



Universidad Nacional
de **Río Negro**

**CARACTERIZACIÓN DE LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL DEL
SISTEMA DE VETAS EN EL ÁREA DEL PROYECTO TORUEL,
IMPLICANCIAS EN LA EXPLORACIÓN DEL DISTRITO MINERO LOS
MENUCOS, RÍO NEGRO.**

Trabajo Final de la Licenciatura en Geología

Autor: Antilef Kevin Nazareno

Directora: Dra. Pons María Josefina

Co-Director: Hernando Ignacio

2025

RESUMEN	4
ABSTRACT	5
1. INTRODUCCIÓN	7
1.1 Antecedentes	7
2. OBJETIVOS	8
3. HIPÓTESIS	9
4. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	9
5. PROYECTO TORUEL Y MANIFESTACIONES DE CAOLÍN	12
5.1 Ubicación y acceso	12
5.2 Geología	13
5.3 Estructura	13
6. MATERIALES Y MÉTODOS	14
6.1 Recopilación bibliográfica	14
6.2 Procesamiento de imágenes digitales	14
6.3 Trabajo de campo	15
6.4 Análisis de laboratorio	16
6.4.1 Estudios petrográficos	16
6.4.2 Espectrometría de reflectancia VNIR-SWIR	16
6.4.3 Difractometría de rayos X (DRX)	18
6.4.4 Integración de datos geoquímicos y espectrales	19
7. RESULTADOS	19
7.1 Identificación y mapeo de minerales de alteración con procesamiento de imágenes ASTER	19
7.1.1 Combinaciones y cocientes de bandas	23
7.1.2 Índices de identificación litológica – SWIR	23
7.1.3 Técnica de clasificación espectral supervisada SAM (<i>Spectral Angle Mapper</i>)	25
7.2 Caracterización de la alteración hidrotermal	28
7.2.1 Geología y alteración hidrotermal en la veta Toruel	28
7.2.2 Distribución de la geoquímica de subsuelo en la veta Toruel	42
7.2.3 Geología y alteración hidrotermal en canteras y manifestaciones de caolín al este del proyecto Toruel	43
7.2.4 Mapeo de la alteración hidrotermal utilizando firmas espectrales de muestras obtenidas en campo	54

8. DISCUSIÓN	57
8.1 Procesamiento de imágenes satelitales y su validación a través del análisis de muestras de campo	57
8.2 Características de la alteración hidrotermal	59
8.3 Relación entre la alteración hidrotermal y la geoquímica de subsuelo en la veta Toruel	63
9. CONCLUSIONES	63
10. AGRADECIMIENTOS	64
11. BIBLIOGRAFÍA	65

RESUMEN

El proyecto Toruel está ubicado en el distrito minero Los Menucos, 27 km al sureste de la localidad de Los Menucos, en la provincia de Río Negro, dentro del sector centro-norte del Macizo Norpatagónico. En él, afloran rocas volcanoclásticas correspondientes al Complejo Volcánico Los Menucos, las cuales alojan 11 vetas epitermales en un corredor de unos 5 km de ancho y 15 km de largo, orientado aproximadamente N60E. La veta Toruel, cuya mineralización consiste en sulfuros y sulfosales de Ag, Cu, Pb y Zn con anomalías de Au e In, es una de las de principal interés debido a que presenta mayor ley, gran extensión y un espesor superior a un metro.

Hacia el E-NE, se localizan numerosos depósitos y manifestaciones de caolín de origen hidrotermal. Estos depósitos podrían representar manifestaciones distales y más superficiales del mismo sistema que generó la mineralización en Toruel.

Este trabajo ofrece un estudio detallado sobre la alteración hidrotermal asociada al sistema de vetas del área del proyecto Toruel, así como también a las manifestaciones de caolín.

El uso de herramientas de teledetección permitió mapear con éxito los principales minerales de alteración hidrotermal y establecer una buena correlación con los datos obtenidos en campo. A partir de la aplicación de técnicas analíticas combinadas (petrografía, microscopía, espectrometría y difracción de rayos X) se determinó, tanto en superficie como en subsuelo, que la roca de caja de la veta Toruel presenta una alteración fílica a argílica intermedia (sericita-illita±illita-esmectita+cuarczo) en zonas proximales a la veta y una transición argílica intermedia-subpropilítica (sericita-illita+esmectita-illita±cuarczo±clorita) en zonas distales. Además, en superficie se identificó también, una alteración supergénica cercana a la veta, compuesta por jarosita, goethita y minerales secundarios de cobre. Estas alteraciones sugieren un aumento de pH (5 a 7) y una disminución de la temperatura (250°C a 200°C) desde las zonas proximales a distales, característico de un sistema epitermal de baja sulfuración y/o sulfuración intermedia.

Los análisis espectrales evidenciaron una variación en el índice de madurez espectral (IMS) (~cristalinidad) y en la composición de la illita, indicando que la illita es más sódica y más cristalina cerca de la fuente hidrotermal. Los altos valores de IMS (>1) cerca de la veta corresponden a áreas de mayor temperatura, marcando las zonas de canalización de los fluidos hidrotermales. A medida que estos fluidos migraron lateralmente por la roca de caja e interactuaron con ella, se neutralizaron y enfriaron progresivamente hacia sectores distales, evidenciado por los valores de IMS más bajos (<1) y su asociación con una mayor proporción de esmectita. La variación del rasgo de absorción del Al-OH indicó un cambio composicional desde illita con tendencia fengítica en posiciones distales

(Al-OH 2211-2212 nm), a “normal potásica” en zonas intermedias (Al-OH 2201-2210 nm) y tendiente a paragonita (Al-OH 2194-2200 nm) en la zona de veta.

La presencia de illita rica en sodio y alto IMS coincide espacialmente con zonas de mayor ley, lo que la posiciona como un vector útil para identificar principales canales de flujo hidrotermal y proximidad a vetas mineralizadas.

Las técnicas empleadas permitieron definir para la zona de las manifestaciones de caolín, una alteración hidrotermal de tipo argílica avanzada (cuarzo macizo+dickita+caolinita±esmectita) en la zona central y argílica intermedia (caolinita±esmectita) hacia el norte. La primera corresponde, posiblemente, a una zona de transición o de superposición entre un ambiente de condensados hipogénicos ácido-sulfato-cloruro y un ambiente de condensado ácido-sulfato calentado por vapor, donde las condiciones ácidas se mantuvieron activas a temperaturas de ~200°C. La segunda se ajusta a un ambiente condensado calentado por vapor rico en CO₂, asociado a zonas marginales, donde se desarrolla alteración argílica intermedia. En la zona, se han observado dos cuerpos de roca silicificados de tipo *ledges* con sulfuros diseminados. Este sector presenta alteraciones características de un sistema epitermal de alta sulfuración.

ABSTRACT

The Toruel Project is located in the Los Menucos mining district, 27 km southeast of the town of Los Menucos, Río Negro Province, within the north-central sector of the North Patagonian Massif. Volcaniclastic rocks of the Los Menucos Volcanic Complex are exposed in the area, hosting 11 epithermal veins distributed along a corridor ~5 km wide and 15 km long, oriented approximately N60E. The Toruel vein, mineralized with Ag, Cu, Pb, and Zn sulfides and sulfosalts, and showing Au and In anomalies, is of primary interest due to its higher grades, greater extent, and thickness exceeding one meter.

Toward the E–NE, numerous hydrothermal kaolin deposits and occurrences are present. These deposits may represent distal and more surficial expressions of the same system that generated mineralization at Toruel. This study provides a detailed analysis of hydrothermal alteration associated with the vein system in the Toruel Project area, as well as with the kaolin occurrences.

The use of remote sensing tools enabled successful mapping of the main hydrothermal alteration minerals, showing good correlation with field observations. Combined analytical techniques (petrography, microscopy, spectrometry, and X-ray diffraction) revealed that both at surface and subsurface the wall rock of the Toruel vein exhibits phyllic to intermediate argillic alteration (sericite–illite±illite–smectite+quartz) in proximal zones, and an intermediate argillic to subpropylitic

transition (sericite–illite+smectite–illite±quartz±chlorite) in distal zones. In addition, a supergene alteration was identified at the surface near the vein, composed of jarosite, goethite, and secondary copper minerals. These alterations suggest an increase in pH (5–7) and a decrease in temperature (250–200°C) from proximal to distal zones, features characteristic of a low- to intermediate-sulfidation epithermal system.

Spectral analyses revealed variations in the spectral maturity index (IMS) (~crystallinity) and in illite composition, indicating that illite is more sodic and more crystalline near the hydrothermal source. High IMS values (>1) close to the vein correspond to higher-temperature zones, marking the main hydrothermal fluid pathways. As fluids migrated laterally through the wall rock and interacted with it, they progressively neutralized and cooled toward distal sectors, as evidenced by lower IMS values (<1) and their association with higher proportions of smectite. Variations in the Al–OH absorption feature indicate a compositional change from illite with a fengitic tendency in distal positions (Al–OH 2211–2212 nm), to “normal potassic” illite in intermediate zones (Al–OH 2201–2210 nm), and tending toward paragonite (Al–OH 2194–2200 nm) in the vein area. The occurrence of sodic illite with high IMS coincides spatially with higher-grade zones, positioning it as a useful vector to identify the main hydrothermal fluid channels and proximity to mineralized veins.

The techniques employed also enabled the definition of advanced argillic hydrothermal alteration (massive quartz+dickite+kaolinite±smectite) in the central sector of the kaolin occurrences, and intermediate argillic alteration (kaolinite±smectite) toward the north. The former possibly represents a transitional or overlapping zone between an acid–sulfate–chloride hypogene condensate environment and a vapor-heated acid–sulfate condensate environment, where acidic conditions remained active at ~200°C. The latter corresponds to a CO₂-rich vapor-heated condensate environment in marginal zones, where intermediate argillic alteration developed. Two ledge-type silicified rock bodies with disseminated sulfides have also been observed in the area. This sector displays alteration features characteristic of a high-sulfidation epithermal system.

1. INTRODUCCIÓN

El proyecto Toruel, se encuentra en la provincia de Río Negro, 27 km al sudeste de la localidad de Los Menucos. En el área afloran las rocas del Complejo Volcánico Los Menucos (CVLM), el cual está compuesto por cuerpos epizonales a subvolcánicos que varían desde dioríticos a monzoníticos, depósitos piroclásticos, lavas y diques de composición leucoriolíticas a basandesíticas (Lema *et al.*, 2008). Estas rocas integran la faja metalogenética Triásico - Jurásico Inferior, correspondiente a los episodios gondwánicos (Ganem *et al.*, 2023), donde el magmatismo y su actividad hidrotermal asociada tienen una gran importancia por su relación con las mineralizaciones de Au-Ag de la Patagonia, tanto en depósitos de clase mundial, como de depósitos menores y de numerosos prospectos en exploración (Fernández *et al.*, 2008).

En el sector de estudio, existen 11 vetas epitermales en un corredor de unos 5 km de ancho y 15 km de largo, orientado aproximadamente N60E (Ebisch *et al.*, 2011). Las vetas Toruel, Cabra Blanca, Uno, Cañón y Ancha son de principal interés por su mayor extensión y espesores superiores a un metro (Ebisch *et al.*, 2011), mientras que las vetas Nahuel, John, Avispa, Okte, Seba y Fluorita Este, son de interés secundario (Ebisch *et al.*, 2011). Hacia el E-NE de este sistema de vetas, y en un nivel topográfico más elevado, se hallan alineadas numerosas canteras y manifestaciones de caolín de origen hidrotermal, distribuidas a lo largo de 5 km, con orientación NO-SE (Busteros *et al.*, 2009 y referencias allí citadas).

La mineralización en Toruel consiste en vetas epitermales y brechas ricas en sulfuros y sulfosales de Ag, Cu, Pb y Zn con anomalías de Au e In (Ebisch *et al.*, 2011; Hernando y Pons, 2024). Los minerales de interés económico son calcopirita, tetraedrita, galena, esfalerita, calcosina, covellina, oro nativo y plata nativa en ganga de calcedonia y cuarzo (Ebisch *et al.*, 2011; Ganem *et al.*, 2023; Hernando y Pons, 2024). En superficie, se observa una oxidación supergénica, la cual consiste en jarosita, pirita, óxidos de hierro, manganeso, cobre y plomo con presencia de scorodita y antlerita. Esta oxidación alcanza hasta 30 metros de profundidad (Ebisch *et al.*, 2011). Hay abundante fluorita que, según Ebisch *et al.* (2011), parece no estar relacionada espacialmente con la mineralización de Ag y metales base, sin embargo, podría representar un sistema epitermal zonificado con anomalías de metales en profundidad.

1.1. Antecedentes

Los primeros trabajos en Toruel fueron realizados por el Sr. Ángel Garrido, alrededor del año 1954, quien excavó zanjas y trincheras de prospección (Ebisch *et al.*, 2011). En el año 1996, Pegasus Gold Argentina perforó un pozo de aire reverso (RC), encontrando mineralización subeconómica (Ebisch

et al., 2011). En el año 1998, Mount Isa Mines (MIM) tomó cerca de 100 muestras de roca y 36 de suelo, obteniendo valores de hasta 0,51 g/t de oro, 273 g/t de plata, 4.000 g/t de cobre, 12.600 g/t de plomo y 853 g/t de zinc (Heenan, 1998). Sin embargo, MIM no realizó perforaciones adicionales (Ebisch *et al.*, 2011).

Durante los años 2005 y 2006, Marifil Mines S.A perforó 1.590 metros de aire reverso (RC) en 15 pozos y 4.300 metros de perforación diamantina (DDH) en 46 pozos, centrados en la veta Toruel y estructuras conjugadas adyacentes (Ebisch *et al.*, 2011).

Hasta la actualidad no se han realizado análisis sobre los tipos de alteración hidrotermal presentes en la zona y su distribución espacial y temporal, que permitan elaborar patrones para vectorizar las zonas mineralizadas y aplicarlos a otras regiones del distrito. Por ello, en este trabajo se realizará un estudio detallado de la mineralogía de alteración, tanto en superficie como en subsuelo. Se ha seleccionado la veta Toruel debido a su mayor mineralización (Ebisch *et al.*, 2011) y a la presencia de indio, un metal crítico y estratégico utilizado en nuevas tecnologías (Baran, 2023).

En relación al sistema hidrotermal que dio origen a estas vetas, resulta relevante considerar las canteras y manifestaciones de caolín ubicadas al E-NE del proyecto, ya que estos depósitos podrían representar manifestaciones distales y más superficiales del mismo sistema que generó la mineralización en Toruel. Estas manifestaciones han sido estudiadas previamente por Busteros *et al.* (2009), quienes, a partir de imágenes satelitales, identificaron caolinita, alunita y montmorillonita. Asimismo, López (2000) describió para la cantera Don Sergio, minerales de mayor temperatura como dickita y pirofilita, además de caolinita, determinados mediante estudios petrográficos.

De esta manera, se consideró pertinente incorporar esta área en el análisis de las alteraciones hidrotermales.

2. OBJETIVOS

El objetivo general de este trabajo es caracterizar la alteración hidrotermal asociada al sistema de vetas del área del proyecto Toruel, así como también a las manifestaciones de caolín presentes al E-NE. Esto involucra determinar las fases minerales de las alteraciones mediante técnicas analíticas convencionales (ver materiales y métodos) y establecer sus variaciones mineralógicas y químicas con respecto a la distancia y profundidad de las estructuras mineralizadas. De esta manera, se busca desarrollar herramientas de vectorización hacia las zonas de mayor temperatura y posibles zonas mineralizadas.

Los objetivos específicos consisten en:

- Delimitar zonas de alteración hidrotermal mediante los métodos de combinación de bandas, cocientes de bandas, índices de identificación litológicas SWIR y técnicas de clasificación espectral.
- Analizar la paragénesis mineral de alteración encontrada en superficie y subsuelo.
- Determinar cambios texturales, composicionales y estructurales en minerales de alteración.
- Establecer, basándose en la alteración hidrotermal, las condiciones de temperatura/composición de los fluidos, las posibles zonas de canalización y los gradientes de temperaturas del sistema.

3. HIPÓTESIS

1. Las paragénesis minerales de alteración varían de acuerdo a la distancia de las estructuras mineralizadas y también en profundidad, indicando diferentes condiciones de formación (temperaturas, Eh, pH e interacción fluido/roca) y permitiendo vectorizar las posibles zonas de circulación de fluidos, así como determinar gradientes de temperatura.
2. El análisis de imágenes satelitales para identificar zonas con alteración hidrotermal y su corroboración a través de estudios de detalle, puede aplicarse en zonas donde las vetas no afloran, ampliando las posibles áreas de exploración en el distrito.

4. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El proyecto Toruel se ubica en el centro-norte del Macizo de Somuncurá o Macizo Norpatagónico, una provincia morfoestructural con un área aproximada de 140.000 km², que se extiende por las provincias de Río Negro, Chubut y Neuquén (Giacosa *et al.*, 2022) (Fig. 1). El macizo limita al norte con la cuenca del Colorado y al noroeste con la cuenca Neuquina (Remesal, 1988). Su límite occidental es la Precordillera, mientras que hacia el sur y suroeste limita con la cuenca de Cañadón Asfalto (Ramos, 1999). El macizo se extiende hacia la costa atlántica al este, donde limita con el mar argentino (Ramos, 1999).

El basamento, en la región centro-norte del macizo, está representado por metasedimentitas de la Formación Colo Niyeu (Labudía y Bjerg, 1994) de edad cámbrica temprana (Martínez Dopico *et al.*, 2017). Esta unidad no aflora en el área de trabajo y sus exposiciones más cercanas se encuentran al NO de la localidad de Los Menucos (Cucchi *et al.*, 2001). El basamento, se encuentra intruido por rocas plutónicas y unidades volcánicas asociadas que corresponden al Complejo La Esperanza y al Complejo Volcánico Dos Lomas (Llambías y Rapela, 1984), pertenecientes al ciclo eruptivo gondwánico (Llambías *et al.*, 1984) y de edades Guadalupense - Lopingiense y Pérmico - Triásico

Medio, respectivamente (Martínez Dopico *et al.*, 2019). Estas rocas afloran al norte de la zona de estudio.

El Complejo Los Menucos (Cucchi *et al.*, 2001), se dispone sobre las unidades previas y consiste en rocas volcánicas (riolitas, dacitas y andesitas), con predominio de facies piroclásticas (tobas e ignimbritas riolíticas y dacíticas), junto con sedimentitas subordinadas e intrusiones someras de cuerpos subvolcánicos (diques riolíticos) (Cucchi *et al.*, 2001). Las rocas de este Complejo presentan una amplia distribución areal (Fig. 2). En la zona de estudio, Labudía y Bjerg (2001), identificaron dos formaciones correspondientes al Complejo Los Menucos. En la base, se encuentra la Formación Vera, compuesta de una secuencia sedimentaria de conglomerados, *wackes*, pelitas y areniscas, intercaladas con depósitos de cenizas, tobas, flujos piroclásticos y brechas volcánicas de composición dacítica. Por encima, se dispone la Formación Sierra Colorada, la cual se compone de lavas, tobas y brechas pobremente estratificadas, así como ignimbritas y vitrófiros de composición riolítica (Labudía y Bjerg, 2001).

Durante varios años, el Complejo Los Menucos ha sido asignado al Triásico Medio-Superior debido principalmente a una edad de 222 ± 2 Ma (isocrona Rb/Sr - roca total) obtenida por Rapela *et al.* (1996) en ignimbritas y otra obtenida por Lema *et al.* (2008) de $206,9 \pm 1,2$ Ma (isocrona Ar^{39}/Ar^{40} en biotita) en un pórfido monzonítico. Sin embargo, Luppo *et al.* (2018) obtuvieron nuevas edades bajo estudios de geocronología U-Pb en circones presentes en las rocas volcánicas y sedimentarias de esta secuencia, aflorantes a unos 40 km al NO de Los Menucos, indicando que dicha secuencia se habría depositado entre los 257 ± 1 Ma y 248 ± 1 Ma. Sumado a esto, se obtuvieron edades U-Pb de 248 ± 1 Ma, 252 ± 1 Ma y $256 \pm 0,7$ Ma en ignimbritas que afloran en áreas situadas entre 15 y 30 km al O y NO de Los Menucos (Falco *et al.*, 2018).

Rocas sedimentarias de edad cretácica cubren parcialmente rocas del Complejo Los Menucos mediante discordancia (Formación Angostura Colorada y Formación Coli Toro) (Remesal *et al.*, 2001; Cucchi *et al.*, 2001), mientras que rocas volcánicas y sedimentarias cenozoicas (Formación Roca, Formación Somún Curá, Basalto Meseta Coli Toro, Basalto Trayen Niyeu y Complejo Queupuniyeu) cubren o intruyen de manera parcial, rocas de los Complejos La Esperanza y Los Menucos (Cucchi *et al.*, 2001; Remesal *et al.*, 2001).

La estructura de toda la región está definida por una deformación frágil, caracterizada por fallas de longitudes kilométricas de cinemática mayormente dextral y una orientación dominante E-O con variaciones al NE-SO, NO-SE, NNE-SSO. Estas estructuras afectan a toda la región, excepto a las rocas volcánicas y sedimentarias cretácicas y cenozoicas (Giacosa *et al.*, 2007).

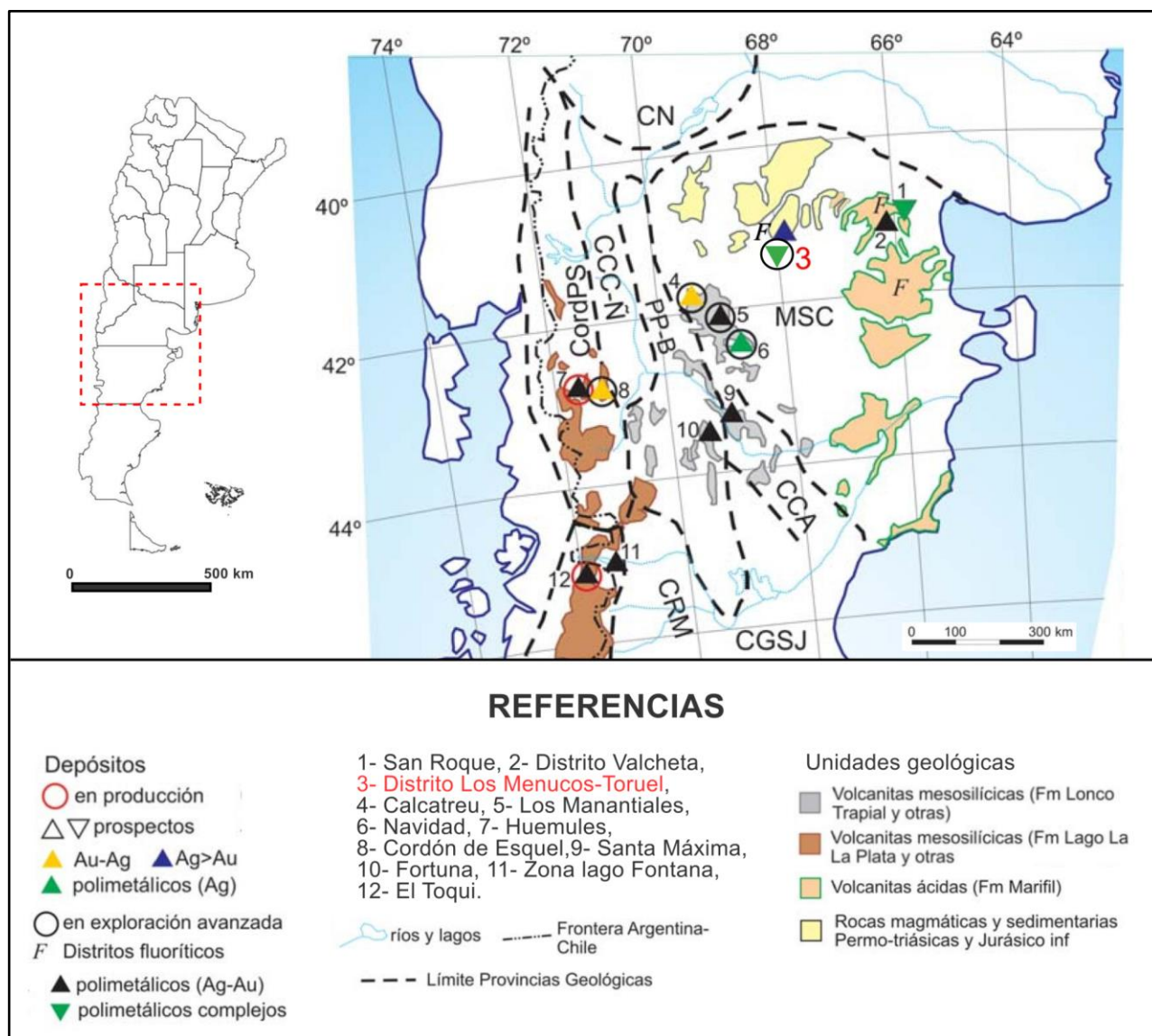


Figura 1. Distribución de depósitos, prospectos y manifestaciones de Au-Ag en el Macizo de Somuncurá y áreas adyacentes. Las principales unidades y provincias geológicas de la región se representan sobre la base de Zappettini (2005) y Ramos (1999). Referencias: CCA: Cuenca Cañadón Asfalto; CCC-Ñ: Cuencas Collón Cura y Ñirehuao; CN: Cuenca Neuquina; CGSJ: Cuenca del Golfo San Jorge; CordPS: Cordillera Patagónica Septentrional; CRM: Cuenca del Río Mayo; MSC: Macizo de Somuncurá; PP-B: Precordillera Patagónica y Bernárdides. Modificado de Fernández *et al.* (2008).

