M. (2014). Spectral angle mapping, spectral information divergence, and principal component analysis of the ASTER SWIR data for exploration of porphyry copper mineralization in the Sarduiyeh area, Kerman province, Iran. *Applied Geomatics*, 6(1), 49-58.
- Kruse, F. A., Lefkoff, A. B., Boardman, J. W., Heidebrecht, K. B., Shapiro, A. T., Barloon, P. J., & Goetz, A. F. H. (1993). The spectral image processing system (SIPS)-interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data. *Remote sensing of environment*, 44(2-3), 145-163.
- Kruse, F. A. (2010). Mineral mapping using spectroscopy: from field measurements to airborne and satellite-based imaging spectrometry. In *Proc. ASARS Symp.*
- Liancun, X., Zhizhong, Z., Chunxia, C., & Yang, G. (2017). Mineral identification and geological mapping using near-infrared spectroscopy analysis. In 2017 International Conference on Progress in Informatics and Computing (PIC) (pp. 119-123). IEEE. DOI: <https://doi.org/10.1109/PIC.2017.8359526>
- Lipton, G., & Gubins, A. G. (1997). Spectral and microwave remote sensing: An evolution from small scale regional studies to mineral mapping and ore deposit targeting. In *Proceedings of Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration* (pp. 43-58).

- Lowell, J. D., & Guilbert, J. M. (1970). Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic geology*, 65(4), 373-408.
- Marrett, R., & Allmendinger, R. W. (1990). Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of structural geology*, 12(8), 973-986.
- Mars, J. C., & Rowan, L. C. (2006). Regional mapping of phyllic-and argillic-altered rocks in the Zagros magmatic arc, Iran, using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data and logical operator algorithms. *Geosphere*, 2(3), 161-186.
- McDowell, F. W., Roldán-Quintana, J., & Connelly, J. N. (2001). Duration of Late Cretaceous–early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113(4), 521-531.
- 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*, 62(1), 1-23.
- Mendivil, Q.H. (2017). Definición de zonas de alteración hidrotermal por medio del sensor satelital ASTER: Nuevas perspectivas de exploración en el Distrito Minero de Nacoziari, Sonora, México. Tesis Maestría. Depto. Geología, Universidad de Sonora.
- Ninomiya, Y. (2003a). advanced remote lithologic mapping in ophiolite zone with ASTER multispectral thermal infrared data. In *INTERNATIONAL GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING SYMPOSIUM (Vol. 3, pp. 1561-1563)*.
- Ninomiya, Y. (2003b). A stabilized vegetation index and several mineralogic indices defined for ASTER VNIR and SWIR data. In *IGARSS 2003. 2003 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Proceedings (IEEE Cat. No. 03CH37477) (Vol. 3, pp. 1552-1554)*.
- Noguez-Alcántara, B., Valencia-Moreno, M., Roldán-Quintana, J., & Calmus, T. (2007). Enriquecimiento supergénico y análisis de balance de masa en el yacimiento de pórfido cuprífero Milpillás, Distrito Cananea, Sonora, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 24(3), 368-388.
- Oliver, S., & van der Wielen, S. (2006). Mineral mapping with ASTER. *AUSGEO NEWS (Geoscience Australia)*, (28).
- Osinowo, O. O., Gomy, A., & Isseini, M. (2021). Mapping hydrothermal alteration mineral deposits from Landsat 8 satellite data in Pala, Mayo Kebbi Region, Southwestern Chad. *Scientific African*, 11, e00687.
- Páez, B. C.E. (2008). Espectrometría de reflectancia (SWIR) aplicada para mapeo de alteración en la zona de Viruela-La Cruz, proyecto La India: Distrito minero Mulatos, Sahuaripa, Sonora, México. Tesis profesional, Depto. Geología, Universidad de Sonora.
- Palacio, M. D. B., & Godeas, M. C. (2008). Guía de Minerales de Alteración de la República Argentina. p. 120.

- Pour, A. B., Hashim, M., & Marghany, M. (2011). Using spectral mapping techniques on short wave infrared bands of ASTER remote sensing data for alteration mineral mapping in SE Iran. *International journal of physical sciences*, 6(4), 917-929.
- Pour, A. B., & Hashim, M. (2012). The application of ASTER remote sensing data to porphyry copper and epithermal gold deposits. *Ore geology reviews*, 44, 1-9.
- Pour, A. B., & Hashim, M. (2015). Hydrothermal alteration mapping from Landsat-8 data, Sar Cheshmeh copper mining district, south-eastern Islamic Republic of Iran. *Journal of Taibah University for Science*, 9(2), 155-166.
- Raisz E., (1964). Landforms of Mexico in Morphological Map Prepared for Geography Branch of the Office of Naval Research in Cambridge, Massachusetts, U. S. A. Second Edition. Disponible en: <<https://www.davidrumsey.com/luna/servlet/detail/RUMSEY~8~1~267296~90041746>> consultado el 05/09/19).
- Rajan Giriya, R., & Mayappan, S. (2019). Mapping of mineral resources and lithological units: a review of remote sensing techniques. *International Journal of Image and Data Fusion*, 10(2), 79-106. DOI: <https://doi.org/10.1080/19479832.2019.1589585>
- Rajesh, H. M. (2004). Application of remote sensing and GIS in mineral resource mapping-An overview. *Journal of mineralogical and Petrological Sciences*, 99(3), 83-103. DOI: <https://doi.org/10.2465/jmps.99.83>
- Rodríguez, C. J. L., (1994). Geología del Área El Téguchi, Estado de Sonora, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 11, No. 1, p. 11- 28.
- Roman-Gonzalez, A., & Vargas-Cuentas, N. I. (2013). Análisis de imágenes hiperespectrales. *Revista Ingeniería & Desarrollo*, 9(35), 14-17.
- Ruiz-Huamán, M. K. (2017). Importancia de las zonas calentadas por vapor (steam heated) en los depósitos de alta sulfuración—caso sector sur de Ayacucho-Perú. Tesis Licenciatura. Escuela Académico Profesional de Ingeniería Geológica. Universidad Nacional de Cajamarca.
- Sánchez, C. E. G. (2016). Aplicación de técnicas de percepción remota con datos ASTER para detectar blancos de exploración minera. Tesis Maestría. Centro de Geociencias. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Seedorff, E., Dilles, J. H., Proffett, J. M., Einaudi, M. T., Zurcher, Z., Stavast, W. J. A., Johnson, DA, & Barton, MD, (2005). Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume. Littleton, Colorado, Society of Economic Geologists, 251-298. DOI: <https://doi.org/10.5382/AV100.10>
- Servicio Geológico Mexicano (SGM) (2003). Carta Geológico-Minera Arizpe H12-B23 [Mapa]. 1:50,000. Primera Edición. Pachuca de Soto, Hidalgo, México.
- Carta Geoquímica elemento Cu, Zn, As, Sb, Pb
Arizpe H12-B23 [Mapa]. 1:50,000. Primera Edición. Pachuca de Soto, Hidalgo, México.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM). (22 de marzo de 2017). Petrografía. <https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Rocas/Petrografia.html>

- Shimoda, H., & Kimura, T. (2017). 1.09 Japanese Space Program. *Comprehensive Remote Sensing*, 246.
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic geology*, 105(1), 3-41.
- Sillitoe, R. H. (2000). Styles of high-sulphidation gold, silver and copper mineralisation in porphyry and epithermal environments. In *Proceedings of the Australasian Institute of Mining and Metallurgy*, 305 (1), 19-34.
- Testa, F. J., Villanueva, C., Cooke, D. R., & Zhang, L. (2018). Lithological and hydrothermal alteration mapping of epithermal, porphyry and tourmaline breccia districts in the Argentine Andes using ASTER imagery. *Remote sensing*, 10(2), 203.
- Thompson, J. F. H., Thompson, A. J. B., Allen, R. L., Geological Association of Canada., & University of British Columbia. (1996). *Atlas of alteration: A field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals*. St. John's, Nfld: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 119.
- Verhoeven, G. (2017). The reflection of two fields: electromagnetic radiation and its role in (aerial) imaging. *AARGNEWS*, 55, 13-18.