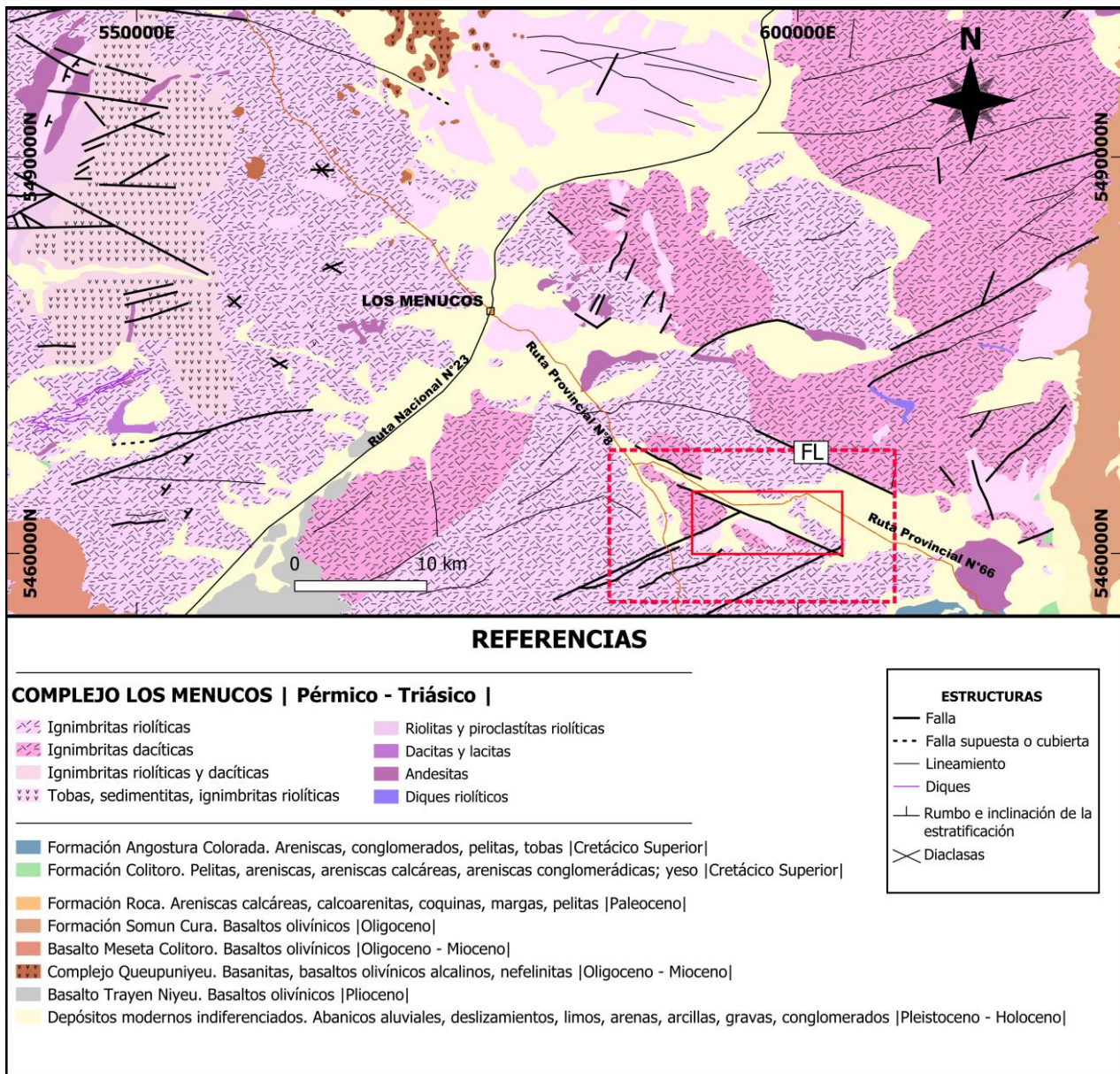


Figura 2. Mapa geológico regional. Unidades geológicas y estructuras sobre la base de Cucchi *et al.* (2001), Remesal *et al.* (2001) y Caminos *et al.* (2001). El recuadro con líneas rojas punteadas delimita la zona analizada bajo el procesamiento de imágenes ASTER (ver sección 7.1). El recuadro con líneas rojas continuas corresponde al área de estudio (ver Fig. 3). FL: Falla Lagunitas.

5. PROYECTO TORUEL Y MANIFESTACIONES DE CAOLÍN

5.1 Ubicación y acceso

El proyecto Toruel, junto con las canteras y manifestaciones de caolín, se ubican al sudeste de la localidad de Los Menucos, en la provincia de Río Negro (Fig. 2). El acceso al proyecto Toruel se realiza por la Ruta Provincial N°8, recorriendo 23 km de distancia en dirección al paraje Prahuaníyeu, y luego tomando antiguos caminos mineros hacia el este por 4 km. Por su parte, a las canteras y

manifestaciones de caolín se accede a través de la Ruta Provincial N°66, recorriendo 20 km en dirección al este.

5.2 Geología

La geología del área de estudio, está conformada por rocas volcanoclásticas asignadas al Complejo Volcánico Los Menucos (Fig. 3). Al oeste y al norte, afloran tobas ricas en cristales con textura eutaxítica, presentando una orientación NE-SO e inclinaciones de 15° al NO en el sector oeste. En el área del proyecto Toruel, afloran tobas vítreas con textura eutaxítica y de tonalidad morada. Estas rocas presentan una disposición subhorizontal con una orientación ESE-ONO e inclinaciones de 11° y 12° al NNE-NE. Rodeando a esta unidad, se encuentra una sucesión de tobas, tobas pumíceas y tobas líticas de comportamiento friable y de tonalidades grises, rosas y verdosas. Finalmente, hacia el este, aflora una sucesión de tobas, tobas lapillíticas, tobas pumíceas, tobas ricas en cristales y tobas ricas en cristales con textura eutaxítica, donde algunas presentan foliación de flujo. Estas rocas presentan orientaciones variadas desde NO-SE y NE-SO en el sector norte con inclinaciones de 18° a 23° al NE y SE respectivamente, a E-O y NO-SE en el sector central con inclinaciones entre 22° y 50° al S y SO. En este sector, se encuentran, además, dos cuerpos de roca silicificados de orientación E-O.

5.3 Estructura

El área de estudio se caracteriza por la presencia de fallas y lineamientos bien definidos, que habrían ejercido un control significativo sobre la ubicación, geometría y extensión de la mineralización (Ebisch *et al.*, 2011) (Fig. 3). La estructura principal presenta una orientación NO-SE, concordante con la falla Lagunitas, que atraviesa la zona a escala regional (véase Fig. 2). Se reconocen fallas y lineamientos de orientación NE-SO, los cuales, junto con la estructura principal NO-SE, delimitan una región poligonal donde se concentra la mayor parte de la actividad hidrotermal.

Finalmente, en el área del proyecto Toruel se identifica una falla de cinemática sinistral de menor extensión, que desplaza a la veta Toruel.

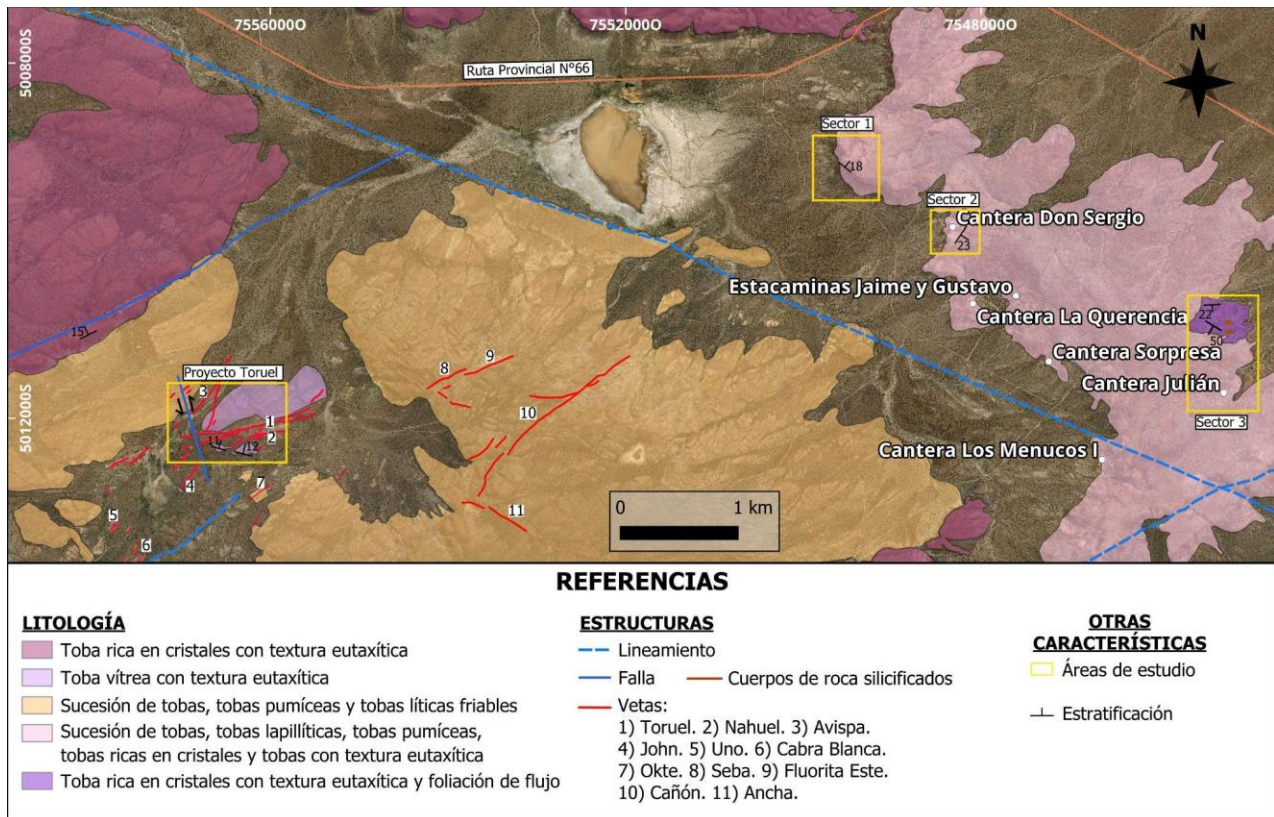


Figura 3. Mapa geológico local con vetas, fallas y lineamientos principales del área del proyecto Toruel y canteras de caolín. Los puntos blancos indican la ubicación de las canteras, mientras que los recuadros amarillos señalan los sectores estudiados (ver sección 7.2). Véase la ubicación de este mapa en la Fig. 2.

6. MATERIALES Y MÉTODOS

6.1. Recopilación bibliográfica

Se obtuvieron antecedentes geológicos y estructurales a escala regional para la elaboración de un mapa base. Se realizó una recopilación bibliográfica para estudiar y comprender las metodologías de procesamiento de imágenes satelitales y su aplicación al mapeo de alteraciones hidrotermales. También se buscó profundizar en los conceptos sobre el tipo, la caracterización, formación y procesos de los sistemas epitermales, así como comprender y aplicar de forma correcta las técnicas de espectroscopía de reflectancia y difracción de rayos X. Además, se obtuvo información acerca de prospectos, depósitos u ocurrencias en zonas cercanas al área de estudio.

6.2. Procesamiento de imágenes satelitales

En el Distrito Los Menucos se han identificado varios sectores con evidencias de alteración hidrotermal vinculados con mineralización de interés económico (Kruse *et al.*, 2002; Ducart, 2004). El uso de imágenes ópticas multiespectrales como las del sensor ASTER es una herramienta efectiva

para detectar zonas afectadas por procesos hidrotermales (Ducart *et al.*, 2006; Rowan *et al.*, 2006; Ninomiya, 2004; entre otros).

En este trabajo, se utilizó la imagen satelital de tipo multiespectral ASTER AST_L1T_00307292007142852_20150520185840_111191 obtenida del repositorio del Servicio Geológico de Estados Unidos (<https://earthexplorer.usgs.gov>). Utilizando el *software* ENVI 5.3[®], se realizaron los pre-procesamientos de los subsistemas VNIR y SWIR que incluyen correcciones de radiancia, reflectancia y correcciones atmosféricas. Se realizó un *layerstacking* en las bandas de los subsistemas VNIR y SWIR y fueron remuestreadas a una resolución espacial de 15 m para poder realizar operaciones que involucran bandas de ambos subsistemas. A pesar de que la vegetación del área es poca, para evitar interpretaciones erróneas en cuanto a las zonas afectadas por alteración hidrotermal, se aplicó una máscara para excluir las respuestas de vegetación, además de sombras y cuerpos de agua móviles e inmóviles. Estos fueron identificados mediante un análisis de las respuestas espectrales en distintas longitudes de onda. Utilizando el índice de vegetación NDVI $((B3 - B2)/(B3 + B2))$ (Ninomiya 2004), la vegetación fue identificada dentro de un rango de valores de píxel entre 0,03 y 0,6 mientras que los cuerpos de agua y sombras fueron identificados con valores de píxel entre 0,5 y 1 en la banda 3.

Luego de estas correcciones, se generaron las combinaciones de bandas RGB 321, 654, 461 y 468. La primera para una distinción litológica (Rodríguez y Martínez, 2012), mientras que las demás fueron utilizadas para identificar zonas con presencia de minerales arcillosos, óxidos y zonas de alteración hidrotermal en general (Pérez *et al.*, 2010; Di Tomasso y Rubinstein, 2007). Además, se aplicaron los cocientes 4/5, 4/6 y 4/7 (Marquetti *et al.*, 2005) y la combinación RGB: 4/5, 4/6, 4/7, ambos empleados para el reconocimiento de zonas con alteración hidrotermal (Pérez *et al.*, 2010). Para reforzar la delimitación de dichas zonas, se emplearon los índices litológicos propuestos por Ninomiya (2004) y Castro Godoy y Marín (2016).

Por último, se aplicó la técnica de clasificación espectral supervisada SAM (*spectral angle mapper*) para identificar y mapear los minerales de alteración (Kruse *et al.*, 1993). Estos resultados fueron posteriormente integrados en el *software* de libre acceso QGIS 3.38.1, donde se realizaron los mapas temáticos correspondientes (ver sección 7.1).

6.3. Trabajo de campo

Con base en los resultados obtenidos en las etapas previas, se seleccionaron tres áreas dentro del sector de las canteras y manifestaciones de caolín, para su verificación durante el trabajo de campo. Las zonas con anomalías espectrales extensas y continuas, que estarían indicando una posible alteración hidrotermal, fueron priorizadas sobre las más dispersas.

En cada área, se realizó la descripción de los afloramientos, acompañada de un registro fotográfico, y se recopiló información sobre las litologías y estructuras presentes (tipo, rumbo y buzamiento). Se recolectaron un total de 18 muestras representativas de superficie, provenientes de las principales unidades litológicas y de rocas con alteración hidrotermal.

En la veta Toruel, se realizó un muestreo sistemático mediante dos transectas perpendiculares a la estructura principal. Estas transectas fueron trazadas con un intervalo regular de 260 metros, para garantizar la cobertura de zonas representativas de las litologías y de la alteración hidrotermal. A lo largo de ambas transectas, se recolectaron 21 muestras representativas, con una separación aproximada de 50 a 70 metros entre cada punto de muestreo.

6.4. Análisis de laboratorio

6.4.1 Estudios petrográficos

Las muestras de superficie obtenidas en campo, fueron analizadas con lupa de mano y lupa binocular 80X. Además, se estudiaron los testigos de perforación diamantina provenientes de los sondajes DDH 32 y DDH 33, correspondientes a la zona de la veta Toruel, los cuales fueron proporcionados por Rubén Davicino, propietario del proyecto Toruel. En cada muestra, se describió la textura, la composición mineralógica y los minerales de alteración hidrotermal presentes.

Para la veta Toruel, se realizó, tanto en superficie como en subsuelo, un estudio exhaustivo de los minerales de alteración, con el objetivo de determinar las asociaciones minerales presentes en zonas distales y proximales a la veta. Con la misma finalidad, se estudiaron 4 cortes petrográficos de zonas distales y cercanas a la veta, provenientes de muestras del sondaje DDH 32. Estos cortes fueron proporcionados por Ignacio Hernando, obtenidos en el marco de su tesis doctoral, y se analizaron con luz transmitida utilizando el microscopio Nikon ECLIPSE EPOL 200 del Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG), ubicado en la localidad de General Roca.

6.4.2 Espectrometría de reflectancia VNIR-SWIR

Se aplicó espectrometría de reflectancia visible, infrarrojo cercano (VNIR) e infrarrojo de onda corta (SWIR) para determinar minerales de alteración hidrotermal (Thompson *et al.*, 1999). Particularmente, el SWIR es sensible a ciertas moléculas y radicales, como OH, H₂O, NH₄, CO₃, y enlaces catión-OH como Al-OH, Mg-OH y Fe-OH (Thompson *et al.*, 1999) (Fig. 4). Las absorciones dependen de los enlaces moleculares presentes y son características de cada mineral. La identificación de minerales, se basa en la posición, intensidad y forma de las absorciones (Thompson *et al.*, 1999).

Por otro lado, en el VNIR, las absorciones se vinculan principalmente a transiciones subatómicas, donde la mayoría de las características de absorción se deben a transiciones electrónicas del hierro, tanto férrico (Fe^{3+}) como ferroso (Fe^{2+}) (GMEX, 2008). En general, la mayoría de los minerales que contienen hierro, presentan características de absorción férrica y/o ferrosa en el rango VNIR, como clorita, biotita, jarosita, etc. (GMEX, 2008). Otros elementos de transición, como el cobre y el manganeso, también pueden producir absorciones en este mismo rango espectral (GMEX, 2008).

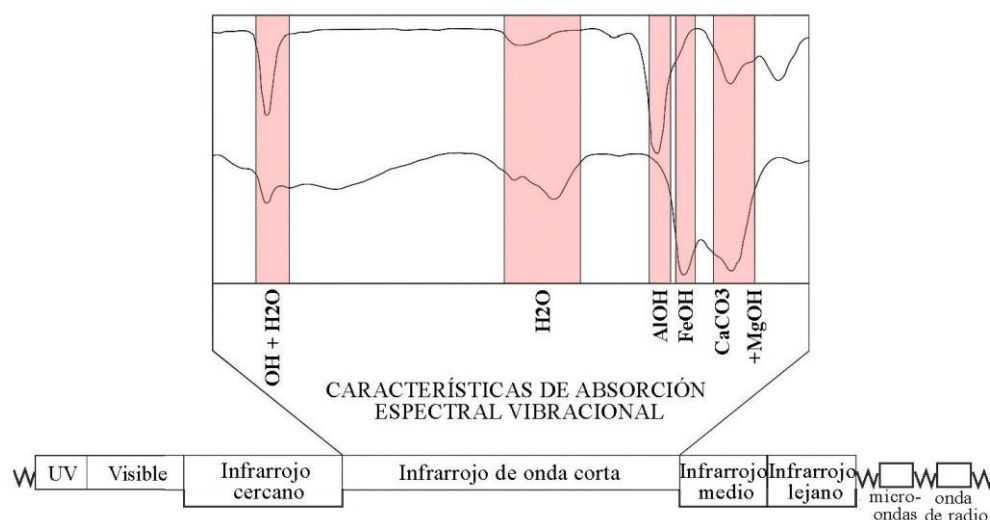


Figura 4. Espectro electromagnético y posiciones de absorción características de las principales especies químicas presentes en minerales de alteración. Modificado de GMEX (2008).

En este trabajo, para la obtención de los espectros se utilizó el espectrómetro portátil VNIR-SWIR1-2 (*Fieldspec Pro 4 High Resolution*) del IIPG.

La medición de los espectros VNIR-SWIR se efectuó sobre superficies frescas y planas de las muestras de mano obtenidas en campo, de muestras procedentes de los sondajes diamantina DDH 32 y DDH 33 y en *cuttings* de perforación de aire reverso del pozo ARC-60. Este último también facilitado por Rubén Davicino. Los datos se registraron con el *software* R³, en intervalos de 3 a 60 segundos, y la calibración del instrumento se realizó al inicio de cada sesión de medición, utilizando un spectralon (blanco) como referencia.

En total se obtuvieron 894 espectros: 96 del sondaje DDH 32, 120 del DDH 33, 240 del pozo de aire reverso ARC-60 y 438 de muestras de superficie recolectadas en campo. Las mediciones en muestras de superficie y de subsuelo se realizaron siguiendo la misma metodología.

Los espectros fueron analizados e interpretados manualmente con la ayuda de los *software* ViewSpecPro[®] y SpecMin[®] y el manual de interpretación espectral GMEX (2008), con el objetivo de identificar los minerales de alteración y determinar parámetros como la composición y madurez textural (~cristalinidad) en minerales como las micas blancas y caolinitas. La composición de las

micas blancas se ha determinado mediante la ubicación del rasgo de máxima absorción, que indica el contenido de Al^{IV} , en torno a los 2200 nm. Según este parámetro y siguiendo la clasificación propuesta por Pontual *et al.* (1997), las micas blancas se categorizan de la siguiente manera:

1. < 2190 nm: paragonita ($\text{Na}_2\text{Al}_4 [\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{20}] [\text{OH}]_4$) o illita paragonítica.
2. 2190 - 2200 nm: tendiente a paragonita o illita tendiente a paragonítica.
3. 2200 - 2210 nm: muscovita ($\text{K}_2\text{Al}_4 [\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{20}] [\text{OH}]_4$) o illita “normal” potásica.
4. 2210 - 2220 nm: tendiente a fengita o illita tendiente a fengítica.
5. > 2220 nm: fengita ($[\text{K}_2 [\text{Al}_3(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})] [\text{AlSi}_7\text{O}_{20}] [\text{OH}]_4$) o illita fengítica.

El índice de madurez espectral (IMS) de las micas blancas ($\sim$ cristalinidad), que indica la pérdida de agua molecular con el aumento de la temperatura (Cudahy *et al.*, 2008; Doublier *et al.*, 2010), se calculó de forma cuantitativa siguiendo los conceptos de Pontual *et al.* (1997) mediante la siguiente fórmula: [profundidad del rasgo de absorción Al-OH (2200 nm)] / [profundidad del rasgo de absorción H_2O (1900 nm)]. Mayor contenido de H_2O molecular resulta en una disminución de la cristalinidad, lo que se refleja en valores más bajos del IMS. Así, un $\text{IMS} < 1$ indica una mayor profundidad en el rasgo de absorción del H_2O en comparación con el del enlace Al-OH. En contraste, un $\text{IMS} > 1$ indica un aumento en la cristalinidad con mayor absorción del enlace Al-OH respecto al de H_2O , por menor contenido de agua molecular. Además, este parámetro puede utilizarse como indicador de la proporción relativa de micas blancas y esmectita en mezclas interestratificadas, disminuyendo su valor a medida que aumenta la proporción de esmectita (Maffini *et al.*, 2017).

6.4.3 Difractometría de Rayos X (DRX)

A partir de los estudios preliminares mediante espectrometría de reflectancia, se seleccionaron 3 muestras de superficie (2 de la roca de caja de la veta Toruel y 1 del sector de canteras de caolín) representativas para confirmar y complementar la identificación de los minerales de alteración hidrotermal detectados. Además, se buscó validar la presencia de fases complejas como interestratificados del tipo illita-esmectita.

Se prepararon muestras orientadas de arcillas (tamaño de partículas $< 10 \mu\text{m}$), en el laboratorio del IIPG, siguiendo la metodología descrita en Pons *et al.* (2023). Las muestras se desagregaron y descarbonataron en tubos con agua destilada (Fig. 5A) y luego se agitaron mecánicamente y por ultrasonido para liberar la fracción de tamaño arcilla (Fig. 5B-C). Mediante pipeteo se separó la fracción fina ($< 10 \mu\text{m}$) y se colocó sobre un portaobjeto de vidrio, dejándola secar por 24 horas (Fig. 5D). Este procedimiento garantiza que los filosilicatos se depositen preferentemente sobre sus caras basales al evaporarse el agua destilada (Pons *et al.*, 2023).

Luego de su preparación, las muestras fueron analizadas en el laboratorio del IIPG. Se realizaron análisis de DRX en muestras secadas al aire (AD), tras tratamiento con etilenglicol (EG) y luego de ser calcinadas a 550°C (CAL). Se registraron difracciones de 2° a 40°. Mediante estos tratamientos es posible identificar los distintos minerales, verificar la presencia de arcillas expansivas (EG) y analizar cambios en la estructura cristalinas (CAL).

Posteriormente, se realizó la interpretación y reconocimiento de los minerales, utilizando el *software X'Pert High Score®*.

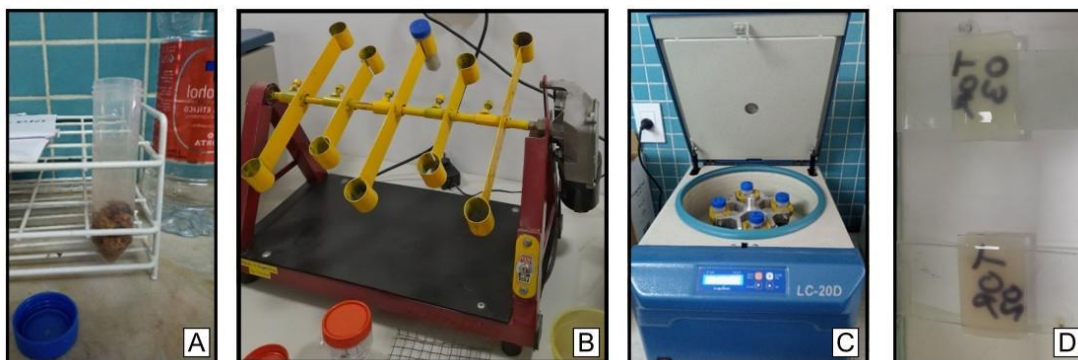


Figura 5. Instrumentos utilizados en la preparación de muestras para DRX. A) Fragmentos de roca en agua destilada. B) Agitación mecánica de las muestras. C) Agitación por ultrasonido. D) Muestras preparadas para el secado al aire de 24 horas.

6.4.4 Integración de datos geoquímicos y espectrales

Para evaluar la relación entre la geoquímica de subsuelo y la alteración hidrotermal identificada en profundidad, se integraron resultados del análisis espectral de micas blancas (particularmente de la illita) con información geoquímica del sondaje diamantina DDH 32. Estos datos geoquímicos fueron aportados por el propietario del proyecto Toruel, Rubén Davicino.

La integración consistió en la correlación vertical de los parámetros espectrales (composición e IMS), con los perfiles de concentración de oro (Au), plata (Ag), cobre (Cu), molibdeno (Mo), zinc (Zn), arsénico (As) y antimonio (Sb).

7. RESULTADOS

7.1. Identificación y mapeo de minerales de alteración hidrotermal con procesamiento de imágenes ASTER

7.1.1. Combinaciones y cocientes de bandas

En una primera etapa, utilizando las combinaciones de banda se localizaron zonas con presencia de minerales arcillosos y óxidos, ya que es el método más rápido y simple de procesamiento de imágenes

satelitales (Pérez *et al.*, 2010). Según Di Tomasso y Rubinstein (2007), las bandas de ASTER 1 y 3 detectan principalmente óxidos de hierro, las bandas 5 y 6 presentan una fuerte absorción causada por los minerales arcillosos alunita y/o sericita/muscovita, asociada a la vibración del enlace Al-OH en el rango 2.160 a 2.200 μm (Hunt y Salisbury, 1970; Pontual *et al.*, 1997), la banda 7 detecta Fe-OH causado principalmente por jarosita y/o muscovita férrica y la banda 8 detecta Mg-OH causado por clorita, epidota y/o carbonatos principalmente. Por otro lado, la banda 4 de ASTER no tiene asociada ninguna absorción característica de las arcillas, por lo que tiene una reflectancia más elevada (Pérez *et al.*, 2010). En el área, se ha empleado la combinación RGB 321 que permite obtener una distinción litológica, ya que resalta los contactos de las diferentes unidades (Rodríguez y Martínez, 2012) (Fig. 6A). Posteriormente, se realizó la combinación RGB 654 donde las zonas con presencia de minerales arcillosos se ven en distintos tonos azules (Pérez *et al.*, 2010) (Fig. 6B). Por otro lado, en la combinación RGB 461 se pudo identificar zonas con minerales arcillosos dadas por una tonalidad magenta (Fig. 6C) debido a la absorción en la banda 6 (Al-OH) y óxidos con una tonalidad amarilla debido a la absorción en la banda 1 (óxidos de Fe), mientras que la combinación RGB 468 ayudó a distinguir zonas de alteración en general, con tonalidades magenta (Di Tomasso y Rubinstein, 2007) (Fig. 6D). Las fuertes respuestas en los sectores este y noreste de las imágenes, corresponden a las canteras y manifestaciones de caolín presentes en la zona (Lema *et al.*, 2009; Marfil *et al.*, 2005), dónde en algunas se encuentra la presencia de minerales como dickita y alunita, además de caolinita (Marfil *et al.*, 2000; Maiza *et al.*, 2006).

Luego de las combinaciones, se generaron los cocientes 4/5, 4/6 y 4/7 utilizados por Marquetti *et al.* (2005). En estos, se colocaron en el numerador, las bandas donde las arcillas presentan mayor reflectancia y en el denominador, aquellas bandas donde se encuentran los picos de absorción, debido a que se busca reforzar la respuesta de los píxeles que reúnan estas condiciones. El cociente 4/5 permite distinguir la presencia de minerales con fuerte absorción en la banda 5, como alunita, caolinita, pirofilita y dickita. El cociente 4/6 realza la presencia de minerales como sericita, illita, illita/esmectita y esmectita que tienen una fuerte absorción en la banda 6, mientras que el cociente 4/7 es útil para identificar zonas con alteración hidrotermal en general (Fig. 7).

La combinación RGB de estos cocientes (4/5, 4/6, 4/7), da como resultado una imagen donde las zonas de alteración aparecen en color blanco (Pérez *et al.*, 2010), debido a la alta reflectancia en los tres cocientes. La alta respuesta en las bandas 5 y 6, está asociada al enlace Al-OH de las arcillas que genera picos de absorción, mientras que la menor reflectancia en la banda 7 se debe a la presencia de minerales con enlaces Fe-OH (Pontual *et al.*, 1997) (Fig. 7D).

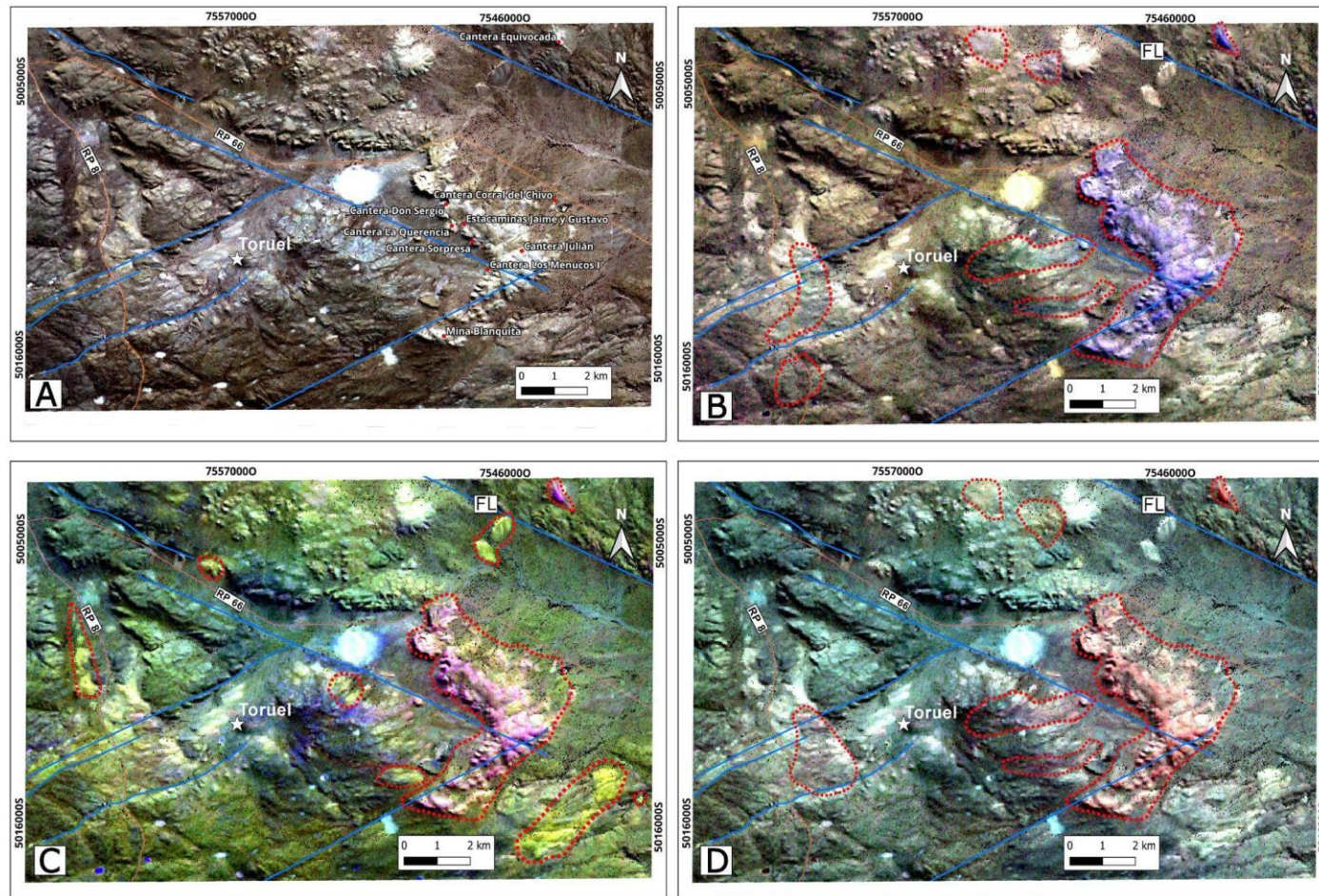


Figura 6. Combinaciones de bandas generadas en el área de estudio (ver ubicación en Fig. 2). A) Combinación RGB 321 con la ubicación de las canteras de caolín. B) Combinación RGB 654 que muestra zonas de alteración en tonos azules. C) Combinación RGB 461 que muestra zonas con minerales arcillosos en tonalidad magenta y zonas con óxidos en tonos amarillos. D) Combinación RGB 468 que muestra zonas de alteración con tonalidades magenta. Las líneas punteadas rojas indican las zonas de alteración identificadas, y las azules indican lineamientos y fallas principales. FL: Falla Lagunitas; RP 66: Ruta Provincial N°66; RP 8: Ruta Provincial N°8.

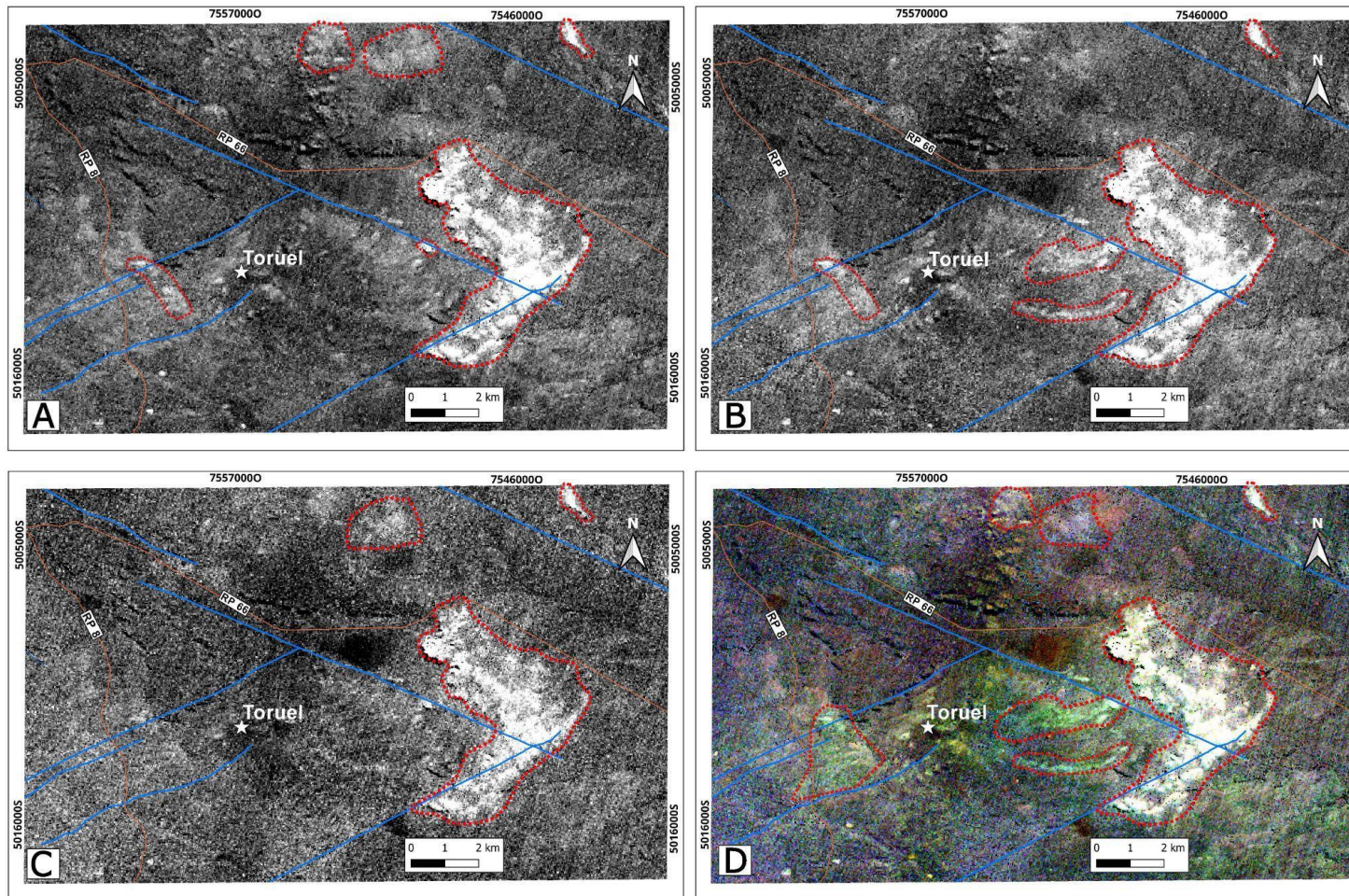


Figura 7. Cocientes de bandas y combinación de cocientes realizados en el área de estudio (ver ubicación en Fig. 2). A) Cociente 4/5 que distingue en colores claros la presencia de minerales como alunita, caolinita, pirofilita y dickita. B) Cociente 4/6 que realza la presencia de minerales como sericita, illita, illita/esmectita y esmectita. C) Cociente 4/7 que realza zonas con alteración hidrotermal. D) Combinación de bandas RGB de los cocientes 4/5, 4/6, 4/7, donde las zonas con alteración aparecen de color blanco o blanco verdoso debido a la alta respuesta en los tres cocientes. Las líneas punteadas rojas indican las zonas de alteración identificadas, y las azules indican lineamientos y fallas principales. FL: Falla Lagunitas; RP 66: Ruta Provincial N°66; RP 8: Ruta Provincial N°8.

7.1.2. Índices de identificación litológica - SWIR

Se utilizaron los índices litológicos propuestos por Ninomiya (2004) y Castro Godoy y Marin (2016) para reforzar la identificación de zonas de alteración hidrotermal. Para cada índice se aplicó un umbral de valores para resaltar aquellos sectores que presenten una alta respuesta. El primero de los índices queda definido por la ecuación:

$$OHI_a = \frac{band_4 \times band_7}{band_6 \times band_6}$$

Éste índice se utiliza para identificar minerales como la montmorillonita, caolinita, alunita y micas, ya que estos presentan una absorción muy definida en la banda 6 y una reflectancia moderada en las bandas 4 y 7 (Ninomiya 2004) (Fig. 8A).

El segundo índice responde a la ecuación:

$$OHI_b = \frac{band_4 \times band_7}{band_5 \times band_5}$$

Éste índice detecta minerales con un pico de absorción centrado en la banda 5, como la pirofilita, la caolinita y la alunita (Ninomiya 2004) (Fig. 8B).

El tercer índice permite identificar minerales con una absorción muy fuerte y definida en la banda 8, este es un rasgo espectral único de la alunita (Fig. 8C). De este modo, Ninomiya (2004) ha definido el índice de alunita como:

$$ALI = \frac{band_7 \times band_7}{band_5 \times band_8}$$

Como cuarto índice se utilizó el propuesto por Castro Godoy y Marin (2016) (Fig. 8D). Éste índice identifica minerales como sericita, illita y muscovita y queda definido por la siguiente ecuación:

$$Ser-Ill-Mosc = \frac{band_5 + band_7}{band_6}$$

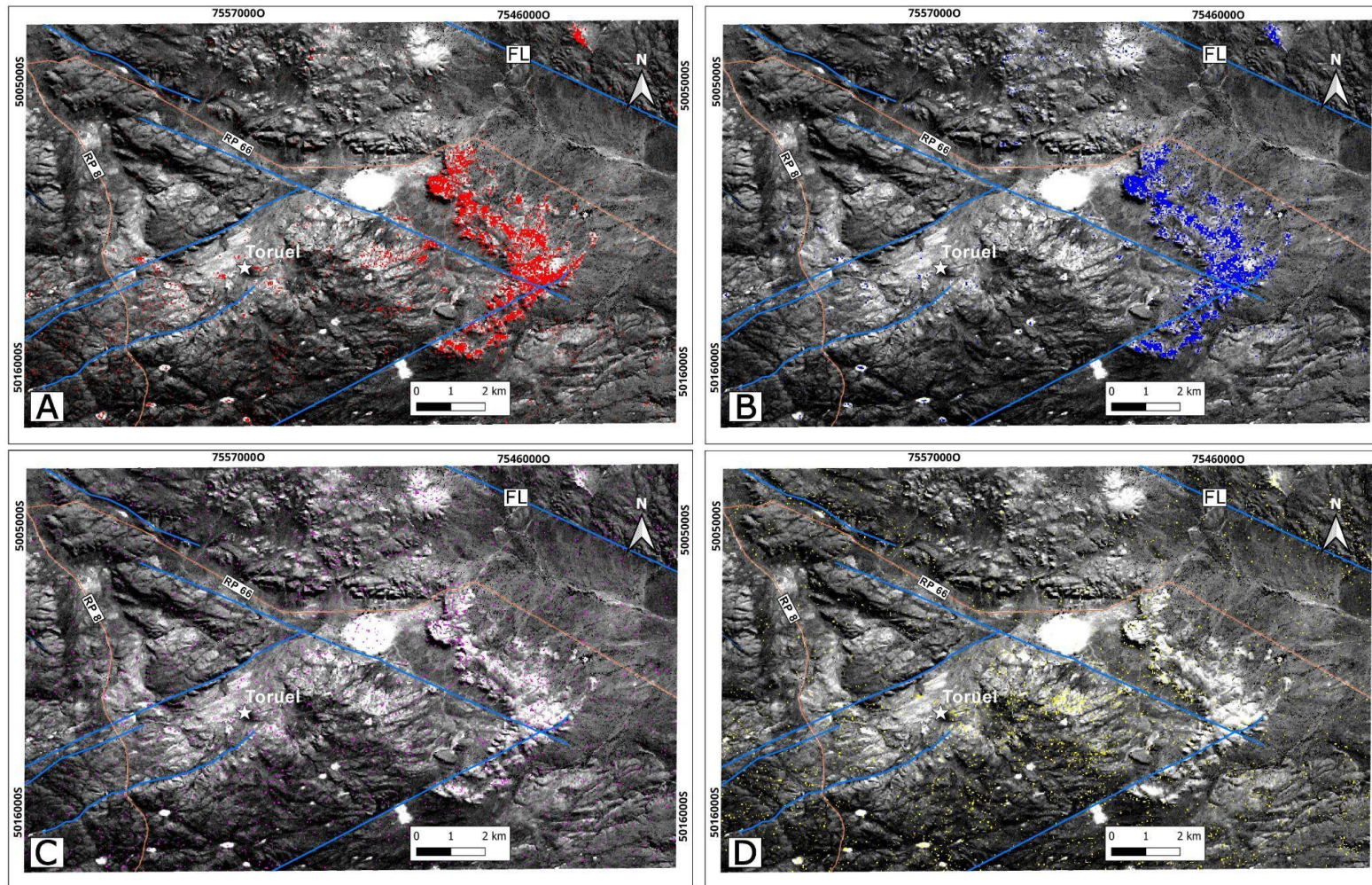


Figura 8. Índices realizados en la zona de estudio (ver ubicación en Fig. 2). A) Índice OHIA que resalta minerales como montmorillonita, caolinita, alunita y micas en color rojo. B) Índice OHIB que detecta los minerales pirofilita, caolinita y alunita en color azul. C) Índice ALI que identifica el mineral alunita en color violeta. D) Índice que identifica los minerales sericita, illita y muscovita en color amarillo. Las líneas azules indican lineamientos y fallas principales. FL: Falla Lagunitas; RP 66: Ruta Provincial N°66; RP 8: Ruta Provincial N°8.

Los tipos de alteración hidrotermal se clasifican con base en las asociaciones minerales (Corbett y Leach, 1998; Hedenquist *et al.*, 2000; Palacio y Godeas 2008), tal como se muestra en la tabla 1. De esta manera, como los índices OHIa y OHIb de Ninomiya (2004) detectan montmorillonita, pirofilita, caolinita, alunita y micas, estos índices podrían indicar zonas con alteración argílica. Por otro lado, el índice propuesto por Castro Godoy y Marín (2016) detecta sericita, illita y micas, pudiendo corresponder a alteración sericítica/fílica.