8. ANEXOS

Anexo 1. Tabla de ángulos de difracción e intensidad relativa de los principales picos de difracción de las fases minerales identificadas por difracción de rayos X de las muestras de vetilla con la nomenclatura DX.

Muestra	Mineralogía	F. May	F. Min	F. Ind	d1	I/I1	d2	I/I2	d3	I/I3	d4	I/I4	d5	I/I5
DX-1	Alunite	X			2.9446	23.80	4.9163	19.20	2.2404	8.60	3.4648	13.20	-	-
	Illite		X		9.9979	31.80	4.4546	12.60	3.3263	17.20	-	-	-	-
	Quartz		X		3.3138	100.00	4.2365	37.70	-	-	-	-	-	-
DX-2	Kaolinite	X			7.1694	100.0	1.5985	30.4	3.5512	80.4	1.6274	19.6	-	-
	Quartz		X		3.3163	78.3	4.2325	82.6	-	-	1.5405	19.6	-	-
	Alunite		X		2.9465	52.2	4.9383	32.6	2.2473	28.3	1.8482	17.4	-	-
DX-3	Quartz	X			3.3163	100.0	4.2365	37.5	-	-	-	-	2.4172	16.7
	Kaolinite	X			7.1811	33.3	-	-	3.5569	20.8	-	-	4.3708	18.1
	Halloysite-10a		X		9.9979	29.2	4.3795	15.3	3.3414	16.7	2.5366	12.5	-	-
DX-4	Alunite			X	2.9485	29.2	4.9328	12.5	2.2404	15.3	-	-	-	-
	Alunite	X			2.9465	100.0	4.9272	68.5	2.2416	7.9	3.4702	22.5	-	-
	Quartz			X	3.3163	22.5	4.2406	19.1	-	-	-	-	-	-
DX-5	Quartz	X			3.3188	100.0	4.2447	36.6	-	-	-	-	2.4358	15.9
	Alunite	X			2.9544	34.1	4.9383	29.3	2.2484	12.2	-	-	3.4729	22.0
	Hematite			X	2.667	15.9	2.5294	14.6	-	-	-	-	3.6846	11.0
DX-6	Dickite	X			7.1578	96.7	3.5569	71.3	2.3390	8.7	4.1102	18.7	3.7826	12.7
	Quartz			X	3.3163	48.7	4.2488	18.7	-	-	-	-	-	-
	Alunite			X	2.9289	18.0	4.9108	12.0	-	-	-	-	-	-
DX-7	Natroalunite	X			2.9446	48.5	4.8836	100.0	2.1764	57.7	2.2450	21.6	3.4593	26.8
	Alunite	X			2.9270	94.8	4.9328	22.7	3.2427	16.5	3.4693	26.8	-	-
	Dickite			X	7.1578	29.9	3.5541	23.8	-	-	-	-	-	-
DX-8	Quartz			X	3.3138	19.6	4.2488	12.4	-	-	-	-	-	-
	Quartz	X			3.3089	100.0	4.2203	46.8	-	-	-	-	2.4132	31.9
	Dickite		X		7.1346	34.0	3.5512	31.9	2.3415	19.1	4.1217	27.7	3.8252	29.8
Montmorillonite	Alunite		X		2.9986	78.7	4.9628	25.5	2.2382	23.4	-	-	3.4675	21.0
	Montmorillonite			X	15.3171	48.9	4.4591	48.9	5.0226	27.7	3.0274	27.7	-	-

Muestra	Mineralogía	F. May	F. Min	F. Ind	d1	I/I1	d2	I/I2	d3	I/I3	d4	I/I4	d5	I/I5
DX-9	Quartz	X			3.3089	100.0	4.2243	31.1	-	-	-	-	2.4119	13.2
	Kaolinite		X		7.1694	19.8	-	-	3.5398	19.8	-	-	4.3795	17.0
	Natroalunite		X		2.9465	23.6	4.9108	14.2	2.1646	12.3	2.2124	14.4	3.4620	15.1
DX-10	Quartz	X			3.3138	75.0	4.2570	50.0	-	-	-	-	2.4172	15.4
	Kaolinite	X			7.1694	32.7	-	-	3.5569	32.7	-	-	4.3450	67.3
	Montmorillonite	X			15.0038	36.5	4.4955	59.6	5.0112	28.8	2.9824	26.9	-	-
	Halloysite-10a		X		4.4190	46.2	10.1592	42.3	3.3364	40.4	2.5498	17.3	-	-

F. May., Fase Mayoritaria; **F. Min.**, Fase Minoritaria; **F. Ind.**, Fase Indicio

Anexo 2. Tabla de ángulos de difracción e intensidad relativa de los principales picos de difracción de las fases minerales identificadas por difracción de rayos X de las muestras de esquirla de roca de nomenclatura SW.

Muestra	Mineralogía	F. May	F. Min	F. Ind	d1	I/I1	d2	I/I2	d3	I/I3	d4	I/I4	d5	I/I5
SW-4	Quartz	X			3.3138	100.0	4.2365	39.5	1.7633	12.3	1.5416	7.4	2.4132	13.6
	Alumite		X		2.9505	32.1	4.9163	21.0	2.2484	9.9	1.8444	12.3	3.4648	16.0
	Pyrophyllite		X		9.1663	18.5	3.0378	23.5	4.5842	22.2	1.7811	8.6		
	Kaolinite		X		7.1694	28.4	1.5882	13.6	3.5512	28.4	1.6250	9.9	4.3665	19.8
SW-10	Quartz	X			3.3138	100.0	4.2406	39.6	1.8178	12.5	1.5432	8.3		
	Alumite		X		2.9524	52.1	4.9883	43.8	2.2416	22.9	1.8475	20.8	3.4675	27.1
	Kaolinite		X		7.1694	33.3	1.5968	18.8	3.5655	29.2	1.6250	25.0	4.3708	25.0
	Illite sodian		X		10.2777	52.1	4.4412	37.5	3.2916	22.9	2.5250	22.9		
SW-15	Muscovite		X		10.0206	35.4	3.3089	56.3	2.5513	16.7	4.4637	16.7	4.9605	29
	Quartz	X			3.3163	79.6	4.2488	65.3			1.5405	14.3	2.4158	24.5
	Kaolinite	X			7.1578	71.4	1.5887	14.3	3.5512	81.6	1.6173	16.3	4.3665	67.3
	Montmorillonite		X		15.0038	26.5	4.4909	55.1	5.0112	18.4	2.9905	16.3		
SW-25	Quartz	X			3.3138	100.0	4.2365	20.6			1.5410	3.4	2.4158	11.4
	Quartz	X			3.3114	100.0	4.2243	42.6	1.8140	18.5	1.5394	16.7	2.4158	20.4
	Kaolinite		X		7.1578	27.8	1.5916	16.7	3.5598	18.5	1.6232	13.0		
	Muscovite		X		10.0664	37.0	3.2965	16.7	2.5236	11.1	4.4637	27.8		
SW-30	Quartz	X			3.3163	100.0	4.2406	46.4	1.8178	7.1	1.5421	9.5	2.4211	14.3
	Kaolinite		X		7.1694	47.6	1.5991	9.5	3.5512	34.5	1.6190	9.5	4.3751	34.5
	Alumite		X		2.9524	26.2	4.9383	19.0	2.2484	11.9	1.8459	10.7	3.4648	14.3
	Natroalumite			X	2.9406	25.0	4.9163	20.2	2.1699	6.0				
SW-31	Muscovite	X			10.0206	27.1	3.3163	100.0	2.5396	22.9	4.4682	41.7	5.0398	16.7
	Quartz	X			3.3089	75.0	4.2406	39.6	1.8178	12.5	1.5416	8.3	2.4158	27.1
	Illite		X		10.2300	41.7	4.4013	52.1	3.2009	27.1	2.5396	22.9		
	Anorthite			X	3.2009	27.1	3.1596	58.3	4.0167	18.8	3.2266	10.4		
SW-37	Muscovite	X			10.0895	51.1	3.3188	100.0	2.5410	28.9	4.4772	37.8	5.0226	20.0
	Quartz	X			3.3138	93.3	4.2447	37.8	1.8179	8.9	1.5389	13.3	2.4158	26.7

Muestra	Mineralogía	F. May	F. Min	F. Ind	d1	I/I1	d2	I/I2	d3	I/I3	d4	I/I4	d5	I/I5
SW-45	Pyrophyllite	X			9.1664	90.6	3.0274	77.4	4.5700	90.6	1.7833	17.0		
	Quartz	X			3.3163	84.9	4.2488	58.5	1.8111	15.1	1.5475	18.9		
	Alumite		X		2.9524	34.0	4.9328	15.1	2.2416	24.5	1.8467	13.2		
SW-49	Montmorillonite	X			15.2112	90.7	4.4727	70.4	5.0112	25.9	3.0068	22.2		
	Quartz		X		3.3138	61.1	4.2325	51.9	1.8178	16.7	1.5416	5.6	2.4172	18.5
	Kaolinite			X	7.1694	11.1	1.5904	11.1	3.5541	14.8	1.6238	11.1	4.3579	44.4

F. May., Fase Mayoritaria; **F. Min.**, Fase Minoritaria; **F. Ind.**, Fase Indicio

Anexo 3. Minerales identificados por los equipos portátiles de espectrometría de infrarrojo cercano y de onda corta (NIR-SWIR).

ID	ASD TerraSpec Halo®						Spectral Evolution Ore Xpress™ SM 3500			Alteración por Asociación Mineral#
	Min 1	Min 2	Min 3	Min 4	Min 1	Min 2	Min 3			
SW-1g	Hematite	<u>Muscovite</u>	Kaolinite WX		<u>muscovite</u>	<u>illite</u>			Fílica	
SW-2g	Goethite	K-illite	Dickite	Hematite	<u>muscovite</u>	<u>illite</u>			Fílica	
SW-3g	Goethite	<u>Tourmaline</u>	K-alunite		<u>schorl</u>	goethite			Turmalinización	
SW-4g	Hematite	<u>Kaolinite WX</u>	<u>K-alunite</u>	<u>Pyrophyllite</u>	<u>kaolinite</u>	hematite	alunite		Argílica Av	
SW-5g	Hematite	Halloysite	Muscovite	Illite/Smectite	illite	kaolinite	hematite		Argílica Int	
SW-6g	Hematite	Halloysite	K-illite	Talc	illite	kaolinite-smectite	hematite		Argílica Int	
SW-7g	Hematite	Na-illite	Montmorillonite	K-Alunite	illite	hematite			Fílica	
SW-8g	Hematite	K-illite	K-alunite	KaolinitePX	illite	kaolinite-smectite	hematite		Argílica Int	
SW-9g	Hematite	Halloysite	K-illite	K-Alunite	tosudite	kaolinite	hematite		Transición	
SW-10g	Hematite	Halloysite	Phengite	K-Alunite	illite	kaolinite-smectite	hematite		Argílica Int	
SW-11g	Hematite	Halloysite	Muscovite	Dickite	kaolinite	halloysite	hematite		Argílica Int	
SW-12g	Hematite	KaoliniteWX	K-illite	Allevardite	macaulayite	kaolinite	hematite		Oxidación	
SW-13g	Hematite	Halloysite	K-alunite	Muscovite	tosudite	kaolinite	hematite		Argílica Int	
SW-14g	Hematite	KaoliniteWx	Na-illite	K-Alunite	macaulayite	kaolinite	hematite		Argílica Int	
SW-15g	Hematite	KaoliniteWX	Beryl		kaolinite	macaulayite	hematite		Oxidación	
SW-16g	Hematite	Halloysite	K-alunite	K-illite	illite				Fílica	
SW-16f	Hematite	no match			illite				Fílica	
SW-17g	Hematite	K-alunite	Na-illite	Halloysite	alunite				Argílica Av	
SW-18g	Hematite	Halloysite	Muscovite	K-alunite	macaulayite	kaolinite flint clay	hematite		Transición	
SW-19g	Hematite	Beidellite	Muscovite	K-alunite	illite	macaulayite			Transición	
SW-19f	Hematite	K-illite	K-alunite	Halloysite	illite	hematite			Transición	
SW-20f	Goethite	Montmorillonite	Kaolinite WX	Hematite	kaolinite-smectite	montmorillonite	hematite		Argílica Int	
SW-21g	Hematite	Halloysite	K-illite	K-alunite	illite	hematite			Transición	

ASD TerraSpec Halo®				Spectral Evolution Ore Xpress™ SM 3500			Alteración por Asociación Mineral*	
ID	Min 1	Min 2	Min 3	Min 4	Min 1	Min 2	Min 3	
SW-22ag	Hematite	Beidellite	K-alumite	Pyrophyllite	alumite	hematite	hematite	Argílica Av
SW-22bg	Hematite	Beidellite	K-alumite		alumite	hematite	hematite	Argílica Av
SW-22cg	Hematite	Halloysite	K-alumite	Montmorillonite	alumite	hematite	hematite	Argílica Av
SW-23g	Hematite	Halloysite	K-alumite	K-illite	s/l			Transición
SW-24g	Hematite	Beidellite	K-alumite	Gypsum	alumite	hematite	hematite	Argílica Av
SW-24f	Hematite	Talc	Chondrodite	Riebeckite	alumite	hematite	hematite	Argílica Av
SW-25g	Hematite	Beidellite	K-alumite	Phengite	illite-smectite	kaolinite-smectite	hematite	Argílica Int
SW-25f	Hematite	Beidellite	Muscovite	K-Alumite	illite	kaolinite-smectite	hematite	Argílica Int
SW-26f	Hematite	Halloysite	K-alumite		kaolinite	macaulayite	hematite	Argílica Int
SW-27g	Stilpnomelane	Clinzoisite	Vermiculite	Vnir no match	chlorite	chamosite		Argílica Int
SW-28g	Halloysite	K-alumite	Sepiolite	Vnir no match	kaolinite	hematite		Subpropilítica
SW-29g	Hematite	Halloysite	K-illite	Palygorskite	illite	muscovite		Fílica
SW-30g	Kaolinite WX	K-alumite	Rectorite	Pyrophyllite	kaolinite	macaulayite		Argílica Av
SW-31g	Hematite	Clinoptilolite	K-illite	FeMgChlorite	montmorillonite	hematite		Argílica Int
SW-32g	Hematite	Montmorillonite			montmorillonite	hematite		Argílica Int
SW-32f	Hematite	Montmorillonite			montmorillonite	hematite		Argílica Int
SW-33g	Hematite	Montmorillonite	Kaolinite PX		kaolinite-smectite			Argílica Int
SW-34g	Hematite	Montmorillonite	Mg-illite		montmorillonite	hematite		Argílica Int
SW-34f	Hematite	Montmorillonite			montmorillonite	illite		Argílica Int
SW-35g	Hematite	Beidellite	Muscovite		illite			Fílica
SW-36g	Dickite	Beidellite	K-alumite	Vnir no match	kaolinite	hematite		Argílica Int
SW-37g	Hematite	K-illite	NH3 I/S		illite			Fílica
SW-38g	Hematite	K-illite	NH3 I/S	Buddingtonite	illite	muscovite		Fílica
SW-39g	Hematite	K-Illite	Kaolinite Wx		illite	hematite		Fílica