Tipo de alteración	Minerales Característicos
Potásica	Feldespatos potásicos, biotita, magnetita, actinolita, cuarzo, anhidrita, albita, apatito, rutilo ± sericita ± clorita ± epidoto.
Calco - sódica	Carbonatos, actinolita, dióxido, epidoto, zeolitas ± wollastonita ± clorita ± forsterita.
Sericítica/Fílica	Sericita, illita, esmectita, cuarzo ± clorita.
Argílica Intermedia	Caolinita, sericita ± illita/esmectita ± montmorillonita.
Argílica Avanzada	Alunita, halloysita, cuarzo, caolinita, dickita, diásporo, pirofilita, andalucita, jarosita.
Propilítica	Clorita, cuarzo, zeolita, epidoto, calcita/dolomita, albita ± adularia.

Tabla 1. Asociaciones minerales de cada tipo de alteración hidrotermal. Basado en Corbett y Leach, 1998; Hedenquist *et al.*, 2000 y Palacio y Godeas, 2008.

7.1.3. Técnica de clasificación espectral SAM (*spectral angle mapper*)

Para identificar y mapear los minerales de alteración, se utilizó el método *Spectral Angle Mapper* (SAM). Esta herramienta permitió definir las áreas de interés a verificar en el campo. El método SAM, es una técnica de clasificación supervisada que calcula la similitud entre la firma espectral de cada píxel de la imagen y un conjunto de espectros de referencia provenientes de bibliotecas espectrales, o de muestras seleccionadas en campo o laboratorio (Kruse *et al.*, 1993). El método sólo se aplicó en las bandas espectrales del SWIR (Tabla 2), ya que es en estas longitudes de onda donde se presentan las características diagnósticas principales de los minerales de alteración (arcillas, sulfatos y filosilicatos) (Ducart, 2007). Para obtener los espectros de referencia, se utilizó la base de datos del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). Estas firmas espectrales presentan características espectrales correspondientes a la composición química y a la estructura cristalina de los minerales. La figura 9 muestra los mapas de distribución de minerales obtenidos mediante la técnica SAM. Al este del proyecto Toruel, donde se localizan las canteras de caolín, se detectan firmas

espectrales de minerales de alteración como pirofilita, dickita, alunita, caolinita, montmorillonita y diásporo, característicos de una alteración argílica avanzada (Fig. 9A). Estos se encuentran ausentes en el área de las vetas Toruel y La Alegría (veta de Fluorita).

Formando un halo externo a la zona de alteración argílica avanzada, se detectaron minerales con firmas espectrales de muscovita (sericita) e illita, asociados a una posible alteración sericítica/fílica. Estos se encuentran más espaciados y distribuidos en un área mayor. Asimismo, las firmas espectrales de estos minerales también fueron detectadas en zonas adyacentes a las vetas Toruel y La Alegría, donde se vuelven más definidas en estas vetas y su presencia delimita sutilmente las estructuras mineralizadas, con sericita en el centro e illita rodeando (Fig. 9B).

Subsistema	Bandas	Rango espectral (μm)	Resolución espacial	Resolución radiométrica
VNIR	VNIR_Band 1	0,520-0,600	15 m	8 bits
	VNIR_Band 2	0,630-0,690	15 m	8 bits
	VNIR_Band 3N	0,760-0,860	15 m	8 bits
	VNIR_Band 3B	0,760-0,860	15 m	8 bits
SWIR	SWIR_Band 4	1,600-1,700	30 m	8 bits
	SWIR_Band 5	2,148-2,185	30 m	8 bits
	SWIR_Band 6	2,185-2,225	30 m	8 bits
	SWIR_Band 7	2,235-2,285	30 m	8 bits
	SWIR_Band 8	2,295-2,365	30 m	8 bits
	SWIR_Band 9	2,360-2,430	30 m	8 bits
TIR	TIR_Band 10	8,125-8,475	90 m	12 bits
	TIR_Band 11	8,475-8,825	90 m	12 bits
	TIR_Band 12	8,925-9,275	90 m	12 bits
	TIR_Band 13	10,250-10,950	90 m	12 bits
	TIR_Band 14	10,950-11,650	90 m	12 bits

Tabla 2. Características de los subsistemas ASTER. Modificado de Rodríguez *et al.* (2013).

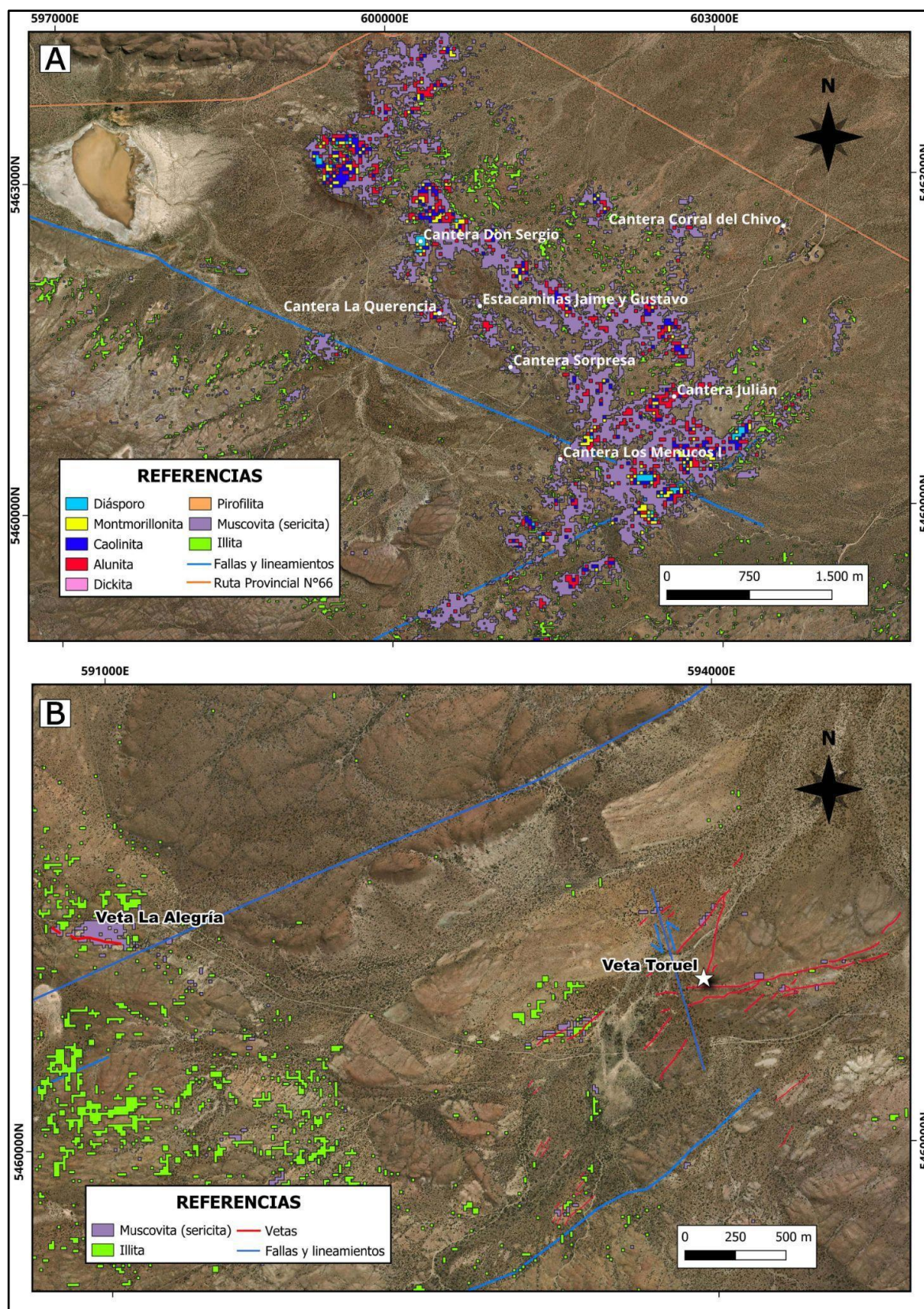


Figura 9. Distribución de minerales obtenidos mediante la técnica SAM. A) Muscovita (sericita), illita, pirofilita, dickita, alunita, caolinita, montmorillonita y diásporo, en la zona de canteras de caolín, al este del proyecto Toruel. B) Muscovita (sericita) e illita en las vetas Toruel y La Alegría (Fluorita).

A partir de estos resultados, además de recorrer las zonas de las vetas Toruel y La Alegría, se seleccionaron áreas específicas dentro de los sectores de las canteras para su verificación en campo. La elección de estas zonas se basó en la presencia de los minerales asociados tanto a la posible alteración argílica como sericítica/fílica, priorizando aquellas con acceso adecuado para facilitar las tareas de muestreo y observación directa.

7.2. Caracterización de la alteración hidrotermal

El uso combinado de técnicas espectrales, trabajo de campo y laboratorio, junto con análisis mesoscópicos, microscópicos, espectrometría de VNIR-SWIR y difracción de rayos X (DRX), permitió caracterizar las asociaciones minerales presentes y detectar en cada una, variaciones en la composición, cristalinidad y abundancia, así como confirmar o descartar la presencia de ciertos minerales detectados por las técnicas de teledetección previamente aplicadas a las áreas de estudio. A continuación, se muestran los resultados obtenidos, incluyendo mapas y secciones esquemáticas con la localización de las muestras estudiadas y los cambios observados en los parámetros mencionados.

7.2.1 Geología y alteración hidrotermal en la veta Toruel

Para estudiar la alteración en la zona de la veta, se realizaron 2 transectas en superficie de orientación NNO-SSE, perpendiculares a la estructura, y se analizaron los sondajes diamantina DDH 32 (azimut N0, inclinación 55°, 65 m de longitud) y DDH 33 (azimut N350, inclinación 55°, 78,8 m de longitud), junto con el pozo de aire reverso ARC-60 (azimut N335, inclinación 52°, 200 m de longitud). Las transectas no se ubicaron directamente sobre las zonas de los sondajes, ya que esas áreas están cubiertas por sedimentos modernos, lo que impide el análisis directo de las rocas subyacentes (Fig. 10).

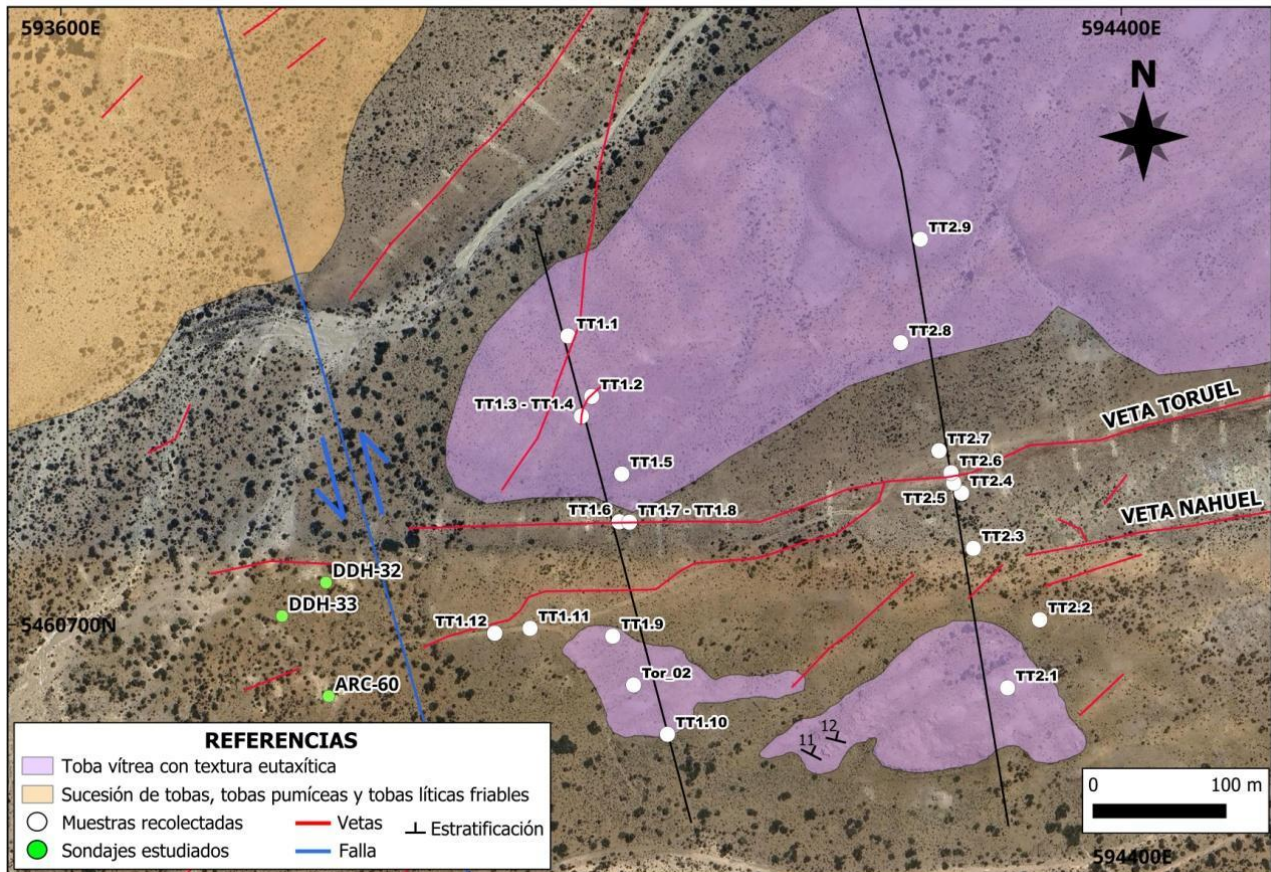


Figura 10. Mapa geológico del proyecto Toruel. Se indican con líneas negras las transectas realizadas, con círculos blancos los puntos de muestreo y con círculos verdes la ubicación de los sondajes estudiados para el análisis de la alteración hidrotermal. La ubicación de este sector se indica en la Fig. 3.

Roca de caja

Las rocas que afloran en el sector adyacente a la veta Toruel, corresponden a tobas vítreas con textura eutaxítica. Estas rocas presentan un color morado grisáceo en afloramientos subredondeados y tabulares con gran continuidad lateral que presentan lajosidad y alcanzan los 70 cm de espesor (Fig. 11). Su disposición es subhorizontal con rumbo ESE-ONO e inclinaciones de 11° a 12° hacia el NE-NNE. Su textura es eutaxítica con *fiammes* bien definidos (Fig. 12A), y presenta cristaloclastos de feldespato, biotita, anfíbol y cuarzo. Los cristaloclastos de feldespato tienen un tamaño de 1 a 2 mm, los de biotita son <2 mm, mientras que los de anfíbol presentan un tamaño de 3 a 4 mm y los de cuarzo de 4 a 5 mm (Fig. 12B). En sección delgada, la roca presenta textura fragmentaria, con una matriz desvitrificada con desarrollo de esferulitas (Fig. 12C) y compuesta principalmente de cuarzo secundario y feldespatos con tamaños menores a 200 μm . Se observan fragmentos pumíceos y cristales fragmentados de cuarzo, muscovita y feldespatos alterados (Fig. 12D-E).

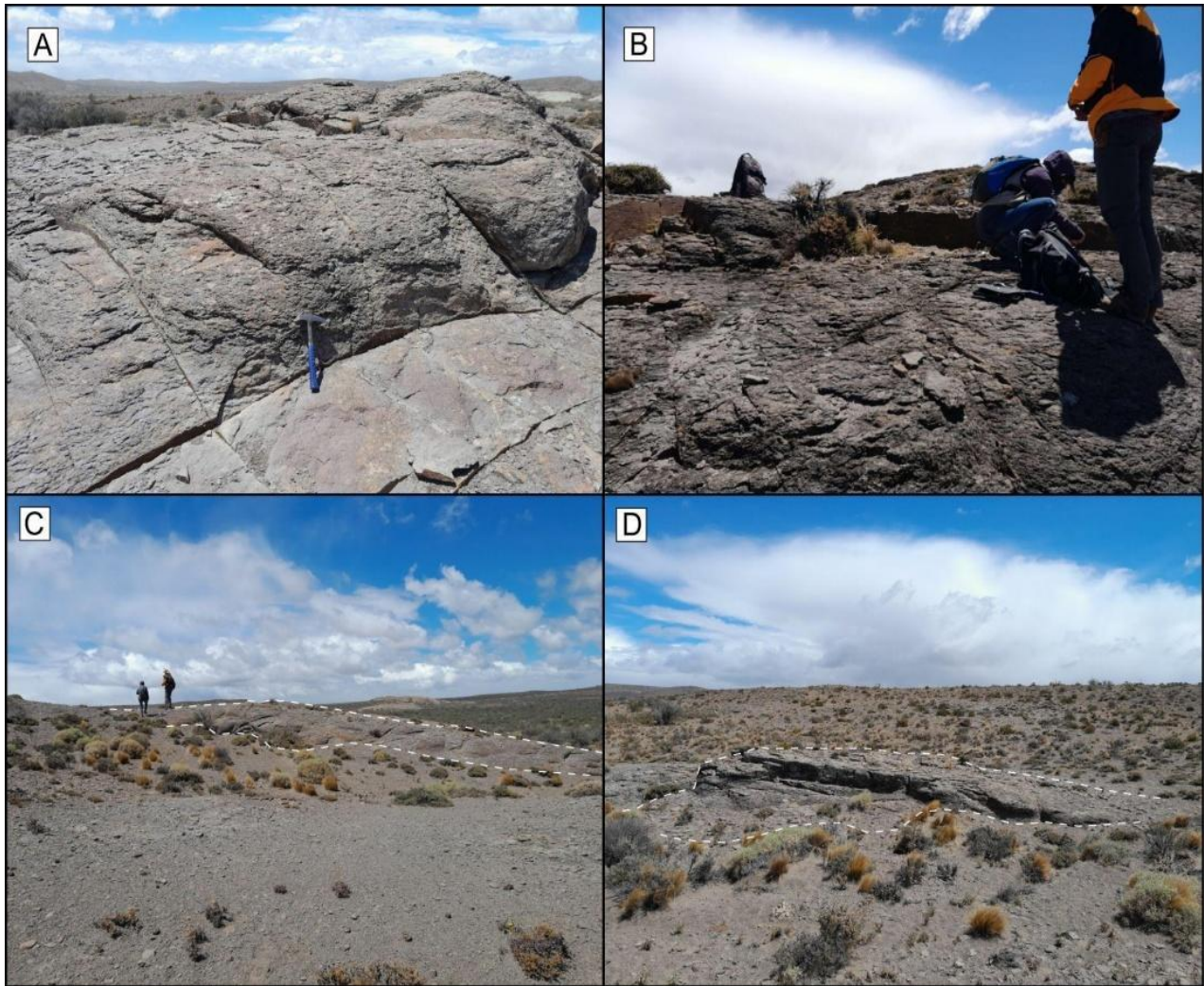


Figura 11. Afloramientos de tobas vítreas con textura eutaxítica en la zona de la veta Toruel. A-B) Afloramientos con morfología subredondeada. C-D) Afloramientos tabulares con desarrollo de lajosidad.

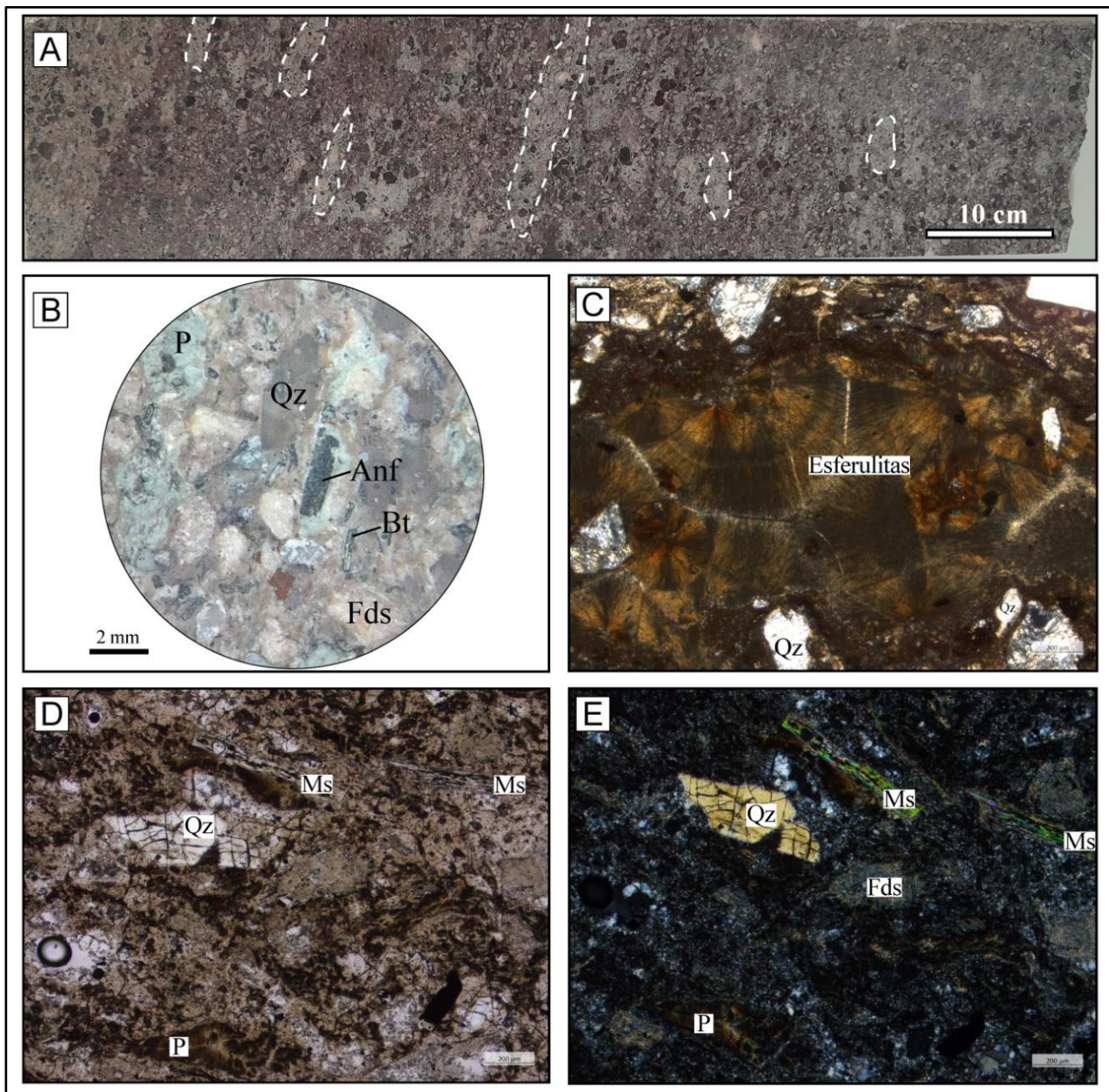


Figura 12. Toba vítrea con textura eutaxítica, correspondiente a la roca de caja de la veta Toruel. A) Fragmento de testigo donde se observa la textura eutaxítica, las líneas blancas punteadas indican la presencia de *fiammes*. B) Imagen bajo lupa binocular donde se ven pómez, cristales de feldespatos, biotita, anfíbol y cuarzo. C) Detalle en corte delgado con nicoles paralelos, donde se observa la matriz desvitrificada con desarrollo de esferulitas. D-E) Corte delgado con nicoles paralelos y cruzados respectivamente, donde se observan fragmentos pumíceos y cristales de cuarzo, muscovita y de feldespatos alterados. P: pómez; Qz: cuarzo; Fds: feldespatos; Bt: biotita; Anf: anfíbol; Ms: muscovita.

Alteración en superficie

Para caracterizar la alteración en superficie, se analizaron mediante petrografía, espectrometría de reflectancia y DRX, muestras representativas recolectadas en campo a lo largo de las transectas establecidas. La selección de estas muestras se realizó con el objetivo de captar las variaciones mineralógicas y texturales dentro del área de estudio.