ASD TerraSpec Halo®				Spectral Evolution Ore Xpress™ SM 3500			Alteración por Asociación Mineral*	
ID	Min 1	Min 2	Min 3	Min 4	Min 1	Min 2	Min 3	
SW-40g	Hematite	Tourmaline			schorl			Turmalinización
SW-41g	K-illite	Halloysite	VNIR- no match		illite	hydrous muscovite	hematite	Fílica
SW-42g	Hematite	Halloysite	K-alumite		kaolinite	macaulayite	hematite	Argílica Int
SW-43g	Hematite	K-illite	Halloysite		illite	muscovite	hematite	Fílica
SW-44g	Hematite	Halloysite	K-alumite	Tourmaline	kaolinite	macaulayite	hematite	Argílica Int
SW-45g	Pyrophyllite	Halloysite	VNIR- no match		pyrophyllite			Argílica Av
SW-46g	Halloysite	K-alumite	VNIR- no match		kaolinite	macaulayite	hematite	Argílica Int
SW-47g	Hematite	Montmorillonite	Rectorite		montmorillonite			-
SW-48g	Clinoptilolite	VNIR-no match			mordenite			-
SW-49g	Montmorillonite	Clinozoisite	VNIR- no match		montmorillonite			-
SW-50g	Jarosite	Montmorillonite			jarosite	illite		-
DX-1g	Goethite	K-illite	K-alumite		illite			-
DX-2g	Hematite	KaolinitePX	Halloysite	K-Alumite	kaolinite			-
DX-3g	Hematite	Halloysite	Na-illite		kaolinite			-
DX-4g	K-alumite	VNIR-no match			alumite			-
DX-5g	Hematite	Halloysite	K-alumite		halloysite	macaulayite		-
DX-6g	Dickite	Montmorillonite	VNIR- no match		dickite			-
DX-7g	Hematite	SWIR-no match			alumite			-
DX-8g	Hematite	Halloysite	Montmorillonite		spodumene	illite	kaolinite-smectite	-
DX-9g	Halloysite	VNIR-no match			kaolinite			-
DX-10g	Halloysite	Montmorillonite			illite			-

***Asociación mineral**

caolinita (Kln)-hematita (Hem)-macaulayita (Mca)= Oxidación
caolinita (Kln)-illita (Ill)-esmectita (Sme)-montmorillonita (Mnt)= Argílica Intermedia
illita (Ill)-alumita (Alu)-caolinita (Kln)= Transición entre fílica y argílica intermedia
sericita (Ser)-illita (Ill)= Fílica
pirofilita (Pri)-alumita (Alu)-caolinita (Kln)= Argílica Avanzada

Anexo 4. Resultados de elementos traza obtenidos por fluorescencia de rayos X de las muestras de esquirola de roca (ppm).

ID	Mo	Zr	Sr	U	Rb	Th	Pb	Se	As	Zn	W	Cu	Ni	Co	Cr	V	Sc
SW-1	1.00	208.66	261.83	9.32	118.49	13.36	1.00	10.57	9.02	18.34	60.40	27.80	5.00	6.00	35.91	79.92	5.00
SW-2	14.71	187.83	393.42	10.73	161.00	17.22	1.00	4.58	5.88	8.67	22.09	35.75	21.06	6.00	95.38	160.94	5.00
SW-3	1.00	191.58	157.89	3.17	24.15	8.74	1.00	2.85	6.14	2.00	17.08	31.37	5.00	6.00	61.87	131.32	5.00
SW-4	6.28	181.46	640.53	8.07	22.18	13.02	47.06	2.70	59.22	2.00	62.05	47.62	5.00	73.26	21.54	59.09	5.00
SW-5	1.00	147.42	464.14	9.86	105.46	18.09	133.65	1.00	64.60	36.72	57.89	50.36	28.25	180.59	14.82	75.83	5.00
SW-6	1.00	226.38	436.69	12.50	78.76	19.37	109.86	1.00	107.24	43.01	18.87	156.11	15.45	164.26	28.34	58.43	5.00
SW-7	1.00	212.68	336.90	7.95	122.91	13.22	1.00	1.00	32.42	17.38	14.89	28.01	5.00	6.00	33.17	48.46	5.00
SW-8	3.08	245.87	271.68	16.03	134.90	18.95	83.64	2.69	50.27	15.78	76.02	50.12	5.00	88.36	13.41	72.20	5.00
SW-9	3.77	214.96	548.83	12.76	47.41	43.25	1.00	1.00	44.70	2.00	25.31	68.63	22.73	6.00	26.16	69.29	5.00
SW-10	1.00	222.36	490.81	12.14	34.55	22.35	37.48	2.83	82.78	2.00	10.00	59.27	15.81	6.00	15.62	81.33	5.00
SW-11	1.00	181.94	364.55	7.14	31.82	15.90	110.01	1.00	68.70	64.19	10.00	29.76	5.00	246.47	31.26	85.80	5.00
SW-12	3.72	300.03	485.65	8.73	38.43	21.19	1.00	1.00	15.45	2.00	10.00	53.77	20.78	6.00	3.50	54.87	5.00
SW-13	5.42	261.70	289.42	8.41	33.82	17.72	1.00	2.40	23.80	2.00	15.71	49.76	5.00	140.63	3.50	58.91	5.00
SW-14	1.00	304.27	623.39	14.41	38.03	23.85	1.00	1.00	36.09	2.00	10.00	50.53	5.00	6.00	24.91	78.30	5.00
SW-15	5.14	186.90	181.76	11.39	19.20	14.20	1.00	1.00	25.73	13.11	23.62	24.38	5.00	194.45	34.88	120.46	5.00
SW-16	13.33	280.30	254.51	6.53	31.07	15.04	1.00	7.70	11.94	2.00	25.72	29.71	5.00	228.70	14.71	112.09	5.00
SW-17	9.16	172.64	465.21	9.54	39.58	18.24	1.00	1.00	21.09	2.00	23.23	43.57	5.00	135.68	24.74	72.18	5.00
SW-18	1.00	152.03	356.95	9.23	88.82	18.98	1.00	3.56	29.76	2.00	15.98	43.06	18.43	232.05	30.09	77.93	5.00
SW-19	10.45	260.62	494.30	13.37	108.32	10.00	1.00	2.26	24.59	2.00	21.88	20.28	16.86	6.00	3.50	50.15	5.00
SW-21	3.14	159.87	395.49	9.24	87.14	13.69	1.00	1.00	16.17	2.00	15.59	50.06	21.21	185.46	17.56	104.30	5.00
SW-22a	20.85	165.09	976.69	5.40	13.22	15.17	83.55	7.31	28.99	2.00	46.66	86.72	5.00	633.02	3.50	44.44	5.00
SW-22b	25.89	319.63	1839.44	11.85	15.68	27.81	62.85	14.86	40.03	2.00	76.87	62.48	22.19	369.29	3.50	59.41	5.00
SW-22c	62.24	190.78	586.42	6.79	22.32	14.69	1.00	3.67	10.39	2.00	38.95	45.26	5.00	491.02	3.50	56.25	5.00
SW-23	27.87	200.59	367.90	6.77	41.22	12.35	1.00	1.00	11.61	2.00	30.44	51.13	5.00	74.87	3.50	34.50	5.00