Se identificó una alteración con illita, illita-esmectita y cuarzo. La presencia de jarosita en algunos sectores, identificada en las firmas espectrales, junto con goethita, óxidos y sulfatos de cobre como la antlerita, sugiere la ocurrencia de alteración supergénica (Fig. 13).

La illita se identifica por presentar rasgos de absorción simples, bien definidos y profundos en las longitudes de onda en torno a ~ 1400 , ~ 1900 y ~ 2200 nm, asociados a los enlaces OH, H_2O y Al-OH, respectivamente, siendo este último, variable según la composición (Pontual *et al.*, 1997). La esmectita se reconoce por presentar rasgos de absorción simples similares al de la illita, aunque con una mayor profundidad de absorción para el enlace del H_2O .

La jarosita fue identificada por dos rasgos de absorción característicos en 1469 nm y en 1850 nm, junto con una absorción en 2262 nm de longitud de onda correspondiente al Fe-OH (Fig. 13A). La goethita se identificó por el pico cerca de 760 nm y su absorción a los 660 nm para el hierro férrico (Fe^{3+}) (Fig. 13B). Estos rasgos se identificaron en firmas espectrales donde estos minerales se encuentran mezclados con illita. En el caso de la antlerita, se observan las absorciones diagnósticas del Cu en la región del VNIR, en 720 y 896 nm de longitud de onda (Fig. 13C).

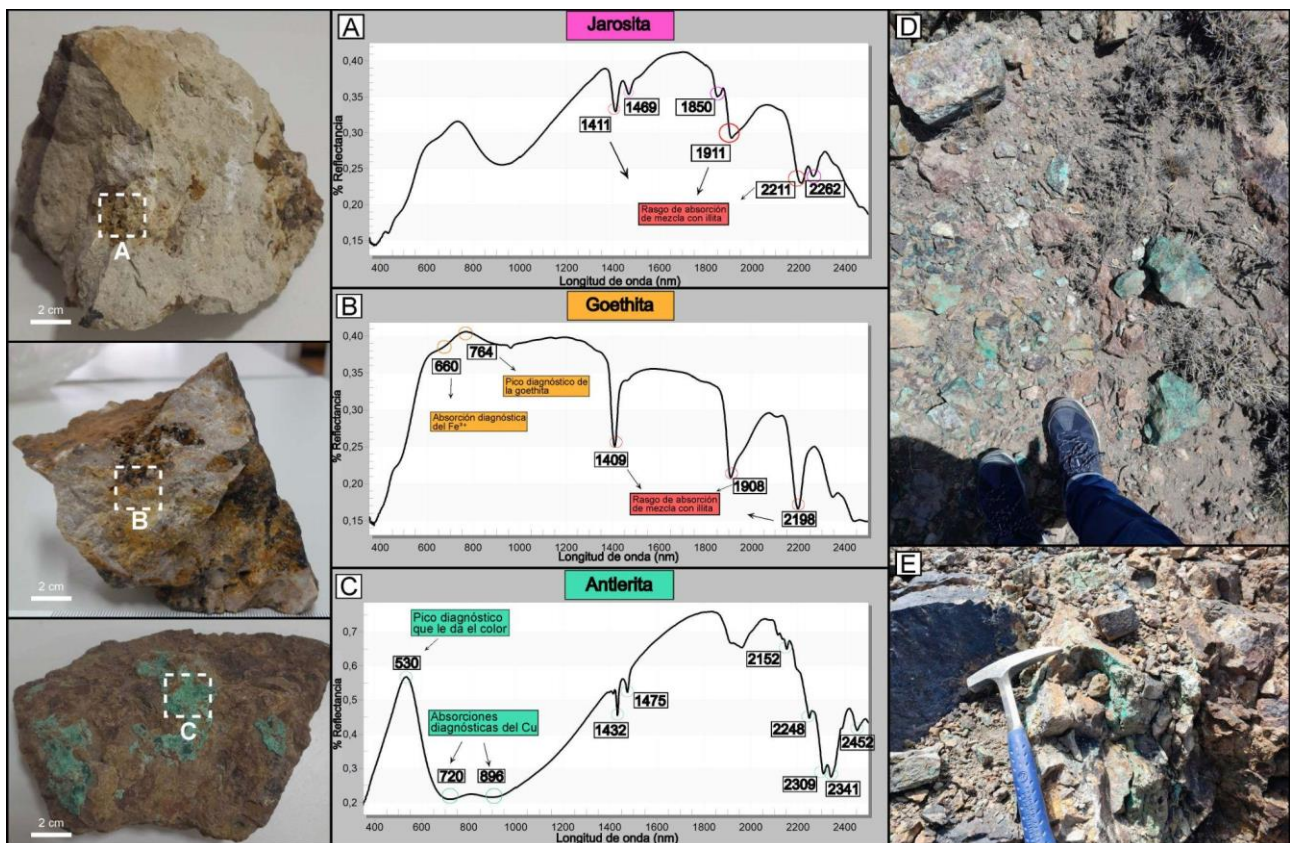


Figura 13. Evidencias de alteración supergénica en el área de la veta Toruel. A) Muestra de mano, firma espectral y rasgos de absorción diagnósticos de jarosita en mezcla con illita. B) Muestra de mano, firma espectral y rasgo de absorción característico de goethita en mezcla con illita. C) Muestra de mano, firma espectral y rasgos de absorción diagnósticos de antlerita. D-E) Presencia de óxidos y sulfatos de cobre en sectores proximales a la veta.

En las zonas donde la alteración afecta intensamente a la roca de caja, se produce un cambio de color debido a la alta proporción de micas blancas (Fig. 14). Los valores de índice de madurez espectral (IMS) en la illita, son > 1 en las zonas cercanas a la veta, alcanzando un máximo de 1,22 (Fig. 15A), lo que indica una mayor cristalinidad según Pontual *et al.* (1997), asociada a un menor contenido de agua molecular (Doublier *et al.*, 2010). Por otro lado, en las zonas distales, los valores son < 1 , con mínimos de 0,38 indicando la presencia de interestratificados de illita/esmectita con mayor proporción de esmectita. La esmectita se distingue en los espectros por un aumento en la absorción de H_2O alrededor de los 1900 nm (Pontual *et al.*, 1997). Además, está asociada a valores de IMS de 0,90 o inferiores.

El análisis de los difractogramas de DRX sobre muestras orientadas secadas al aire (AD), con tratamiento con etilenglicol (EG) y calcinado (CAL) (Fig. 15B), permitió identificar en las zonas próximas a la veta, la presencia de illita y cuarzo por reflexiones en $10,05\text{\AA}$ y $4,96\text{\AA}$, y en $4,24\text{\AA}$ y $3,31\text{\AA}$, respectivamente (Moore y Reynolds, 1997).

En las zonas distales, se identificó la presencia de clorita por sus reflexiones en $14,22\text{\AA}$ y $7,11\text{\AA}$, illita por los picos en $10\text{\AA}$ y $4,95\text{\AA}$, cuarzo por las reflexiones en $4,24\text{\AA}$ y $3,33\text{\AA}$, y plagioclasa por su pico característico en $3,18\text{\AA}$ (Moore y Reynolds, 1997).

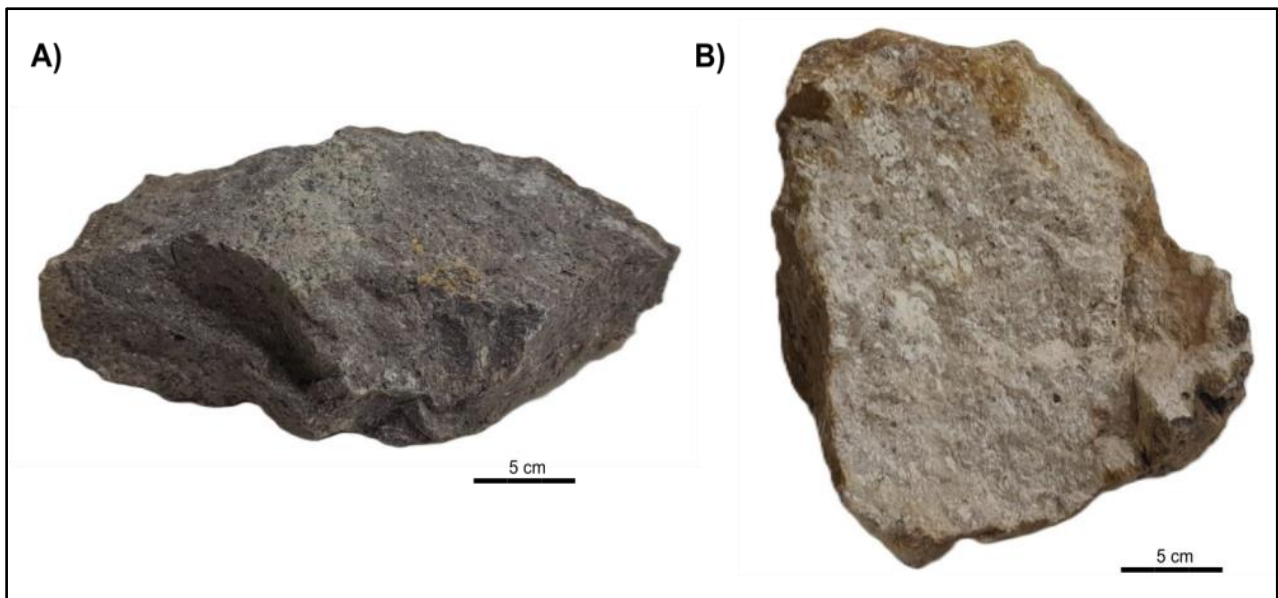


Figura 14. Comparación entre una toba fresca (A) y una toba intensamente afectada por la alteración hidrotermal (B) en la zona de la veta Toruel. Se observa una tonalidad blanquecina asociada al reemplazo por micas blancas.

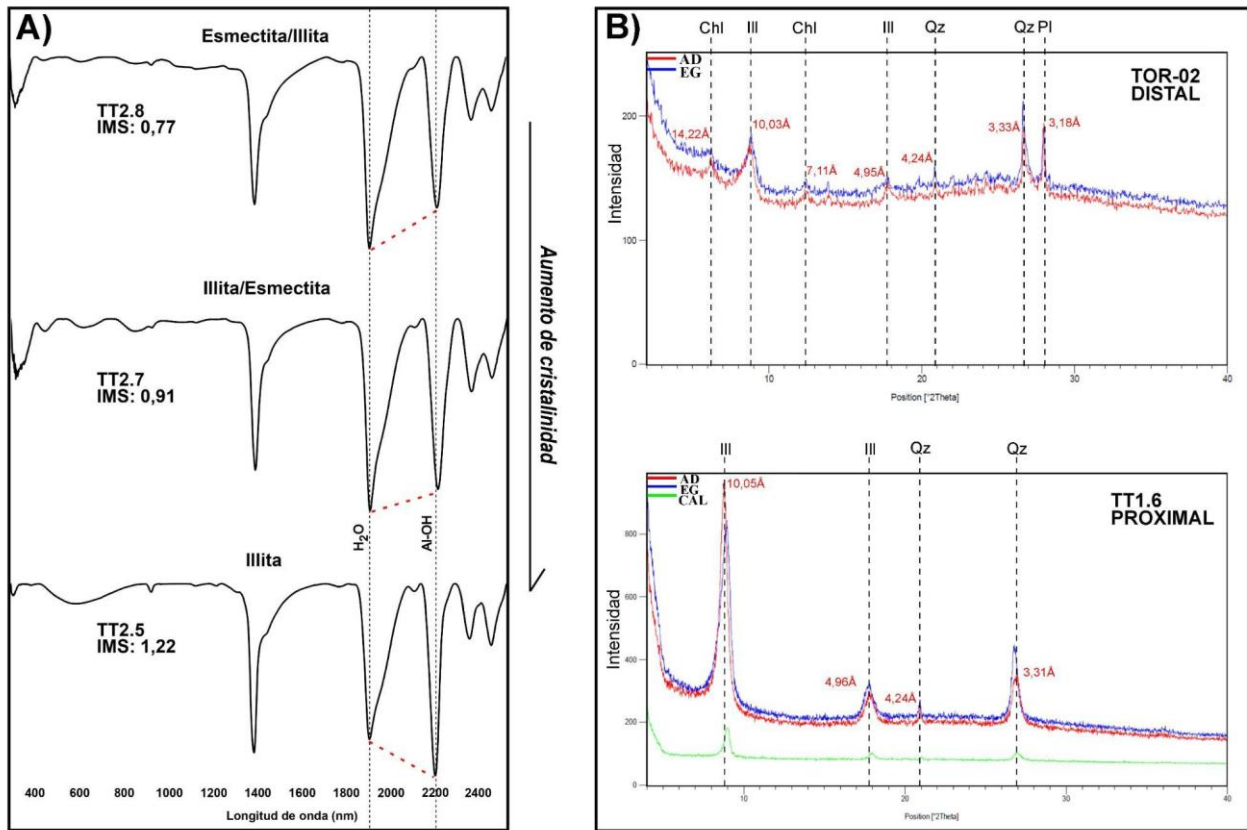


Figura 15. A) Espectros de reflectancia de las muestras TT2.8, TT2.7 y TT2.5 representativos de valores de IMS bajos, intermedios y altos respectivamente. Las líneas punteadas negras indican las posiciones de Al-OH y H₂O y las rojas resaltan la diferencia en la profundidad de absorción entre ambas. B) Difractogramas AD, EG y CAL integrados, de la muestra distal (TOR-02) y proximal (TT1.6) a la veta. Ill: illita; Chl: clorita; Qz: cuarzo; Pl: plagioclasa.

En cuanto a su composición, las illitas exhiben una variabilidad significativa. En las zonas distales, predominan illitas potásicas, con valores de absorción del Al-OH en un rango de 2203 y 2210 nm, y muestra un contenido de Al^{IV} y K próximo a los valores correspondientes a la fórmula ideal de la illita (Pontual *et al.*, 1997) (Fig. 16A). Hacia la veta, la composición tiende a ser más paragonítica, evidenciada por valores de absorción entre 2194 a 2200 nm (Pontual *et al.*, 1997) (Fig. 16B).

En el sector sur, se ha identificado, además, una tendencia fengítica en las zonas más alejadas, con rangos de absorción de 2211 y 2212 nm (Fig. 16C).

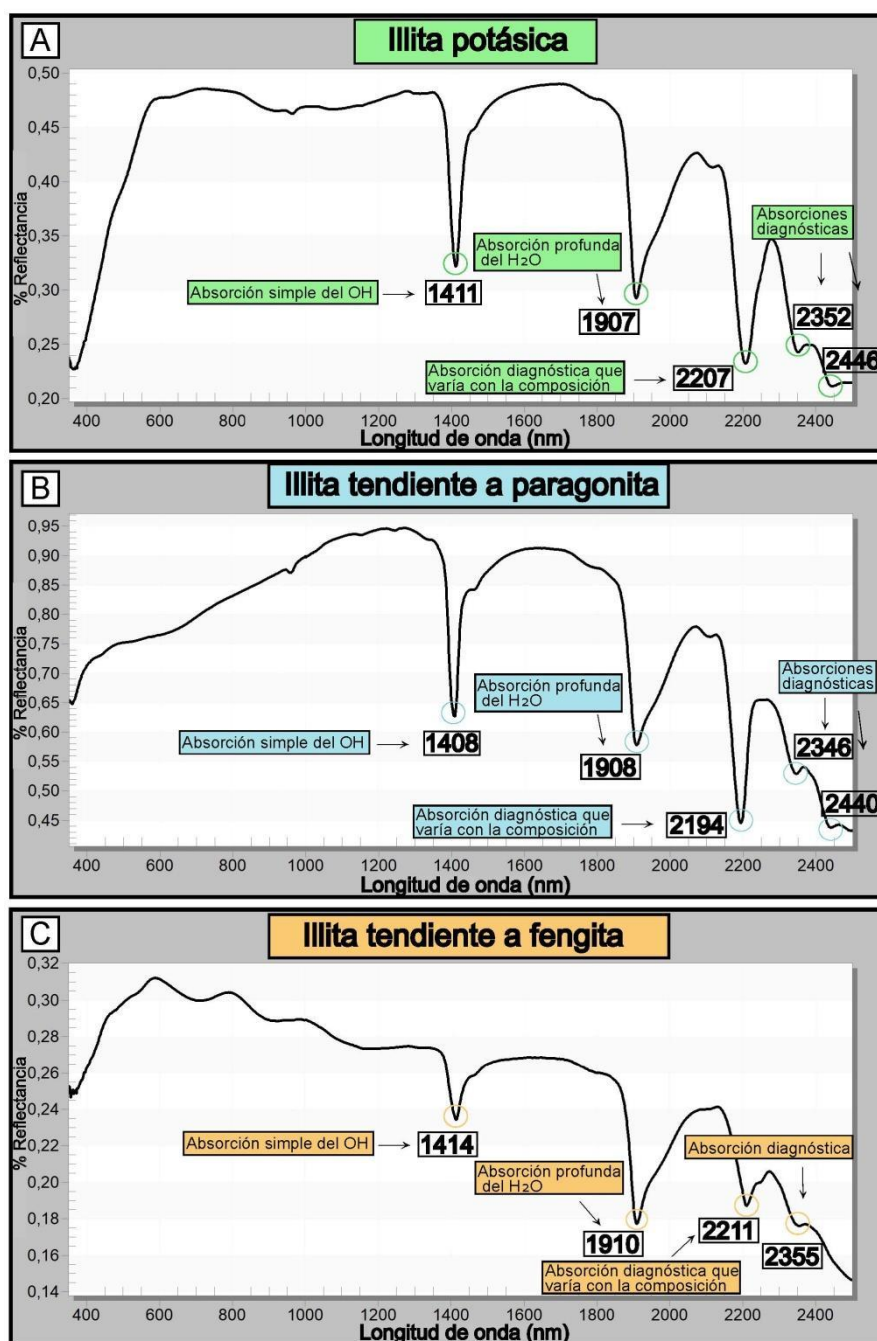


Figura 16. Firma espectral y rasgos de absorción característicos de illitas identificadas en superficie. Véase la variación del rasgo de absorción en torno a los 2200 nm de longitud de onda. A) Illita potásica. B) Illita con tendencia paragonítica. C) Illita con tendencia fengítica.

La alteración muestra una zonación bien definida, con illita predominando en las proximidades de la veta, mientras que en las zonas más distales se identifican interestratificados de illita/esmectita (Ill/Sm) con mayor proporción de esmectita, junto con clorita. Asimismo, las illitas presentan una variación en su composición y en sus índices de madurez espectral ($\sim$ cristalinidad) conforme se acerca a la veta (Fig. 17).

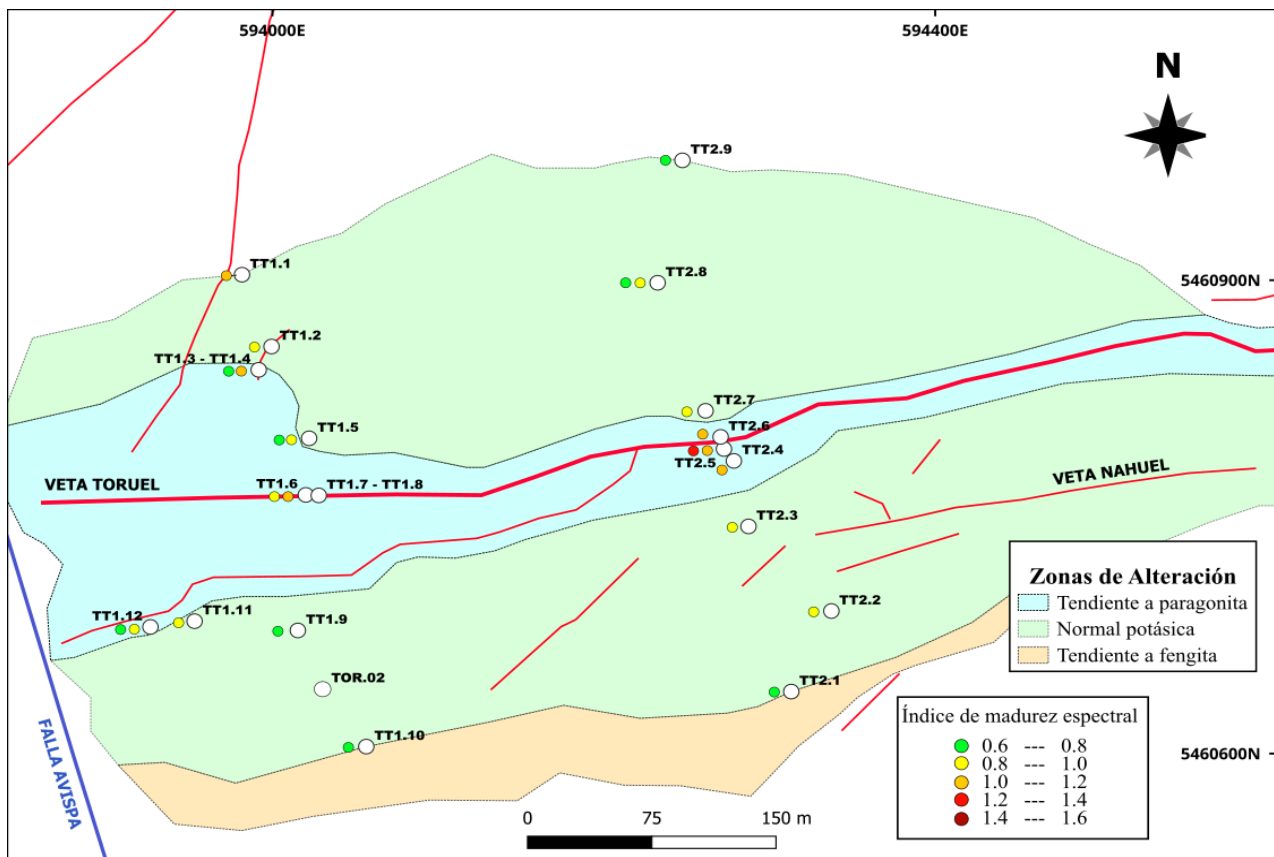


Figura 17. Mapa de superficie de la veta Toruel que refleja la variación en la composición e IMS de la illita. Los puntos blancos indican las muestras recolectadas en campo.

Geología y alteración en subsuelo

El estudio en subsuelo consistió en el análisis e interpretación de datos obtenidos a partir de dos perforaciones diamantina (DDH 32 y DDH 33) y una perforación de aire reverso (ARC-60), que permitieron confeccionar dos perfiles geológicos de orientación NO-SE y N-S, donde se graficaron las litologías y la distribución de los minerales de alteración identificados. Las litologías identificadas corresponden a una toba similar a la descrita en superficie, una toba cinerítica intercalada a una profundidad de 130 m aproximadamente, una brecha hidrotermal y una brecha tectónica posterior, que se encuentra superpuesta parcialmente sobre la hidrotermal.

En ambos perfiles, se identificó una asociación (sericita-illita)+cuarzo, la cual presenta una zonación de illita en zonas próximas a la veta, acompañada ocasionalmente por yeso y siderita (Fig. 18), a illita-esmectita, con leve presencia de clorita en zonas distales (Fig. 19). La presencia de clorita fue confirmada únicamente mediante análisis petrográfico en corte delgado y DRX.