ID	Mo	Zr	Sr	U	Rb	Th	Pb	Se	As	Zn	W	Cu	Ni	Co	Cr	V	Sc
SW-24	11.70	120.67	547.45	6.27	27.24	8.18	1.00	5.48	33.94	2.00	40.76	27.24	5.00	344.87	35.66	58.70	5.00
SW-25	31.90	184.32	475.79	10.74	49.94	15.05	47.97	2.48	19.66	2.00	32.25	56.67	5.00	209.27	27.80	51.84	5.00
SW-27	1.00	136.37	659.37	15.99	36.81	10.93	1.00	1.00	30.85	82.12	35.17	23.90	22.73	222.32	27.50	118.87	88.90
SW-28	28.97	154.61	684.92	11.62	23.69	15.48	444.85	1.00	378.75	41.50	73.79	37.62	5.00	175.28	19.71	159.37	13.38
SW-29	1.00	94.64	193.84	5.76	64.73	6.38	1.00	1.00	53.10	46.41	49.43	41.10	24.63	6.00	21.61	96.19	14.09
SW-30	3.27	118.76	500.05	8.76	22.40	11.36	89.84	1.00	52.00	25.49	10.00	14.41	19.98	6.00	3.50	90.49	5.00
SW-31	2.96	148.99	260.87	8.10	84.02	10.92	1.00	1.00	9.21	85.49	14.92	51.55	19.10	221.27	48.58	94.15	56.65
SW-32	1.00	169.21	303.76	12.00	89.87	12.01	1.00	1.00	20.41	165.10	63.52	51.53	32.31	6.00	39.46	125.30	51.75
SW-33	3.13	155.70	388.71	9.53	47.40	11.88	65.56	1.00	53.66	55.03	24.07	41.96	26.46	6.00	33.09	126.12	5.00
SW-34	1.00	159.26	642.02	11.62	41.42	10.96	44.02	1.00	99.45	75.43	41.88	42.11	62.80	6.00	29.61	136.30	26.75
SW-35	1.00	163.61	457.29	9.39	42.08	10.69	1.00	1.00	18.57	525.47	20.63	38.51	34.78	6.00	30.36	101.77	5.00
SW-36	6.12	148.02	4032.14	15.64	19.43	195.29	288.96	1.00	393.08	2.00	28.60	59.57	5.00	156.57	26.24	132.18	5.00
SW-37	1.00	138.91	178.68	9.22	96.92	13.40	1.00	1.00	19.71	35.60	55.89	21.34	24.04	6.00	29.36	83.16	18.78
SW-38	1.00	135.33	178.87	10.62	117.85	13.06	1.00	1.00	31.80	97.98	18.20	22.86	32.19	6.00	36.70	91.71	5.00
SW-39	1.00	156.02	209.87	10.10	101.73	14.84	295.00	1.00	54.19	238.21	22.75	84.92	16.15	137.62	40.60	70.10	5.00
SW-40	2.99	185.36	115.66	6.87	14.55	22.08	1.00	1.00	54.37	68.87	39.67	36.64	59.56	6.00	3.50	146.66	5.00
SW-41	1.00	169.28	525.50	12.91	135.63	13.24	142.39	1.00	61.64	44.78	66.08	58.53	32.15	6.00	32.29	96.96	5.00
SW-42	1.00	187.63	769.77	9.06	24.26	28.69	1957.01	1.00	165.86	92.66	87.48	61.95	33.86	6.00	29.83	84.98	5.00
SW-43	5.94	192.36	300.00	9.18	90.35	9.66	1.00	1.00	37.17	2.00	20.68	38.23	34.66	6.00	25.68	104.21	5.00
SW-44	39.93	176.03	573.57	8.63	10.05	14.35	56.33	1.00	56.87	2.00	27.57	76.94	21.95	311.24	3.50	127.97	15.54
SW-45	1.00	166.75	1645.80	18.08	6.19	13.23	131.72	1.00	84.51	5.90	18.57	78.27	5.00	6.00	3.50	53.10	5.00
SW-46	24.72	173.27	599.82	11.55	25.97	24.76	356.76	3.33	203.90	23.69	25.11	88.03	30.96	6.00	16.10	118.60	5.00

Anexo 5. Resultados de elementos traza y mayores obtenidos por fluorescencia de rayos X de las muestras de esquirla de roca (ppm).

ID	S	Ba	Sb	Sn	Cd	Nb	Y	Cl	Si	Al	K	Ca	Fe	Ti	Mn
SW-1	1834.25	519.02	47.80	11.29	1.50	11.55	14.64	74.44	29936.70	3427.96	21562.46	950.38	12268.63	2579.52	66.08
SW-2	4598.96	573.01	52.77	13.10	1.50	7.24	15.21	249.30	18407.73	1467.71	24598.57	2059.25	21082.63	4195.69	41.91
SW-3	10578.87	14.00	15.05	22.74	1.96	7.97	6.53	323.56	21061.78	1612.66	7809.90	602.72	11766.85	4278.86	46.45
SW-4	9390.05	287.95	26.51	23.63	2.03	7.89	11.46	333.52	22073.89	1548.87	7930.18	604.20	16868.58	2023.13	60.14
SW-5	3077.61	401.45	36.98	4.00	1.50	5.95	14.10	317.30	25918.13	1572.51	15300.64	833.76	36159.43	2669.34	176.72
SW-6	11259.55	569.93	52.52	4.00	1.50	10.42	26.40	411.10	26981.14	3216.29	14158.26	1782.15	29570.60	2104.37	239.18
SW-7	3195.82	358.15	32.98	4.00	1.50	8.75	12.43	380.27	21177.77	1725.31	22850.56	459.81	16896.75	1721.71	85.78
SW-8	12142.00	759.85	70.03	11.40	1.50	8.94	15.33	89.10	28415.60	3233.47	20508.03	561.11	26787.32	1977.50	112.48
SW-9	7621.95	422.51	38.93	4.00	1.50	12.76	22.78	151.43	26286.75	1702.82	14603.11	352.40	38450.46	2216.97	142.49
SW-10	11938.92	631.69	58.21	4.00	1.50	7.49	26.83	127.69	24637.89	2447.91	13020.76	713.16	29657.13	2898.96	173.55
SW-11	1646.21	180.20	16.60	4.00	1.50	7.29	20.96	340.83	29103.94	2342.94	6701.20	2111.44	30761.89	3614.75	166.89
SW-12	4467.55	356.87	32.86	4.00	1.50	11.43	16.63	311.90	26434.65	2001.09	9232.73	539.46	31340.30	2395.48	42.75
SW-13	14180.04	282.63	26.03	17.26	1.50	10.58	10.66	272.87	19056.02	2098.20	15059.90	885.63	33852.45	1864.24	43.50
SW-14	11850.44	600.07	55.28	4.00	1.50	12.36	15.53	356.57	15898.79	1708.33	13796.41	1168.65	28600.59	2987.76	55.00
SW-15	431.63	567.65	52.27	4.00	1.50	9.17	17.64	445.16	30054.10	3959.11	5000.64	660.97	34897.21	4855.47	118.59
SW-16	12534.17	181.71	16.74	20.38	5.18	11.93	10.86	179.22	25574.18	1910.24	12394.35	1553.16	38933.19	3013.48	96.83
SW-17	26032.18	689.05	63.49	4.00	1.50	8.74	6.74	239.77	15698.16	1701.91	26616.30	661.87	18600.98	2816.14	96.25
SW-18	10465.77	710.68	65.46	4.00	1.50	9.51	8.64	251.30	26912.63	2293.64	17936.75	438.63	39258.67	1828.82	79.34
SW-19	10272.02	288.77	26.60	4.00	1.50	7.41	13.34	82.70	25291.54	2370.05	17699.84	616.60	17905.32	1819.04	46.41
SW-21	8507.45	435.75	40.14	4.00	1.50	6.10	11.00	321.57	30224.29	2615.41	14872.99	590.37	48653.55	3376.76	89.41
SW-22a	13176.86	256.13	23.60	4.00	1.50	5.89	6.28	412.04	19530.70	1438.81	7210.38	393.14	110333.84	1518.57	142.95
SW-22b	8655.82	412.49	38.02	4.00	1.50	11.39	8.95	546.15	27002.37	971.75	3821.07	830.04	99938.16	2247.48	55.64
SW-22c	7544.74	205.65	18.95	4.00	1.50	8.12	7.18	372.93	30454.14	1225.55	5447.47	434.22	85671.50	1911.88	91.99
SW-23	8589.38	257.63	23.73	4.00	1.50	8.97	13.78	258.06	30479.52	2115.23	14864.25	947.42	14830.39	1305.18	70.93

ID	S	Ba	Sb	Sn	Cd	Nb	Y	Cl	Si	Al	K	Ca	Fe	Ti	Mn
SW-24	12480.96	370.16	34.11	14.54	1.50	3.56	4.12	377.81	20770.74	782.62	4182.14	556.03	59145.79	2992.41	59.79
SW-25	6441.88	296.56	27.32	4.00	1.50	7.94	12.87	317.70	30623.97	2365.60	16046.92	711.32	32554.61	1977.90	165.32
SW-27	25.00	554.32	51.03	4.00	1.50	4.73	17.72	156.29	29773.53	2096.18	12897.26	20397.63	30552.93	3454.35	795.85
SW-28	18317.13	120.06	299.70	27.62	4.50	6.68	31.78	492.91	14962.50	1925.39	7851.27	2574.78	35301.33	4245.65	203.43
SW-29	2774.85	368.99	33.99	4.00	1.50	4.18	11.19	280.38	31038.95	2211.92	10458.39	4627.01	25145.02	2702.13	353.52
SW-30	12191.00	140.49	12.94	4.00	1.50	4.12	14.73	291.33	23513.72	3283.04	8020.42	804.13	30463.25	2554.13	452.12
SW-31	25.00	542.05	49.90	4.00	1.50	6.17	14.79	276.25	23701.42	1906.13	15458.85	18960.52	31276.94	3428.32	555.59
SW-32	2348.22	701.80	64.59	4.00	1.50	5.19	25.97	322.07	18486.39	1305.77	12430.50	22604.48	49495.77	3158.61	295.71
SW-33	3296.42	644.48	59.34	4.00	1.50	6.53	14.66	316.02	27821.58	2020.96	15023.22	3103.14	49573.32	3851.48	738.09
SW-34	1848.42	618.26	56.91	2.58	1.50	5.84	16.07	407.65	20680.82	1805.31	12938.61	5735.57	56055.76	3978.46	2278.94
SW-35	2604.33	671.72	61.88	4.00	1.50	7.23	16.25	293.53	22313.90	1525.55	13009.74	4827.78	28449.24	3734.44	566.45
SW-36	18802.90	3294.22	303.51	16.87	3.35	1.00	13.06	363.96	14839.50	1930.00	5705.55	4007.29	52509.47	2812.29	166.82
SW-37	1822.73	396.01	36.45	4.00	1.50	7.46	20.70	276.60	16554.87	1244.83	14772.88	4183.97	29655.51	3159.48	913.11
SW-38	453.92	414.33	38.16	4.00	1.50	8.43	22.78	352.44	20903.13	1747.08	19965.70	1556.34	25275.28	3137.44	513.72
SW-39	5449.98	400.95	36.93	4.00	1.50	7.61	20.48	320.88	25810.76	1819.45	16483.82	1221.00	21252.39	2931.71	870.71
SW-40	25.00	95.38	16.10	4.00	1.50	5.59	23.76	382.15	27547.82	2298.86	3391.72	2029.97	99239.45	3562.97	493.56
SW-41	1067.87	525.11	48.35	2.69	1.50	8.03	14.15	265.43	21053.01	1789.17	22125.04	1779.00	17378.90	2777.15	436.29
SW-42	13368.29	411.38	37.88	3.92	4.86	7.39	69.65	350.13	22036.18	2726.18	7980.82	1791.98	53553.69	3725.96	1979.97
SW-43	6682.51	337.93	31.11	17.46	1.50	6.07	10.99	311.17	17785.91	1131.61	16260.54	394.85	54119.32	3588.89	118.33
SW-44	10693.95	256.06	23.59	15.87	1.50	8.78	8.82	342.77	25341.95	3238.39	5283.60	1626.38	62250.31	4153.77	139.64
SW-45	6779.07	14.00	11.28	4.00	4.28	5.95	2.16	321.38	29931.27	3548.48	1646.43	519.54	9522.84	2398.57	53.36
SW-46	11017.66	1811.18	167.02	19.75	1.50	7.62	4.63	463.98	23268.83	3077.42	6685.12	512.01	45190.54	3256.07	87.27

Anexo 6. Resultados de elementos traza y mayores obtenidos por fluorescencia de rayos X de las muestras de vetilla de arcilla (ppm).

ID	Mo	Zr	Sr	U	Rb	Th	Pb	Se	As	Zn	W	Cu	Ni	Co	Cr	V	Sc
DX1	3.37	319.07	331.27	14.12	138.28	22.94	1.00	3.72	8.07	2.00	16.74	31.08	15.75	6.00	20.02	60.75	5.00
DX2	3.87	77.50	185.02	5.21	35.52	15.02	1.00	1.00	17.61	2.00	55.64	24.08	5.00	6.00	24.27	28.99	5.00
DX3	6.47	293.66	490.32	12.58	48.12	18.96	1.00	2.99	15.11	2.00	29.84	41.26	27.51	6.00	19.96	61.23	5.00
DX4	1.00	57.98	446.42	4.65	25.98	9.50	1.00	1.00	18.00	42.85	24.81	130.14	20.53	475.14	15.23	94.02	5.00
DX5	84.13	128.72	476.26	7.66	28.79	7.41	75.90	3.37	40.11	2.00	26.18	69.99	5.00	258.47	27.47	102.01	5.00
DX6	33.50	84.06	1742.16	16.69	1.60	11.02	111.90	1.00	11.85	2.00	41.22	12.51	5.00	6.00	25.56	97.16	11.40
DX7	1.00	61.42	1297.25	16.47	8.25	29.96	39.26	1.00	76.22	2.00	10.00	23.35	5.00	25.51	3.50	31.53	5.00
DX8	5.38	120.09	646.17	10.70	49.72	49.88	136.47	1.00	190.51	270.14	31.63	109.36	43.32	247.29	40.39	94.30	161.04
DX9	15.52	106.06	733.98	8.23	7.95	7.22	1.00	1.00	84.30	2.00	34.50	46.79	5.00	107.77	3.50	77.34	24.18
DX10	1.00	212.39	576.29	8.61	26.55	11.75	1.00	4.21	22.98	18.22	39.44	17.94	5.00	141.24	36.64	136.16	5.00

ID	S	Ba	Sb	Sn	Cd	Nb	Y	Cl	Si	Al	K	Ca	Fe	Ti	Mn
DX1	12016.73	567.75	52.29	23.96	2.05	11.94	15.85	328.90	24298.41	2206.77	22895.16	748.91	11062.80	2191.40	61.75
DX2	4793.57	244.95	22.55	4.00	6.34	4.71	9.27	316.08	18338.13	3203.19	5342.94	192.80	10577.66	891.39	6.00
DX3	6361.66	518.66	47.78	14.72	1.50	11.10	14.28	340.83	24948.57	2019.13	13080.38	367.35	37841.17	2355.50	80.18
DX4	43727.58	177.45	16.35	4.00	5.61	1.00	2.89	277.53	10418.68	2682.41	20724.47	506.74	57239.37	1590.23	120.07
DX5	11774.81	321.45	29.61	4.00	5.31	4.66	14.11	327.98	19973.82	1764.11	8656.21	728.27	37444.19	3099.51	97.93
DX6	7341.47	39.14	10.46	4.00	4.63	1.00	6.36	346.78	18755.92	2847.20	766.90	3204.19	9785.03	2468.10	51.88
DX7	46027.38	789.96	72.75	2.24	4.13	1.00	2.05	282.84	6559.87	3656.21	7344.46	2969.10	4514.73	747.78	41.69
DX8	3269.49	857.48	78.92	2.71	5.15	5.26	17.75	312.50	20562.39	2136.56	10286.90	68324.09	31527.35	2435.24	3676.01
DX9	14285.28	119.98	11.05	4.00	6.11	3.32	7.13	662.08	16870.81	2945.64	7113.71	3027.24	22886.16	2648.66	6.00
DX10	2285.43	195.27	17.98	4.00	4.78	7.08	19.38	336.47	21394.65	1611.60	7462.48	3549.78	15315.13	5850.58	93.44

Anexo 7. Matriz de correlación de elementos traza con resultados de FRX de las muestras de esqirila de roca dados en ppm.