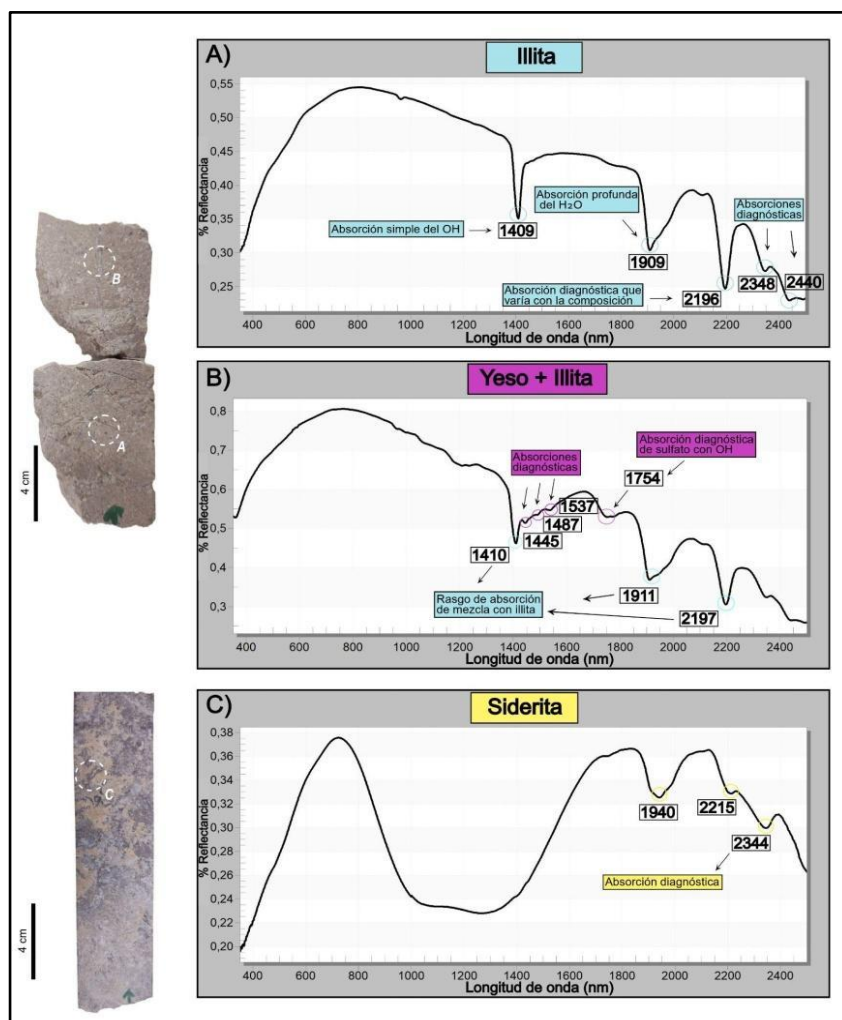


Figura 18. Firmas espectrales y rasgos de absorción característicos de minerales identificados en zonas próximas a la veta. Illita en A, yeso+illita en B y siderita en C. Se incluyen imágenes de los fragmentos de testigos corona donde fueron tomados los espectros.

Tanto en subsuelo como en superficie, se reconoció una variación significativa en la composición de las micas blancas (illitas) y en el IMS, desde zonas distales a proximales a la veta. En las zonas distales, los valores de IMS son < 1 , llegando a valores mínimos de 0,70 correspondientes con illitas de baja cristalinidad o interestratificados Ill/Sm (Fig. 19A). La presencia de esmectita es evidenciada igualmente en los espectros por el incremento en el rasgo de absorción de H₂O, alrededor de los 1900 nm y coincidente con los valores de IMS menores a 0,90.

La presencia de Ill/Sm es corroborada en los difractogramas de DRX por la expansión del espaciado basal tras la saturación con etilenglicol (EG), pasando de 13,88Å a 15,10Å y de 23,39Å a valores de 25,85Å (Moore y Reynolds, 1997) en las muestras analizadas, y por la desaparición de estos picos tras el calcinado a 550°C. (Fig. 19B). En estas muestras distales, la clorita fue identificada por las

reflexiones en 7,07Å y 3,52Å (Moore y Reynolds, 1997) y el cuarzo por reflexiones en 4,25Å y 3,34Å (Moore y Reynolds, 1997).

Conforme aumenta la proximidad a la veta, los valores de IMS en las illitas resultaron > 1 , indicando cristalinidades moderadas a altas, y alcanzando valores máximos entre 1,44-1,69 en ambas secciones (Fig. 19A). En los difractogramas de DRX se identificó illita, reconocida por sus reflexiones en 10Å y 5Å (Moore y Reynolds, 1997) que no presentan desplazamientos tras el tratamiento con etilenglicol, y cuarzo por las reflexiones en 4,26Å y 3,34Å (Fig. 19B).

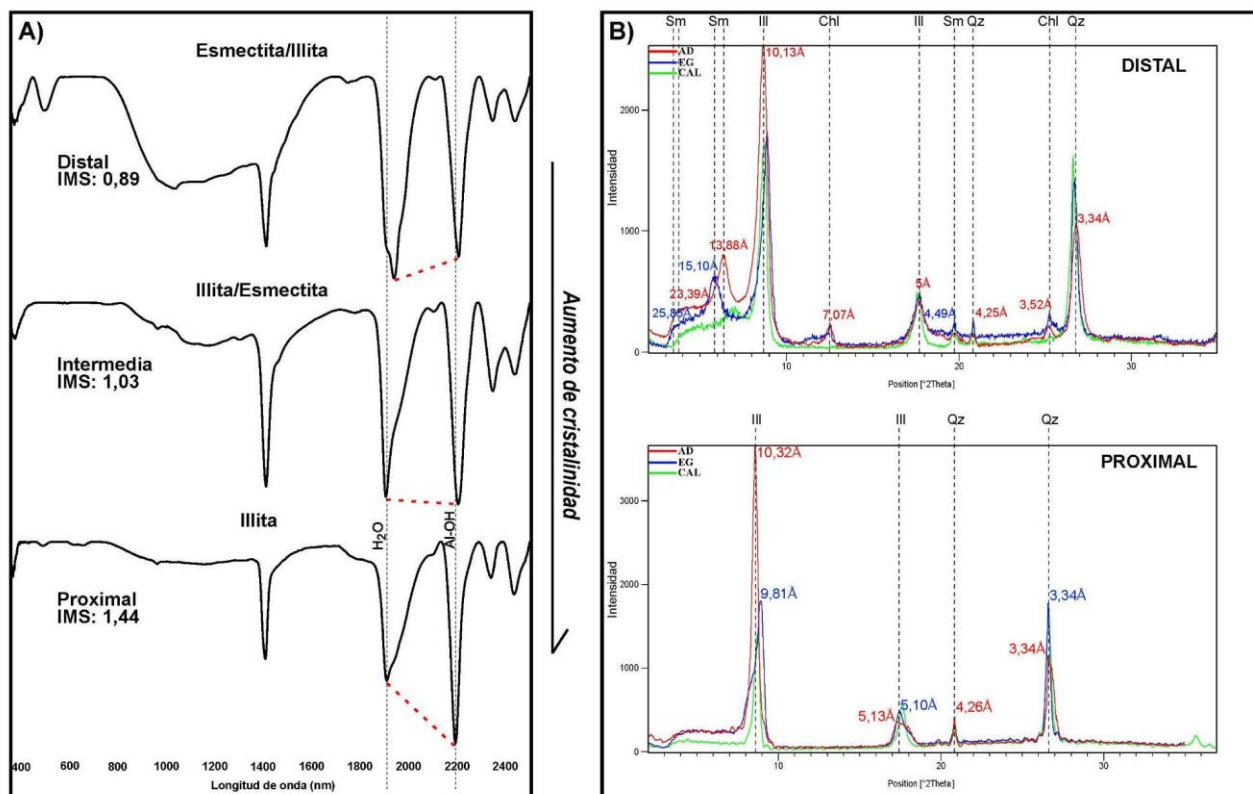


Figura 19. A) Espectros de reflectancia obtenidos en sondajes de muestras distal, intermedia y proximal a la veta, representando valores de IMS bajos, intermedios y altos respectivamente. Las líneas punteadas negras indican las posiciones de Al-OH y H₂O y las rojas resaltan la diferencia en la profundidad de absorción entre ambas. B) Difractogramas AD, EG y CAL integrados de muestras distal y proximal a la veta. Sm: esmectita; Ill: illita; Chl: clorita; Qz: cuarzo.

En cuanto a las variaciones composicionales, las illitas presentan una tendencia fengítica en zonas distales y “normal” potásica en zonas intermedias respecto a la veta. Esto es evidenciado por valores del rasgo de absorción del Al-OH entre 2211 y 2215 nm para las tendiente a fengita (Fig. 20A) y entre 2201 y 2210 nm para la potásica (Fig. 20B).

En zonas cercanas a la veta, la illita se torna tendiente a paragonita, lo que se indica en este caso, por valores entre 2194 y 2200 nm en el rasgo de absorción del Al-OH (Fig. 20C).

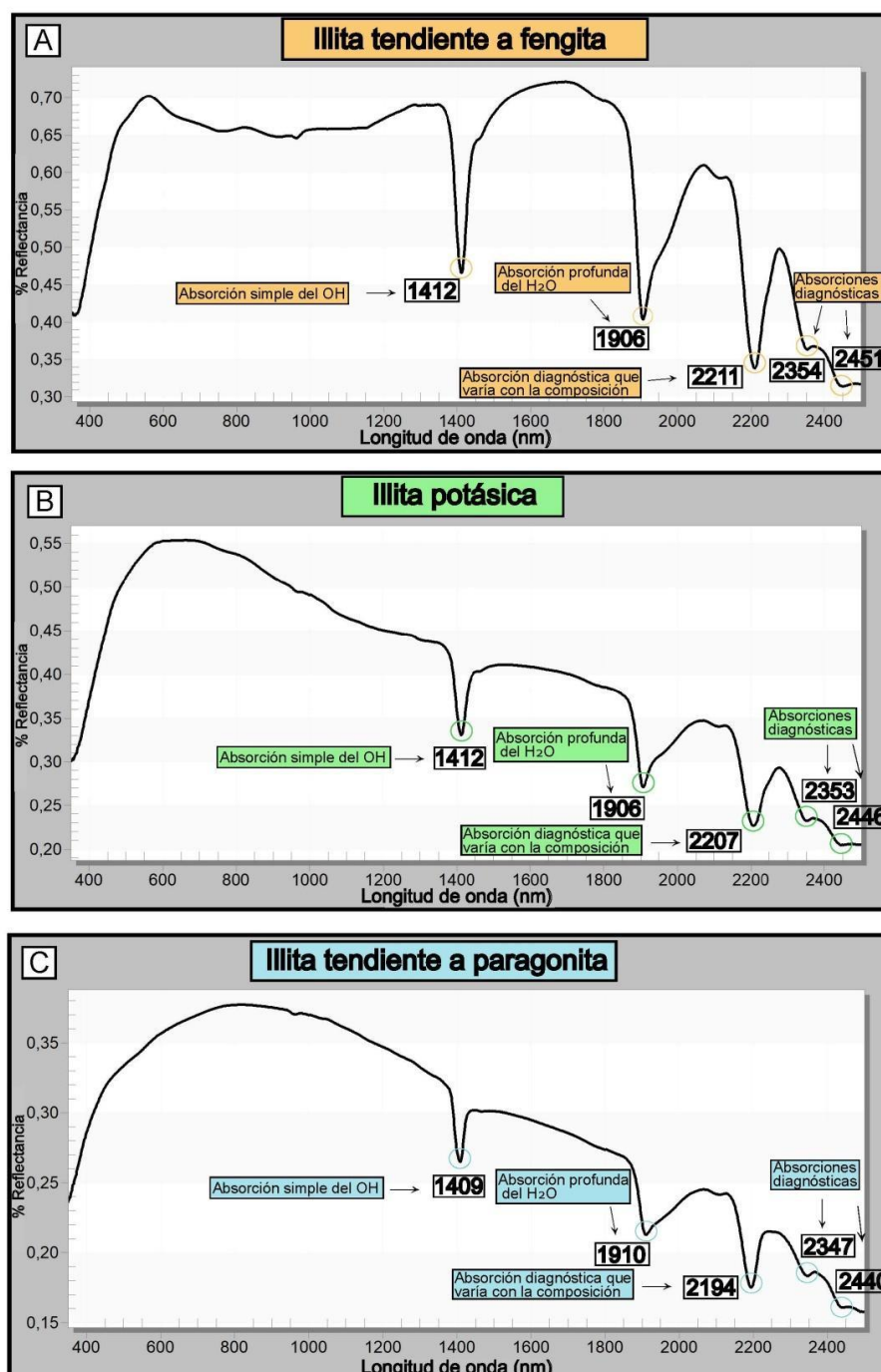


Figura 20. Firma espectral y rasgos de absorción característicos de illitas identificadas en subsuelo. Véase la variación del rasgo de absorción en torno a los 2200 nm de longitud de onda. A) Illita con tendencia fengítica. B) Illita potásica. C) Illita con tendencia paragonítica.

Estas variaciones en el IMS y composición, pueden observarse en las figuras 21 y 22, las cuales presentan las secciones SE-NO y S-N respectivamente, y reflejan los cambios de ambos parámetros en las illitas a medida que la distancia hacia la veta disminuye.

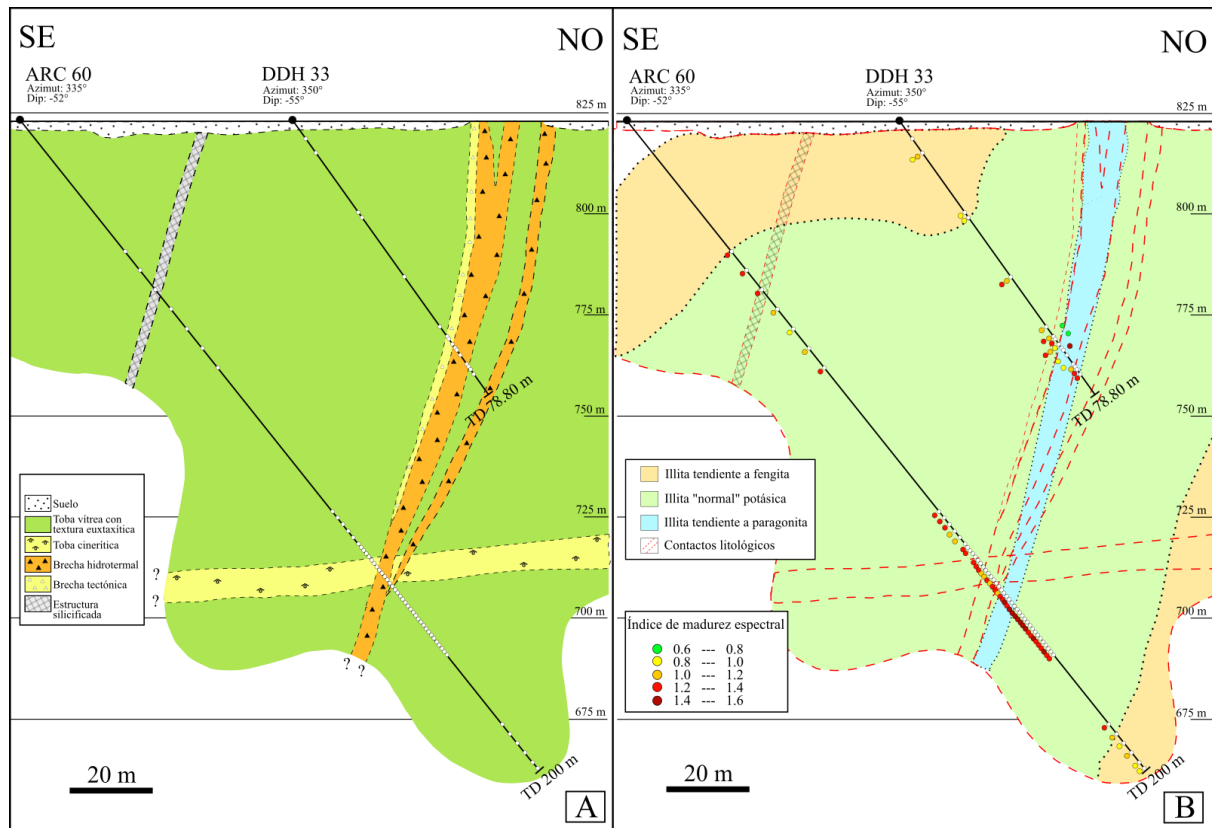


Figura 21. Perfil geológico SE-NO realizado con datos provenientes de los sondajes diamantina DDH 33 y aire reverso ARC-60. A) Litologías reconocidas en subsuelo. B) Variación composicional e índice de madurez espectral (IMS) de la illita. En rojo se delimitan los contactos litológicos.

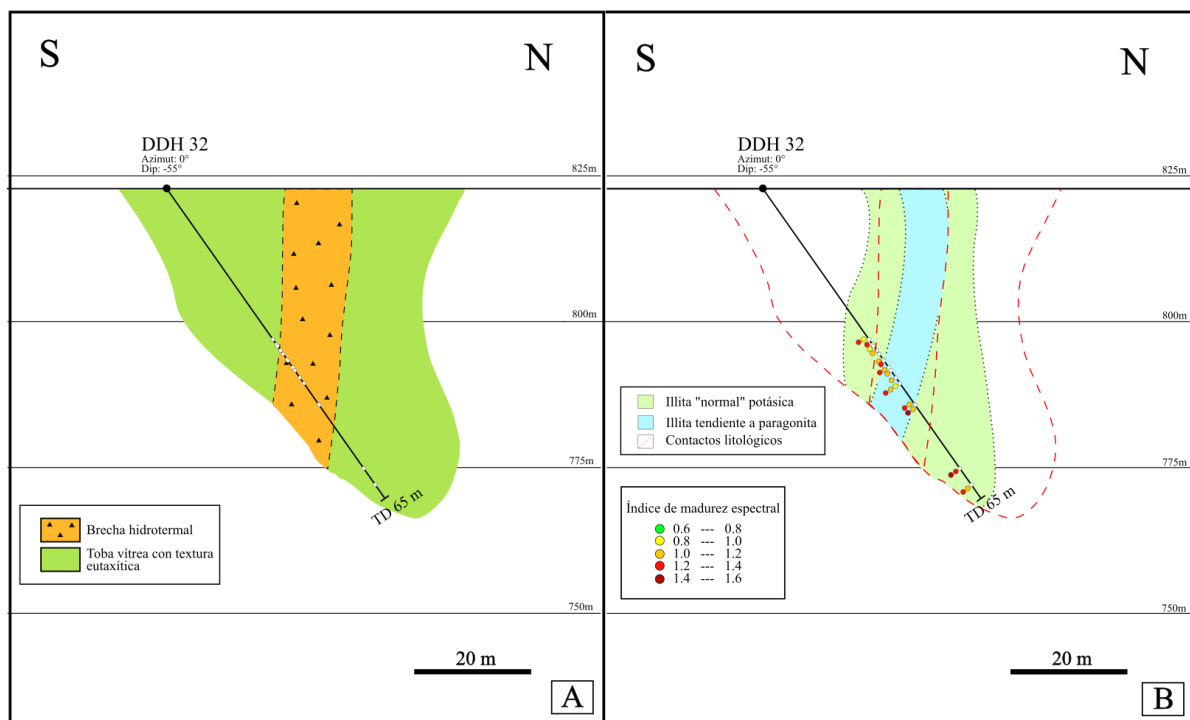


Figura 22. Perfil geológico S-N realizado con datos provenientes del sondaje diamantina DDH 32. A) Litologías reconocidas en subsuelo. B) Variación composicional e índice de madurez espectral (IMS) de la illita. En rojo se delimitan los contactos litológicos.

Los resultados obtenidos con la espectrometría de visible, infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta y DRX son consistentes con las observaciones petrográficas. En zonas distales, es posible reconocer cristales de muscovita y feldespato, algunos de los cuales presentan un reemplazo parcial por agregados illíticos-sericíticos más finos, acompañados de cuarzo y clorita subordinados, donde ésta última puede verse dentro de los agregados illíticos-sericíticos y reemplazando algunos minerales máficos (Fig. 23A-D). En contraste, la alteración es más intensa en las zonas en contacto con la veta, siendo los cristales totalmente reemplazados por los agregados illíticos-sericíticos más finos, acompañados por un notable aumento en la silicificación, evidenciado por una mayor presencia de cuarzo microcristalino. En estos sectores, no se registra la presencia de clorita (Fig. 23E-F).

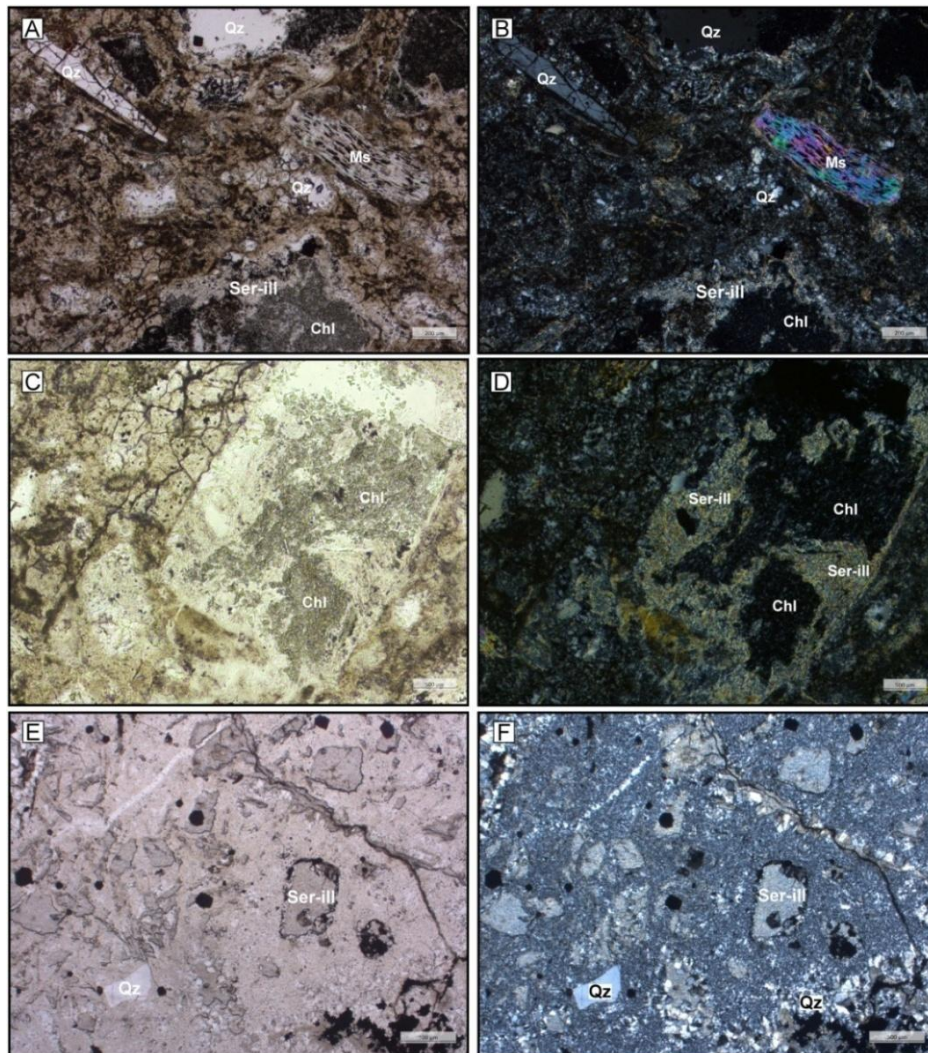


Figura 23. Fotomicrografías tomadas con nicols paralelos (A-C) y nicols cruzados (B-D) correspondientes a la zona distal a la veta, donde se observa el reemplazo de cristales de feldespato por sericita-illita + clorita, así como cristales de muscovita y cuarzo. E-F) Fotomicrografías tomadas con nicols paralelos y nicols cruzados correspondientes a la zona próxima a la veta, donde se observa el reemplazo total de cristales de feldespato y muscovita por sericita-illita, así como cristales de cuarzo relictos y microcristalino. Ser: sericita; Ill: illita, Qz: cuarzo; Ms: muscovita; Chl: clorita.