	Mo	Zr	Sr	U	Rb	Th	Pb	Se	As	Zn	W	Cu	Ni	Co	Cr	V	Sc	S	Ba	Sb	Sn	Cd	Nb	Y	Cl
Mo	1.0000																								
Zr	0.2099	1.0000																							
Sr	0.3088	-0.0126	1.0000																						
U	-0.1812	0.0749	0.3605	1.0000																					
Rb	-0.3892	-0.0187	-0.4569	0.2167	1.0000																				
Th	0.1430	0.3976	0.2739	0.2941	-0.1959	1.0000																			
Pb	0.0129	-0.1713	0.4848	0.3055	-0.2376	0.3498	1.0000																		
Se	0.3867	0.3298	0.0719	-0.1922	-0.1119	0.1219	-0.0962	1.0000																	
As	-0.1657	-0.2010	0.4455	0.3606	-0.2698	0.3164	0.7711	-0.3115	1.0000																
Zn	-0.5824	-0.4605	-0.2454	0.1403	0.2810	-0.2251	0.2344	-0.4850	0.2541	1.0000															
W	0.1832	-0.1384	0.2162	0.0770	-0.0482	0.0289	0.2790	0.1752	0.1932	0.1630	1.0000														
Cu	0.1130	0.2005	0.4277	0.2512	-0.1928	0.5220	0.5099	-0.0202	0.3576	-0.1324	0.1071	1.0000													
Ni	-0.3095	-0.2892	-0.0590	0.1430	0.2564	-0.1095	0.0088	-0.3735	0.2008	0.5351	0.1615	0.0249	1.0000												
Co	0.4358	-0.0893	0.1800	-0.2114	-0.3367	0.1456	0.1071	0.2993	-0.0822	-0.2852	0.1324	0.1422	-0.4308	1.0000											
Cr	-0.4669	-0.2845	-0.3755	0.0424	0.4654	-0.2812	-0.1341	-0.1098	-0.1595	0.4684	-0.0592	-0.2385	0.1213	-0.1764	1.0000										
V	-0.1078	-0.3215	-0.1567	0.0976	-0.0701	-0.0944	0.0347	-0.2217	0.1498	0.3828	0.0937	-0.2435	0.4382	-0.1844	0.3329	1.0000									
Sc	-0.1459	-0.4300	-0.0101	0.0490	0.0321	-0.3543	-0.1049	-0.3233	0.0156	0.3982	0.2655	-0.1000	0.3065	0.0490	0.1435	0.3986	1.0000								
S	0.4388	0.2352	0.4185	-0.0197	-0.3684	0.3793	0.2883	0.3419	0.1992	-0.5694	-0.0092	0.2943	-0.4528	0.2174	-0.4106	-0.2145	-0.3217	1.0000							
Ba	-0.2592	-0.0947	0.0466	0.5502	0.4000	0.2303	-0.0014	-0.0519	0.0797	0.2089	0.0346	0.1915	0.2763	-0.1458	0.3972	0.2266	0.0647	-0.0588	1.0000						
Sb	-0.1587	-0.1529	0.1275	0.5943	0.3268	0.2620	0.1157	-0.0975	0.1893	0.2517	0.1388	0.1499	0.2017	-0.1024	0.3742	0.3490	0.1833	0.0434	0.8931	1.0000					
Sn	0.4536	0.1359	-0.0852	-0.1916	-0.2040	-0.0075	-0.0380	0.4276	-0.0753	-0.3903	0.0203	-0.1280	-0.3918	0.1564	-0.0770	0.2068	-0.0825	0.4205	-0.1891	-0.0427	1.0000				
Cd	0.0662	0.0113	0.2606	-0.0358	-0.4328	0.0879	0.3264	0.0679	0.2487	-0.0997	0.1978	0.0613	-0.2811	-0.0045	-0.0500	0.1805	-0.0526	0.4078	-0.3071	-0.1234	0.3765	1.0000			
Nb	0.1138	0.7089	-0.1592	0.0475	0.1185	0.4064	-0.2052	0.2555	-0.2736	-0.3759	-0.1503	0.1570	-0.3242	0.0566	-0.0772	-0.3548	-0.3509	0.1446	0.0408	0.0008	0.0848	-0.0739	1.0000		
Y	-0.4267	0.0065	-0.1670	0.3291	0.2474	0.1900	0.0939	-0.4823	0.2146	0.5960	0.0289	-0.0857	0.3362	-0.3178	0.2861	0.2596	0.2354	-0.3392	0.2051	0.3126	-0.3504	-0.0719	-0.0187	1.0000	
Cl	0.1549	-0.1038	0.2877	-0.1053	-0.5076	0.1529	0.3431	-0.0857	0.3940	0.1038	0.1272	0.2035	0.0001	0.2268	-0.0059	0.1132	0.0006	0.0652	-0.1464	-0.0267	0.0091	0.1564	-0.1609	-0.0422	1.0000

Anexo 8. Matriz de correlación de elementos mayores con elementos traza con resultados de FRX de las muestras de esquirla de roca dados en ppm.

	Si	Al	K	Ca	Fe	Ti	Mn
Mo	-0.002	-0.096	-0.241	-0.331	0.3643	-0.145	-0.404
Zr	0.1085	0.0825	0.0679	-0.354	-0.101	-0.279	-0.563
Sr	-0.162	-0.05	-0.377	-0.133	0.2715	-0.15	-0.096
U	-0.071	0.2062	0.1878	0.1317	-0.137	0.0092	0.096
Rb	-0.036	-0.122	0.8868	0.1137	-0.408	-0.13	0.1053
Th	-0.041	0.1650	-0.095	-0.171	0.2767	-0.173	-0.131
Pb	-0.042	0.2785	-0.233	0.0816	0.1211	0.0238	0.3022
Se	0.0583	-0.143	-0.061	-0.408	0.087	-0.298	-0.536
As	-0.119	0.2664	-0.316	0.1181	0.199	0.1002	0.3595
Zn	0.01	0.0876	0.0921	0.6735	-0.089	0.4234	0.7549
W	0.0065	-0.201	-0.158	0.2028	0.2427	-0.009	0.2409
Cu	0.0611	0.0871	-0.149	-0.151	0.2025	-0.249	-0.01
Ni	-0.081	-0.129	0.072	0.3672	0.302	0.3886	0.5436
Co	0.2386	-0.056	-0.262	-0.112	0.418	-0.147	-0.086
Cr	-0.216	-0.214	0.3465	0.3442	-0.234	0.4458	0.2779
V	-0.245	0.0447	-0.157	0.5599	0.2445	0.8483	0.3763
Sc	-0.125	-0.075	-0.096	0.604	0.1338	0.3581	0.4591
S	-0.332	0.0572	-0.148	-0.362	0.1448	-0.265	-0.361
Ba	-0.158	-0.009	0.3683	0.2126	0.0339	0.1089	0.1904
Sb	-0.271	-0.017	0.3036	0.2837	0.057	0.2255	0.2232
Sn	-0.243	-0.068	-0.153	-0.188	-0.014	0.1144	-0.464
Cd	-0.205	0.0599	-0.369	0.05	-0.074	0.1661	-0.075
Nb	0.1618	0.1076	0.2571	-0.338	-0.242	-0.314	-0.437
Y	-0.041	0.1411	0.1232	0.5338	-0.058	0.3084	0.5733
Cl	-0.151	-0.13	-0.604	-0.022	0.4561	0.2184	0.0802

Anexo 9. Matriz de correlación de elementos traça de los resultados de FRX de las muestras de vetilla de arcilla dados en ppm.

	Mo	Zr	Sr	U	Rb	Th	Pb	Se	As	Zn	W	Cu	Ni	Co	Cr	V	Sc	S	Ba	Sb	Sn	Cd	Nb	Y	Cl
Mo	1.0000																								
Zr	0.2393	1.0000																							
Sr	0.2147	-0.1879	1.0000																						
U	0.0798	0.2727	0.6121	1.0000																					
Rb	-0.1043	0.6121	-0.6485	-0.0788	1.0000																				
Th	-0.4111	0.1758	0.0061	0.5030	0.5758	1.0000																			
Pb	0.4216	-0.1434	0.5462	0.3960	-0.1161	0.2390	1.0000																		
Se	-0.0760	0.8193	-0.3346	0.0615	0.4438	0.0000	-0.3038	1.0000																	
As	0.0061	-0.2727	0.3818	-0.2606	-0.1758	-0.0182	0.3482	-0.3209	1.0000																
Zn	-0.4303	-0.1417	-0.0224	-0.3206	0.1715	0.1864	0.1512	-0.0672	0.3952	1.0000															
W	0.3374	-0.0424	0.0788	-0.1636	-0.2000	-0.2727	0.0000	-0.1570	-0.0667	0.0075	1.0000														
Cu	0.1043	-0.0667	-0.3455	-0.6000	0.3212	-0.1515	0.0068	-0.1707	0.4061	0.4399	-0.3576	1.0000													
Ni	-0.1313	0.2458	-0.2253	0.0000	0.6213	0.4780	0.0346	-0.0231	-0.0341	0.5292	-0.3141	0.6009	1.0000												
Co	-0.1266	-0.2564	-0.0063	-0.5753	-0.1188	-0.3252	0.1937	-0.0211	0.6441	0.6693	-0.2564	0.6566	0.1338	1.0000											
Cr	0.2154	0.3769	-0.0729	-0.0122	0.3769	0.1763	0.4760	0.3561	0.0365	0.4263	0.4316	-0.0669	0.1096	0.1756	1.0000										
V	0.2761	0.2242	0.3091	-0.0667	-0.2242	-0.4061	0.3687	0.3551	0.2000	0.4399	0.2242	0.0545	-0.0683	0.5565	0.6201	1.0000									
Sc	0.4454	-0.0820	0.5891	0.2013	-0.2162	-0.0224	0.5208	-0.5040	0.4549	0.2477	0.3654	0.1566	0.1512	0.0846	0.1945	0.2461	1.0000								
S	-0.1288	-0.4424	0.1152	0.0424	-0.4061	-0.2242	-0.1024	-0.3277	0.0424	-0.3206	-0.6848	0.2121	-0.1366	0.1251	-0.8207	-0.3697	-0.1566	1.0000							
Ba	-0.2393	0.2970	-0.1515	0.2485	0.7091	0.8303	0.2595	0.1570	0.2364	0.1268	-0.5394	0.2121	0.4780	-0.0125	0.1459	-0.3333	-0.1268	-0.0667	1.0000						
Sb	-0.2393	0.2970	-0.1515	0.2485	0.7091	0.8303	0.2595	0.1570	0.2364	0.1268	-0.5394	0.2121	0.4780	-0.0125	0.1459	-0.3333	-0.1268	-0.0667	1.0000	1.0000					
Sn	0.1728	0.6350	-0.5257	-0.0137	0.3824	-0.2048	-0.5923	0.5692	-0.7647	-0.3528	0.0137	-0.0205	0.1885	-0.4297	-0.0719	-0.0819	-0.3528	-0.0888	-0.2048	-0.2048	1.0000				
Cd	0.1043	-0.5273	-0.2485	-0.8061	-0.2485	-0.5394	-0.0956	-0.4302	0.4182	0.2013	0.4424	0.3576	-0.3073	0.4377	0.0304	0.0424	0.2162	-0.0182	-0.4182	-0.4182	-0.3004	1.0000			
Nb	-0.0435	0.8774	-0.4724	0.0675	0.8406	0.3988	-0.3318	0.7050	-0.2761	0.0226	0.0307	0.0061	0.4009	-0.3039	0.3754	-0.0552	-0.1887	-0.5706	0.4479	0.4479	0.5944	-0.3743	1.0000		
Y	0.0307	0.8182	-0.2727	-0.0061	0.6970	0.2848	-0.0615	0.6896	-0.0182	0.3206	0.2242	0.0303	0.3277	0.0000	0.7052	0.3576	0.0522	-0.7818	0.3333	0.3333	0.3346	-0.2000	0.8774	1.0000	
Cl	0.5706	0.5030	0.3333	0.3212	-0.2364	-0.3939	-0.1570	0.2595	-0.2485	-0.4698	0.4788	-0.3939	-0.2868	-0.4627	0.0061	0.2364	0.3206	-0.2364	-0.4909	0.4848	0.4848	-0.1758	0.2393	0.2364	1.0000

Anexo 10. Matriz de correlación de elementos mayores con elementos traza con resultados de FRX de las muestras de vetilla de arcilla dados en ppm.

	Si	Al	K	Ca	Fe	Ti	Mn
Mo	0.2025	-0.1411	-0.3129	0.0061	0.1411	0.4847	-0.0862
Zr	0.9273	-0.7091	0.4303	0.1273	0.1879	0.4909	0.2006
Sr	-0.2485	0.1879	-0.4909	0.6970	-0.3455	0.2727	-0.1337
U	0.2485	0.1152	-0.1273	0.4303	-0.5758	-0.0545	-0.2006
Rb	0.6848	-0.4303	0.6606	-0.2242	0.2848	-0.1515	0.3769
Th	0.2848	0.0667	0.2727	0.1515	-0.3091	-0.5030	0.1337
Pb	-0.0888	-0.0205	-0.2458	0.5189	-0.1912	0.1570	0.3219
Se	0.7306	-0.7716	0.4438	0.0137	0.1639	0.4780	0.2739
As	-0.3939	0.0424	-0.1515	0.4424	0.1515	0.2000	0.1824
Zn	0.0224	-0.3654	0.3654	0.4250	0.4399	0.1268	0.7554
W	0.1030	-0.0061	-0.6727	0.1394	-0.1758	0.3818	-0.2796
Cu	-0.0667	-0.2000	0.5879	-0.2000	0.8182	-0.0303	0.5593
Ni	0.4233	-0.3141	0.7511	-0.0410	0.6009	-0.2185	0.6301
Co	-0.2939	-0.3439	0.2876	0.2314	0.5815	0.3064	0.6742
Cr	0.5289	-0.6383	-0.0122	0.4134	0.0608	0.5228	0.5396
V	0.2485	-0.7091	-0.0061	0.5636	0.3333	0.8545	0.6018
Sc	-0.0820	0.1417	-0.3206	0.6636	-0.0373	0.3206	0.0150
S	-0.6364	0.5515	0.1273	-0.2485	-0.0545	-0.4424	-0.2553
Ba	0.2848	-0.1152	0.4788	0.0182	-0.0182	-0.3697	0.2918
Sb	0.2848	-0.1152	0.4788	0.0182	-0.0182	-0.3697	0.2918
Sn	0.6350	-0.3551	0.4165	-0.4438	0.2799	0.1366	-0.0685
Cd	-0.5394	0.2606	-0.3697	-0.1273	0.1515	0.0788	-0.1216
Nb	0.8896	-0.5829	0.4970	-0.0552	0.1902	0.1902	0.1785
Y	0.8545	-0.7697	0.3576	0.2970	0.2364	0.5152	0.4134
Cl	0.4061	-0.1758	-0.3455	0.2121	-0.1030	0.6121	-0.4073