7.2.2 Distribución de la geoquímica de subsuelo de la veta Toruel

Para comprender la relación entre la distribución mineralógica del sistema hidrotermal y la mineralización, se integraron datos geoquímicos de elementos de interés económico como oro (Au), plata (Ag), molibdeno (Mo), cobre (Cu), zinc (Zn), arsénico (As) y antimonio (Sb) junto a la composición e IMS de la illita a lo largo del sondaje DDH-32 (Fig. 24). Esta integración permite vincular zonas de enriquecimiento metálico con variaciones en los minerales de alteración, en particular con el comportamiento de la illita, la cual es reconocida como indicador de condiciones físico-químicas en los sistemas hidrotermales (Pontual *et al.*, 1997; Maffini *et al.*, 2017).

El tramo de sondaje correspondiente a la estructura mineralizada presenta anomalías de Au, Ag, Mo, Cu y Zn acompañado de un aumento en los valores de As y Sb.

La composición de la illita en este intervalo muestra una transición desde una illita “normal” potásica hacia una composición más rica en sodio, tendiente a paragonita, mientras que el índice de madurez espectral (IMS) presenta valores elevados (1,2–1,4).

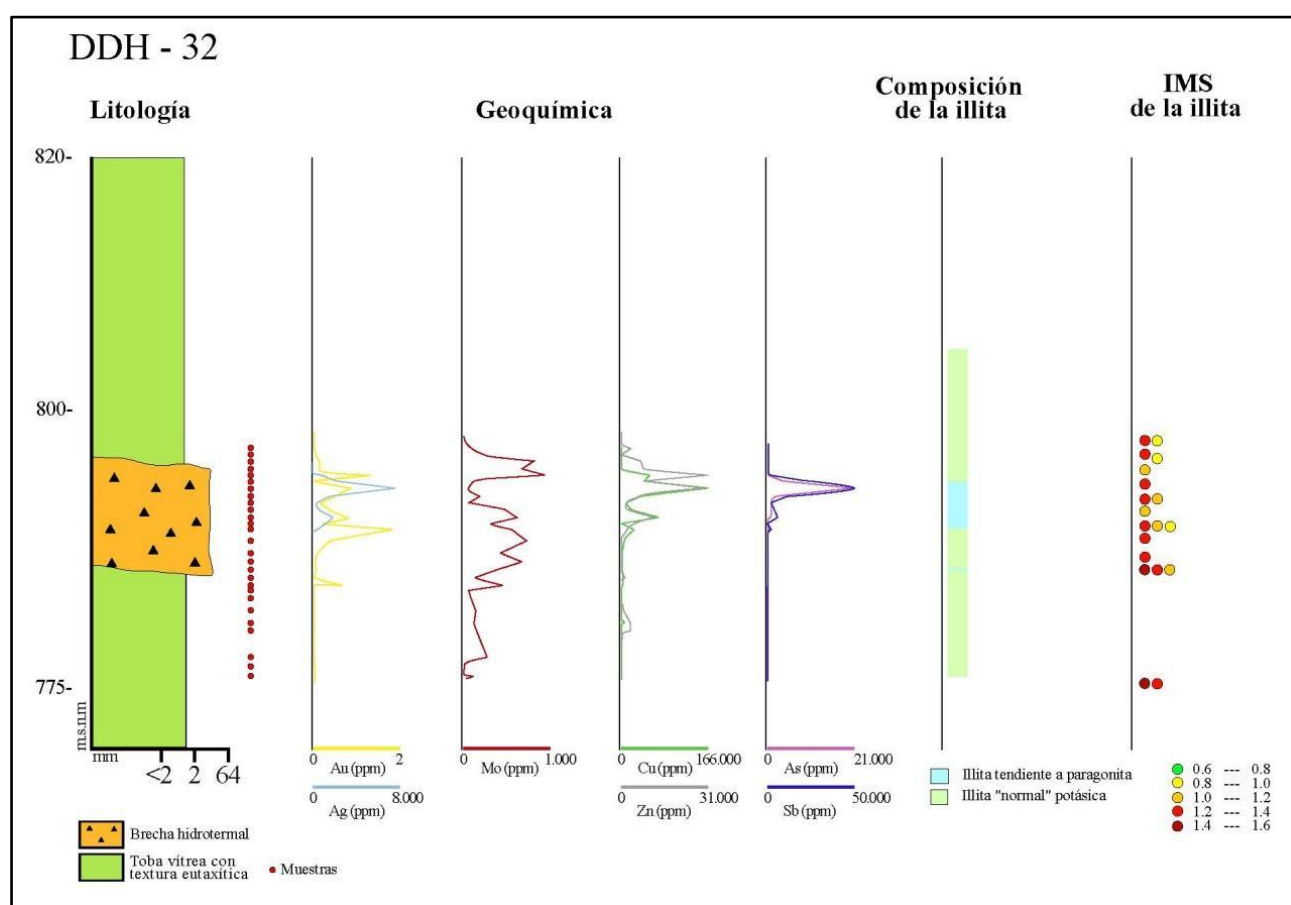


Figura 24. Columna litológica del sondaje estudiado DDH-32 (ubicación en Fig. 10) junto a los perfiles geoquímicos de los elementos de interés y las variaciones en la composición e IMS de la illita.

7.2.3 Geología y alteración hidrotermal en canteras y manifestaciones de caolín al este del proyecto Toruel

Se recorrieron los sectores de canteras y manifestaciones de caolín ubicados al este del proyecto Toruel, con el fin de describir las rocas aflorantes y verificar en terreno las zonas previamente interpretadas como potencialmente alteradas mediante la clasificación supervisada. Se recolectaron muestras representativas de las litologías y alteraciones presentes.

Las muestras fueron posteriormente analizadas con espectroscopía de reflectancia VNIR-SWIR utilizando el espectrómetro *Fieldspec Pro 4 High Resolution*, con el fin de obtener firmas espectrales de sus minerales y determinar la mineralogía de alteración presente.

De las muestras recolectadas, se seleccionó una muestra representativa proveniente de la cantera Don Sergio, para su análisis mediante difracción de rayos X, con el objetivo de confirmar la mineralogía identificada espectralmente y caracterizar con mayor precisión las fases presentes.

A continuación, se presentan dos mapas que muestran las zonas visitadas en campo, la ubicación de canteras y los puntos de muestreo (Figs. 25 y 26).

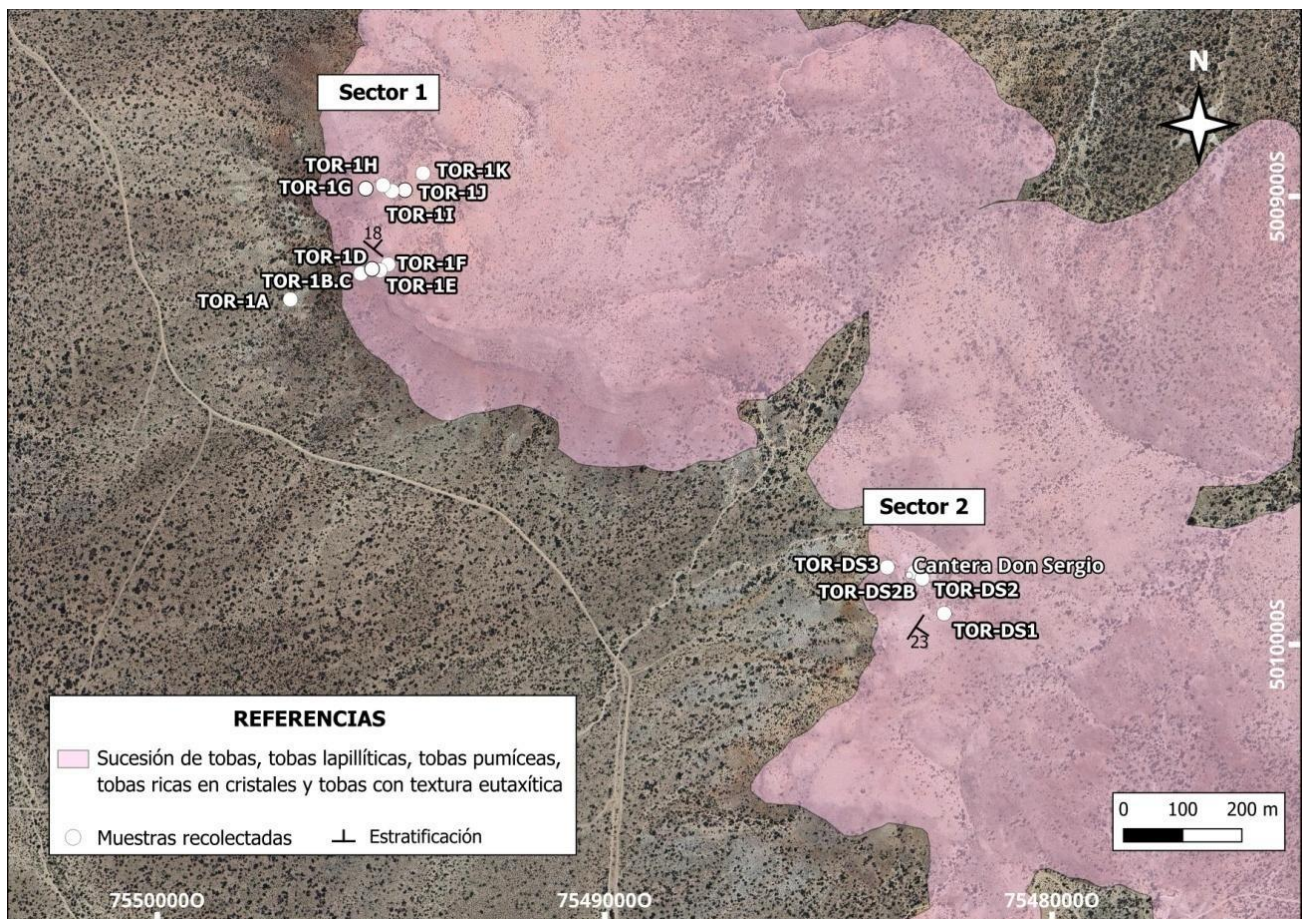


Figura 25. Mapa geológico de los sectores 1 y 2 al este del proyecto Toruel. Se indica la cantera Don Sergio y con círculos blancos, los puntos de muestreo georreferenciados. La ubicación de estos sectores se indica en la Fig. 3.

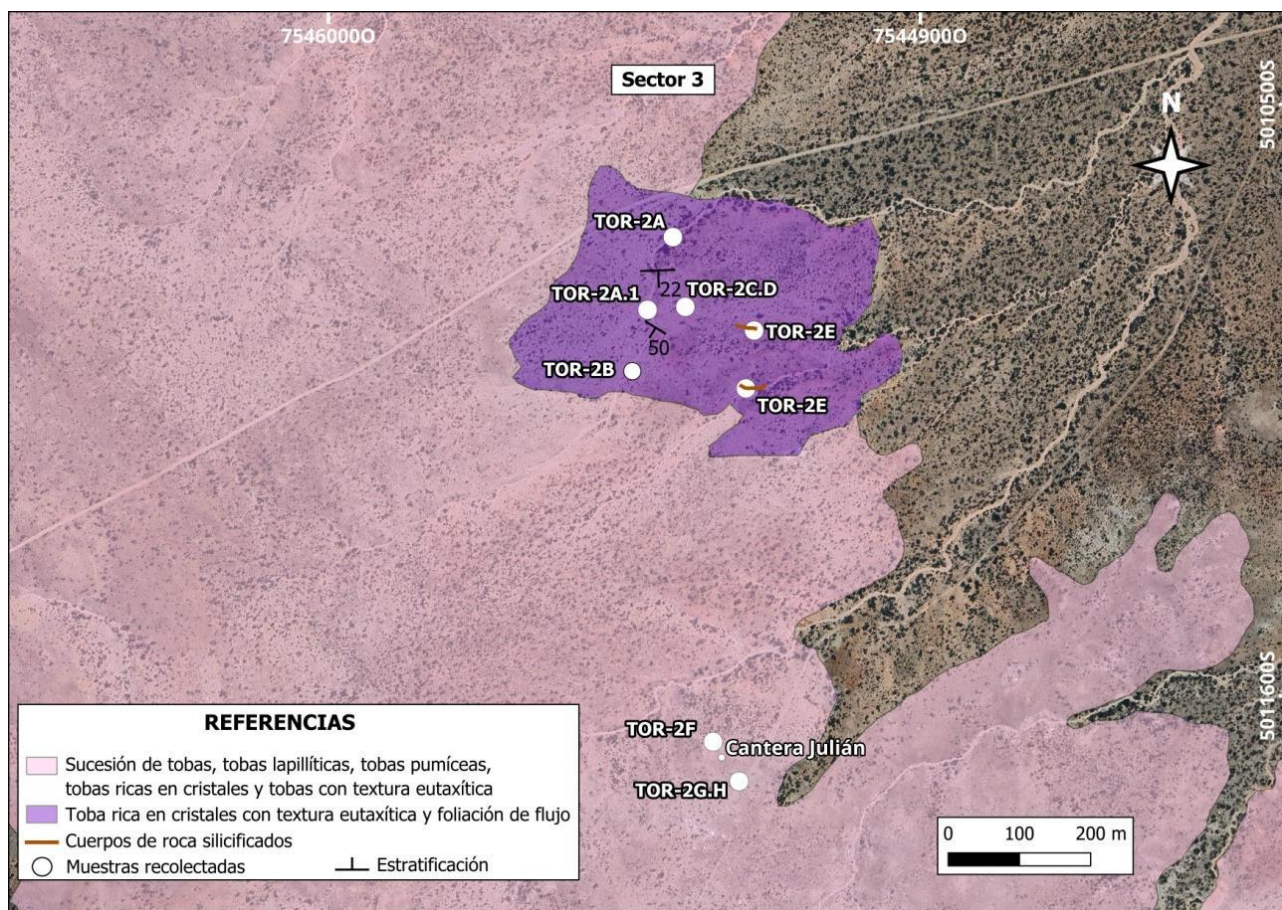


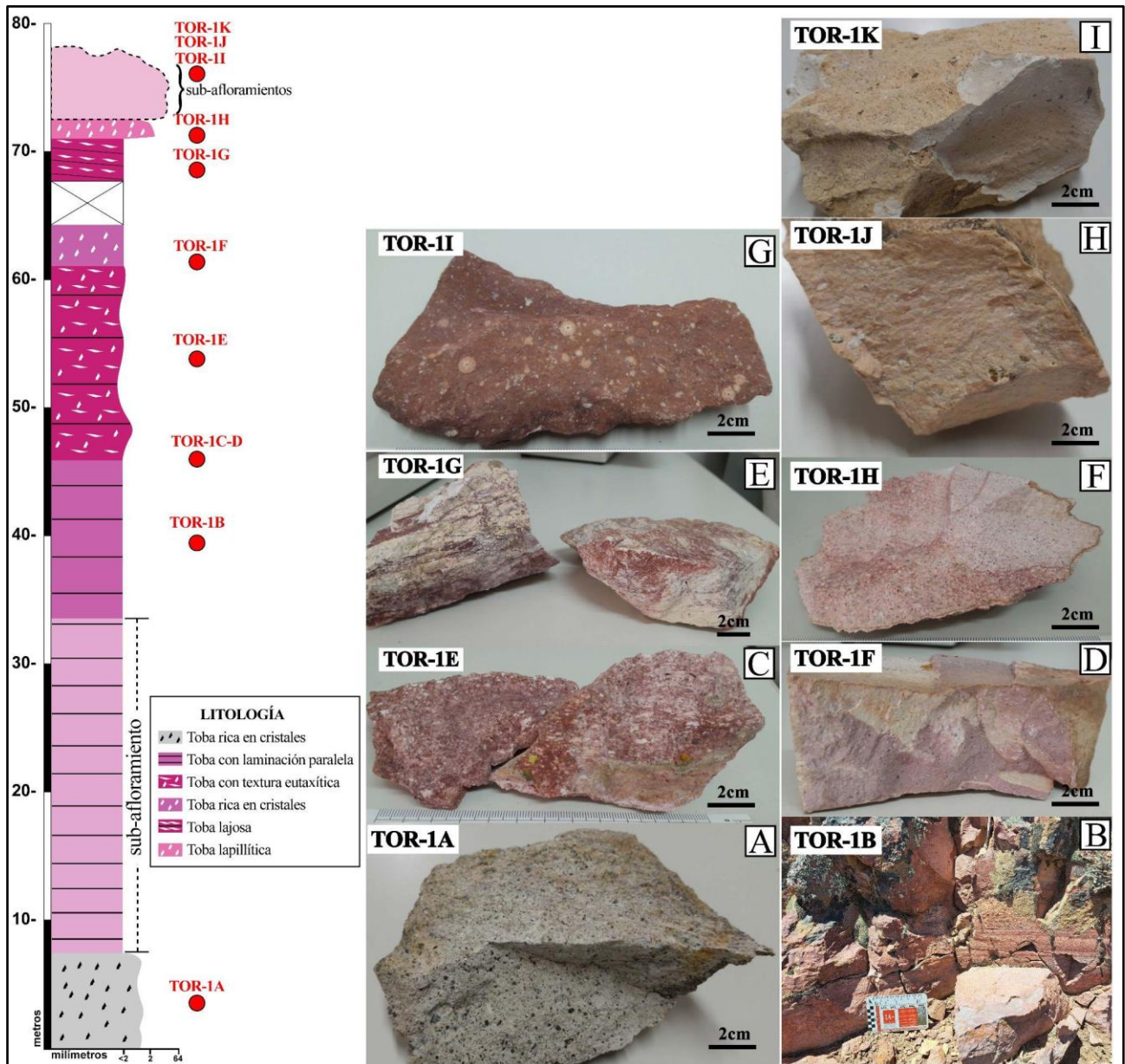
Figura 26. Mapa geológico del sector 3 al este del proyecto Toruel. Se indica la cantera de caolín visitada (Cantera Julián), los cuerpos de roca silicificados con líneas de color marrón y con círculos blancos los puntos de muestreo georreferenciados. La ubicación de este sector se indica en la Fig. 3.

En el sector centro-norte donde se concentran la mayoría de las manifestaciones de caolín, las rocas aflorantes están caracterizadas por una sucesión de rocas piroclásticas, con facies que van desde tobas, tobas laminadas, hasta tobas lapillíticas ricas en cristales y tobas con textura eutaxítica. En el sector de la zona norte es donde mejor se expone la secuencia piroclástica que aloja los depósitos de caolín, por ello, se realizó un perfil litológico de detalle (Fig. 27) que se describe a continuación junto con los demás sectores visitados.

Sector 1 - Zona Norte

La secuencia comienza con una toba de color gris rica en cristales, compuesta por fragmentos pumíceos y cristaloclastos de biotita, cuarzo y plagioclasa (Fig. 27A). Sobre esta unidad se apoyan niveles de una toba de tonalidad morada, con laminación paralela bien definida (Figura 27B). Por encima, yace una toba con textura eutaxítica, de tonalidad morada, compuesta por *fiammes* y cristaloclastos de cuarzo (Fig. 27C). En los niveles topográficos más altos, se encuentran afloramientos de una toba rica en cristales con cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa y biotita

desferritizada (Fig. 27D), junto con tobas con leve lajosidad y cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa y una toba lapillítica cristalina rica en cuarzo (Figs. 27E-F). En estos niveles superiores también hay sub-afloramientos esporádicos de tobas vítreas que contienen lapilli acrecional, cristaloclastos de cuarzo y *fiammes* (Figs. 27G-H-I).



Distribución de la alteración

La alteración comienza a manifestarse débilmente en el nivel medio del perfil, en forma localizada, afectando principalmente a las tobas moradas. Se presenta en parches, generando una decoloración de las rocas (Fig. 28A), o como halos de escasos centímetros vinculados a superficies de diaclasas (Fig. 28B-C).

En las tobas ubicadas en los niveles superiores, la alteración es moderada a intensa, manifestándose a través de tonalidades amarillas o blanquecinas (Fig. 28D-E), producto de la presencia de minerales de arcillosos que reemplazan selectivamente a los feldespatos o afectan penetrativamente a toda la roca (Fig. 28F).

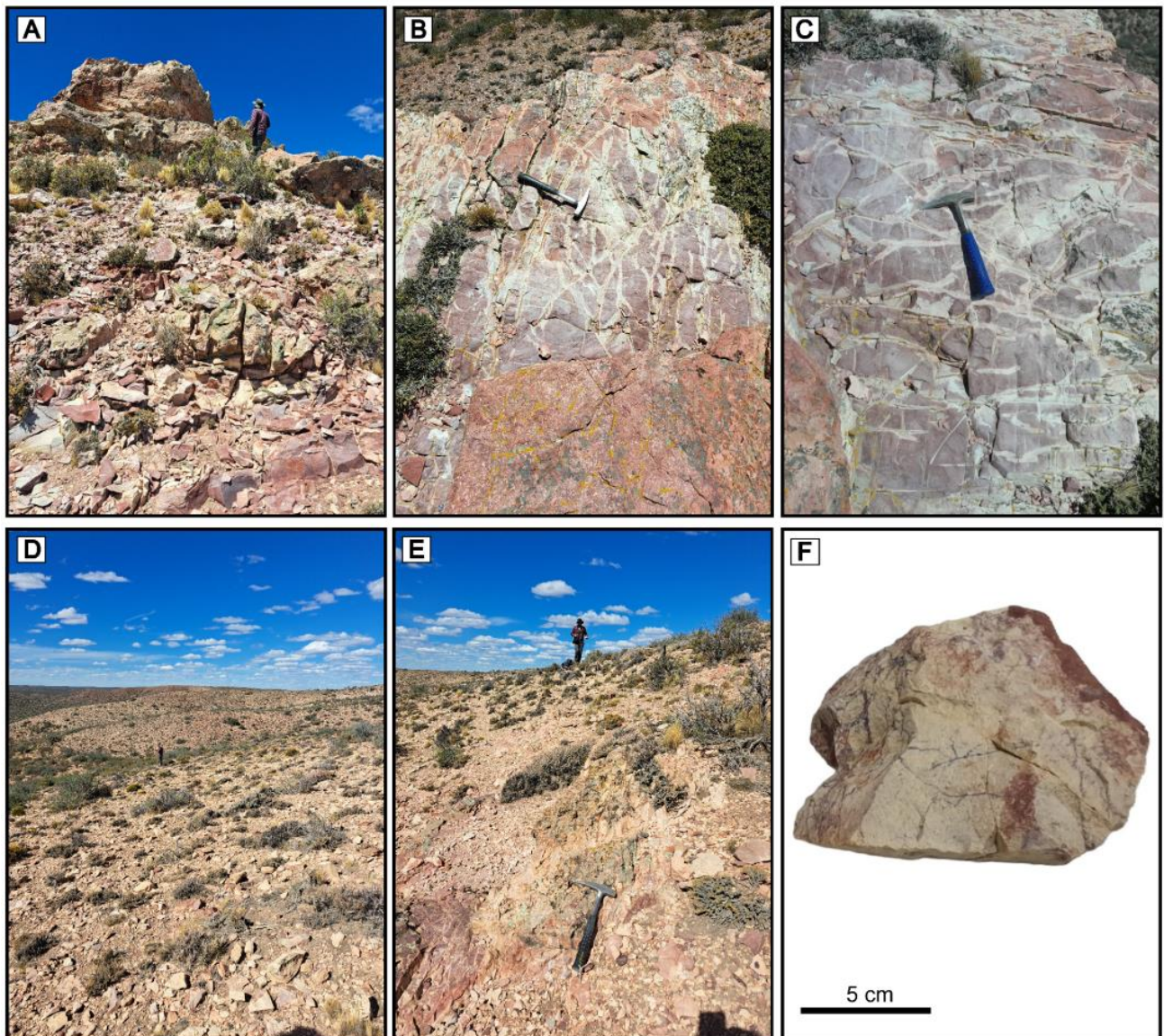


Figura 28. Alteración en la zona norte de las canteras de caolín. A) Toba fina de tonalidad morada con signos de decoloración. B-C) Halos de alteración desarrollados en torno a superficies de diaclasas. D-E) Sub-afloramientos en niveles superiores, compuestos por tobas con alteración moderada a intensa. F) Toba fina lajosa intensamente alterada, correspondiente a los niveles superiores.

Se obtuvieron seis muestras correspondientes a este nivel superior alterado, dado que en estas zonas se concentra la mayor densidad de firmas espectrales asociadas a minerales de alteración. La espectrometría de reflectancia permitió identificar caolinita de alta cristalinidad±caolinita de baja cristalinidad±esmectita±goethita±hematita.

La caolinita se identificó por sus rasgos de absorción dobles característicos entre 1395 - 1414 nm de longitud de onda para el OH y entre 2163 - 2208 nm para el Al-OH (Fig. 29A). En las especies de baja cristalinidad, las caolinitas presentan sus rasgos de absorción poco desarrollados y en algunos casos, la absorción en ~2163 nm se encuentra como un hombro de la absorción de Al-OH (Fig. 29B). La esmectita se detectó por la absorción simple y profunda del agua en torno a los ~1910 nm de longitud de onda respecto a la profundidad del Al-OH a los 2200 nm (Fig. 29C). La goethita exhibe un pico cerca de ~760 nm y una absorción a los 948 nm para el hierro férrico (Fe^{3+}), mientras que la hematita presenta un pico a los ~750 nm y una absorción entre los 860 y 890 nm para el Fe^{3+} respectivamente (Fig. 29D-E).

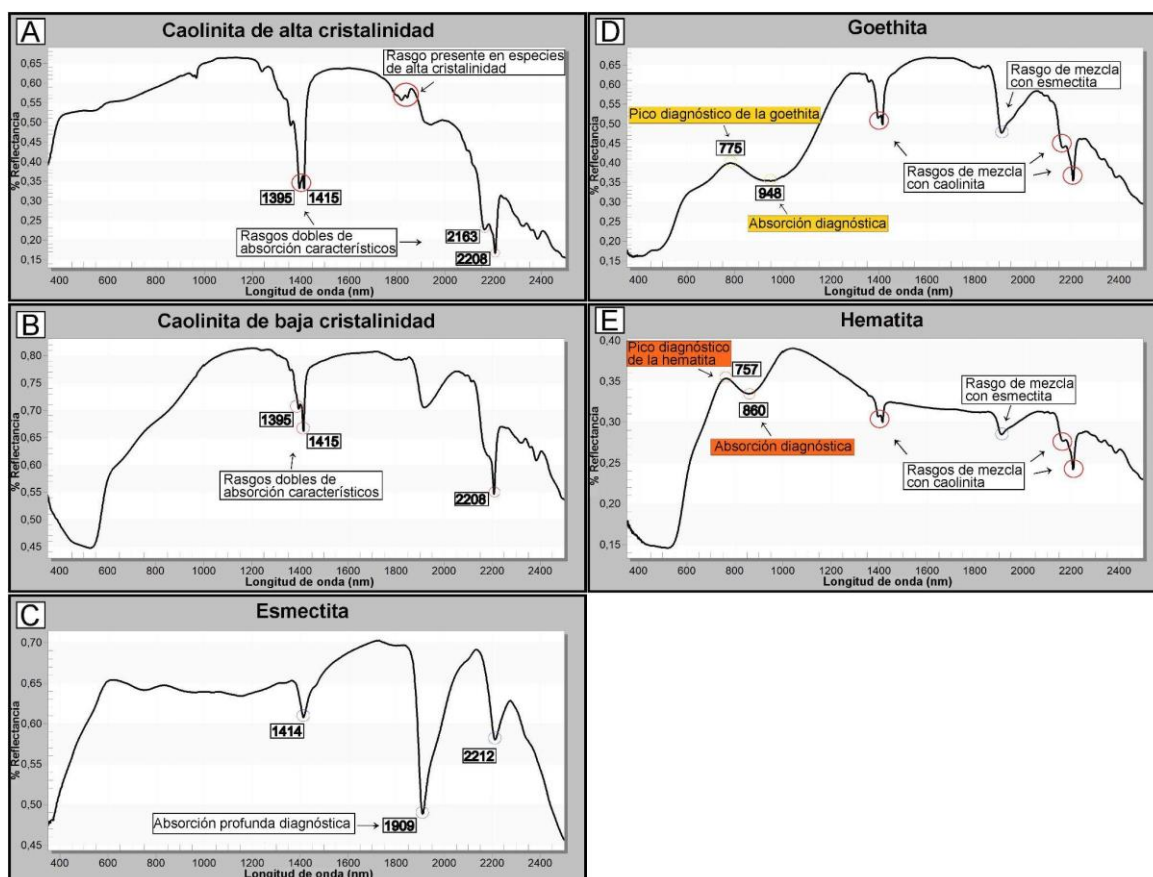


Figura 29. Firma espectral y rasgos de absorción característicos de minerales de alteración identificados en el sector norte. A) Caolinita de alta cristalinidad. B) Caolinita de baja cristalinidad. C) Esmectita. D) Goethita en mezcla con caolinita y esmectita. E) Hematita en mezcla con caolinita y esmectita.

Sector 2 - Cantera Don Sergio

En la zona de la cantera Don Sergio, afloran tobas de color marrón rojizo, con cristaloclastos de cuarzo angulosos y subredondeados, feldespatos completamente alterados y biotita desferritizada. Estas rocas afloran de forma discontinua en los alrededores de las antiguas labores de explotación y en algunos sectores presentan desarrollo de diaclasas (Fig. 30).

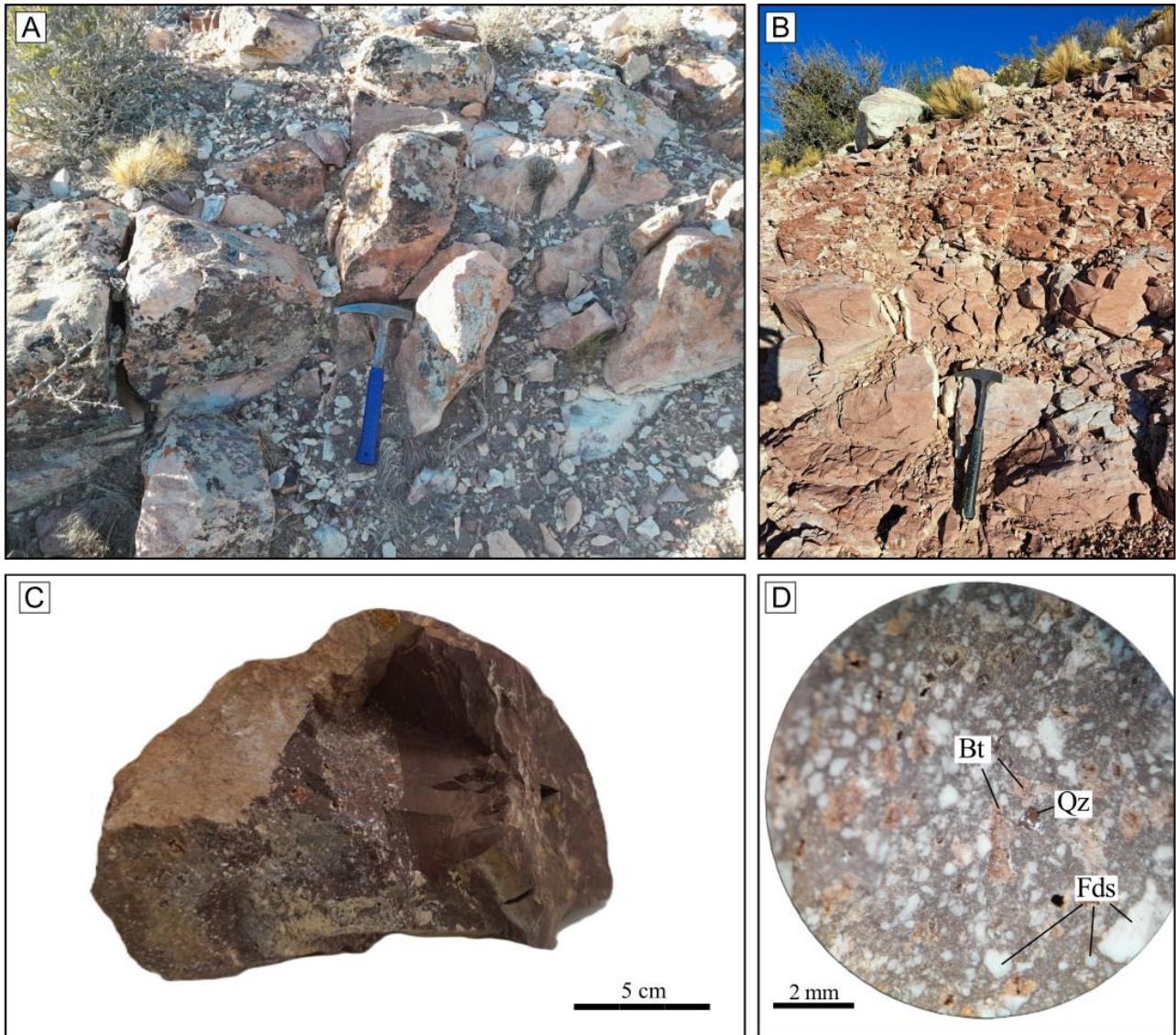


Figura 30. Tobas en cantera Don Sergio. A-B) Afloramientos en campo. Véase en B el desarrollo de diaclasas. C) Muestra de mano TOR-DS3 tomada en campo. D) Imagen de la muestra TOR-DS3 con lupa binocular. Qz: cuarzo; Fds: feldespatos; Bt: biotita.

Distribución de la alteración

Al igual que en el sector 1 (zona norte), la verificación en campo de las zonas de alteración en Don Sergio se centró en el reconocimiento de las áreas con mayor concentración de firmas espectrales asociadas a minerales de alteración. Estas zonas coinciden con las antiguas canteras de explotación,

donde las labores dejaron expuestas rocas intensamente alteradas (Fig. 31A-B). En estos sectores las rocas presentan un color blanquecino y una alteración predominantemente masiva, en la que sólo se reconocen cristales de cuarzo (Fig. 31D-E). Se recolectaron cuatro muestras para su análisis mediante espectrometría de reflectancia y DRX.

Los resultados permitieron identificar que la alteración está representada por caolinita de alta cristalinidad±caolinita de baja cristalinidad±goethita±hematita. La caolinita se presenta de forma penetrativa afectando la textura original de la roca, como reemplazo pseudomórfico de feldespatos o en forma de venillas (Fig. 31C). La goethita y hematita se manifiestan como pátinas delgadas sobre las rocas.

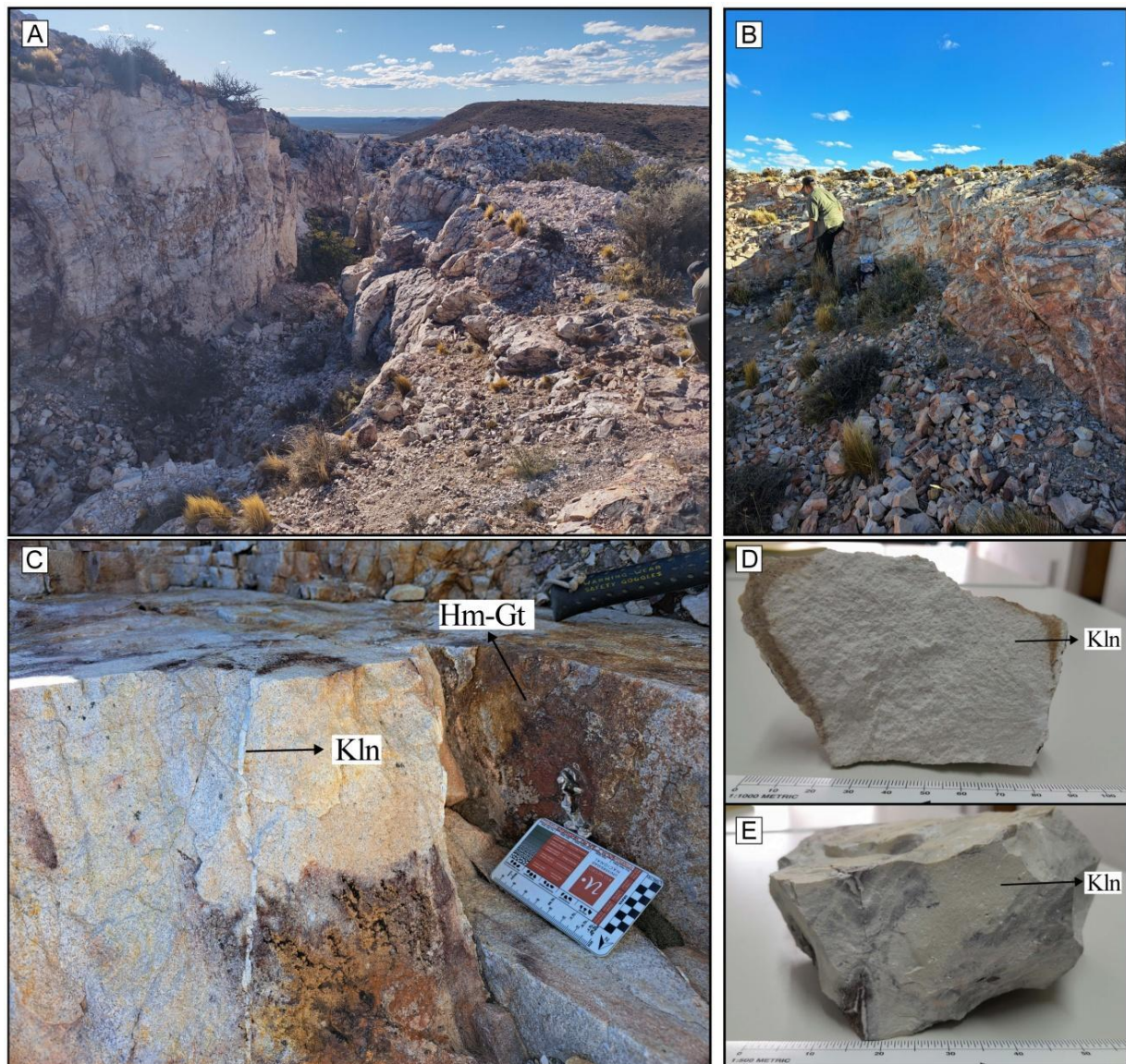


Figura 31. Alteración en los sectores de la cantera Don Sergio. A-B) Vista general de las antiguas labores de explotación. C) Detalle de vetilla de caolinita. D-E) Muestras de mano recolectadas en zonas con desarrollo de alteración. Kln: caolinita; Hm: hematita; Gt: goethita.

La caolinita se identificó en los espectros por sus rasgos dobles de absorción diagnósticos entre 1396 - 1414 nm para el OH y 2163 - 2208 nm de longitud de onda para el Al-OH. Fue posible diferenciar caolinita de alta y baja cristalinidad por el rasgo de absorción característico cercano a los 1830 nm (ausente en las de cristalinidad baja) y por la disminución del rasgo de absorción en 2164 nm en las especies de baja cristalinidad (Fig. 32A-B). La goethita y hematita son detectadas por sus picos diagnósticos en ~760 nm y ~750 nm respectivamente (Fig.32B-C). Bajo el análisis de DRX se confirmó la presencia de caolinita por sus reflexiones en 7,11Å y 3,57Å, acompañada de cuarzo por reflexiones en 4,24Å y 3,33Å (Moore y Reynolds, 1997) (Fig. 32D).

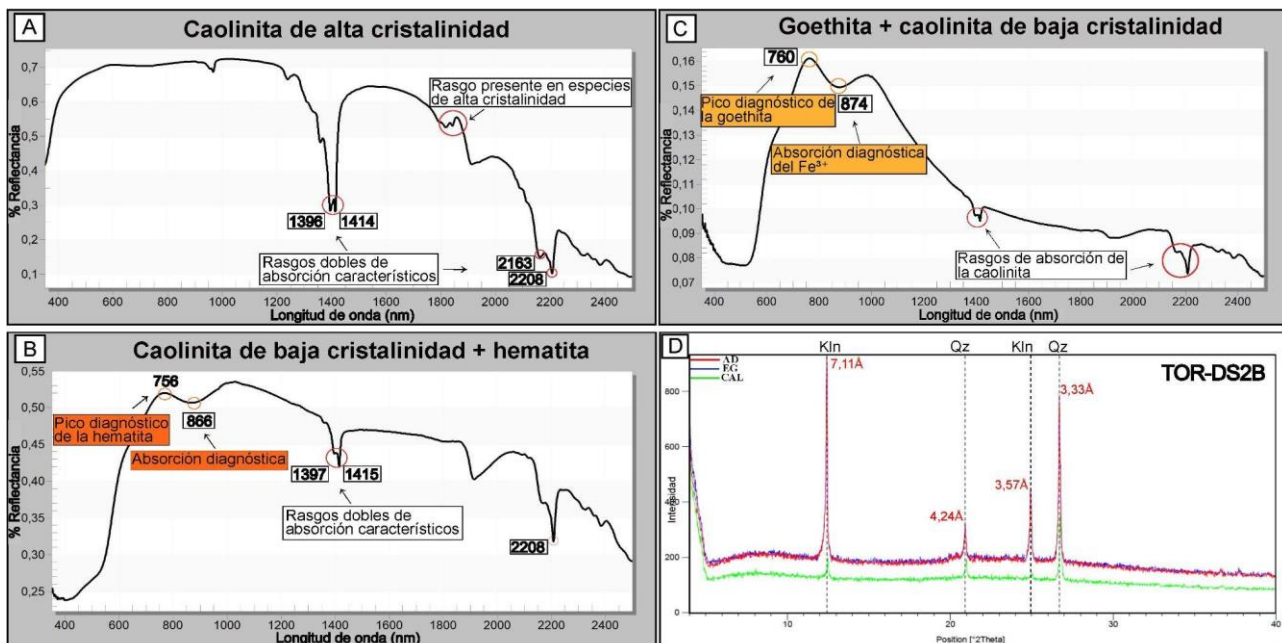


Figura 32. Firma espectral y rasgos de absorción característicos. A) Caolinita de alta cristalinidad. B) Caolinita de baja cristalinidad en mezcla con hematita. C) Goethita en mezcla con caolinita de baja cristalinidad. D) Difractogramas integrados (AD, EG y CAL) de la muestra DS2B proveniente de la cantera Don Sergio. Kln: caolinita; Qz: cuarzo.

Sector 3 - Zona central

En esta zona afloran tobas de tonalidades violáceas y blancas con textura eutaxítica, compuesta por *fiammes* de hasta 4 mm y cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa con tamaños de hasta 3 mm (Fig. 33D). Estas unidades presentan foliación de flujo, característica de ignimbritas reomórficas (McPhie *et al.*, 1993), y se encuentran estratificadas con una orientación ONO-ESE e inclinaciones entre 22° y 50° al S y SO (Fig. 26).

En la zona de la cantera Julián, afloran tobas blanquecinas, mayormente alteradas, con cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa alterada (Fig. 33E).

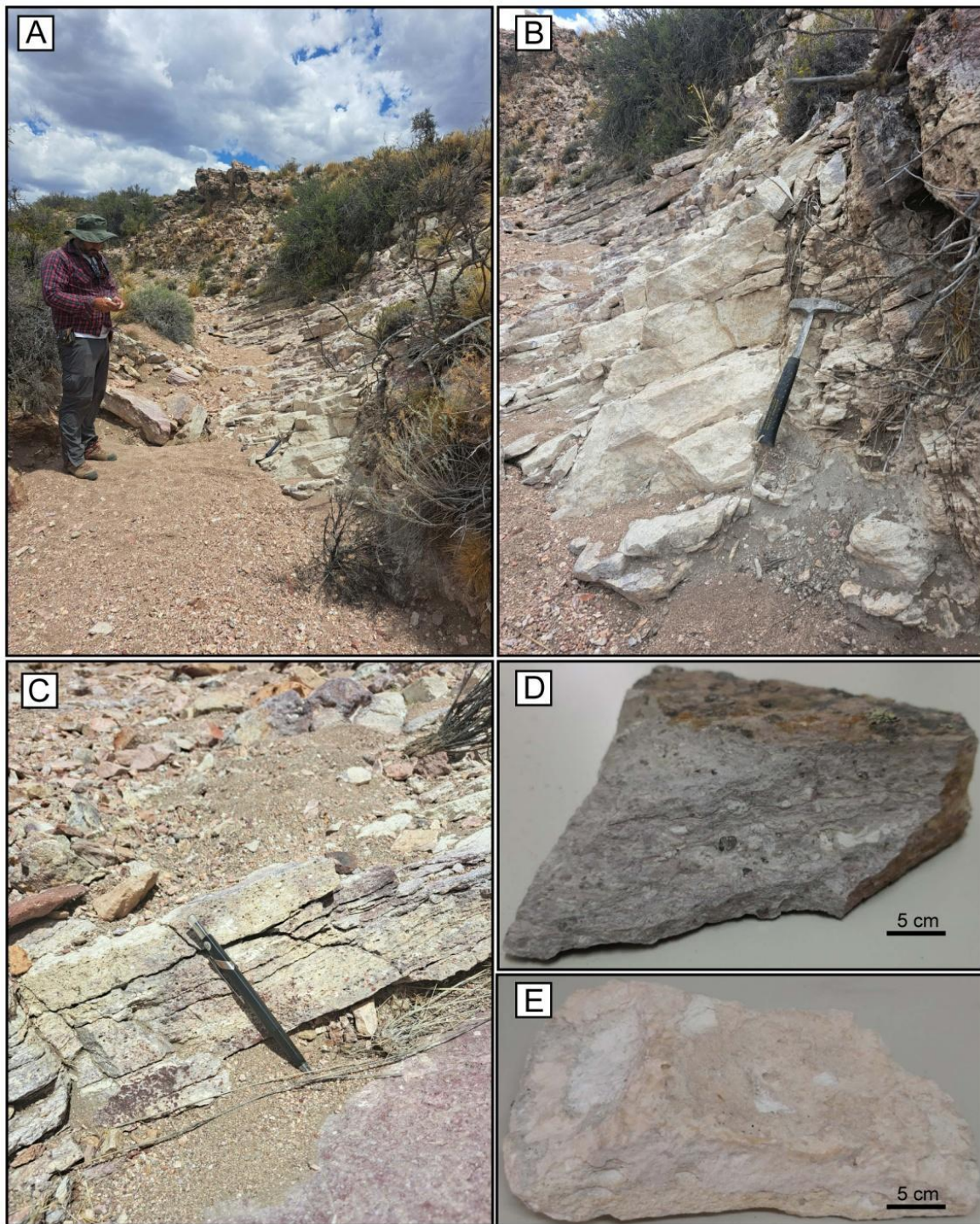


Figura 33. A-B) Ignimbritas estratificadas. C) Detalle con *flammas* y foliación bien definida. D) Muestra de mano de ignimbrita. E) Muestra de mano de toba alterada del sector de la cantera Julián.

Distribución de la alteración

En este sector se identificaron dos cuerpos de roca silicificados tipo *ledges*, con rumbos N110° y N93°, respectivamente (Fig. 26). Estas estructuras se caracterizan por una intensa silicificación y brechamiento, donde la alteración es de intensidad fuerte y de estilo penetrativo, con sílice maciza y

óxidos de hierro. Desarrollan texturas macizas y brechosas subordinadas, con reemplazo total de la roca original por sílice blanquecina y rojiza, ésta última debido a la presencia de hematita (Fig. 34A-C). Asociadas a estas texturas se observa la presencia de una baja proporción de sulfuros finos diseminados (Fig. 34D).

En las zonas adyacentes, la silicificación disminuye y la alteración en las rocas aflorantes está dominada por minerales del grupo de las arcillas. La alteración por sectores es intensa, generalmente de tipo penetrativo (Fig. 35), con algunas excepciones donde se presenta de forma selectiva afectando a los feldespatos (Fig. 35B).

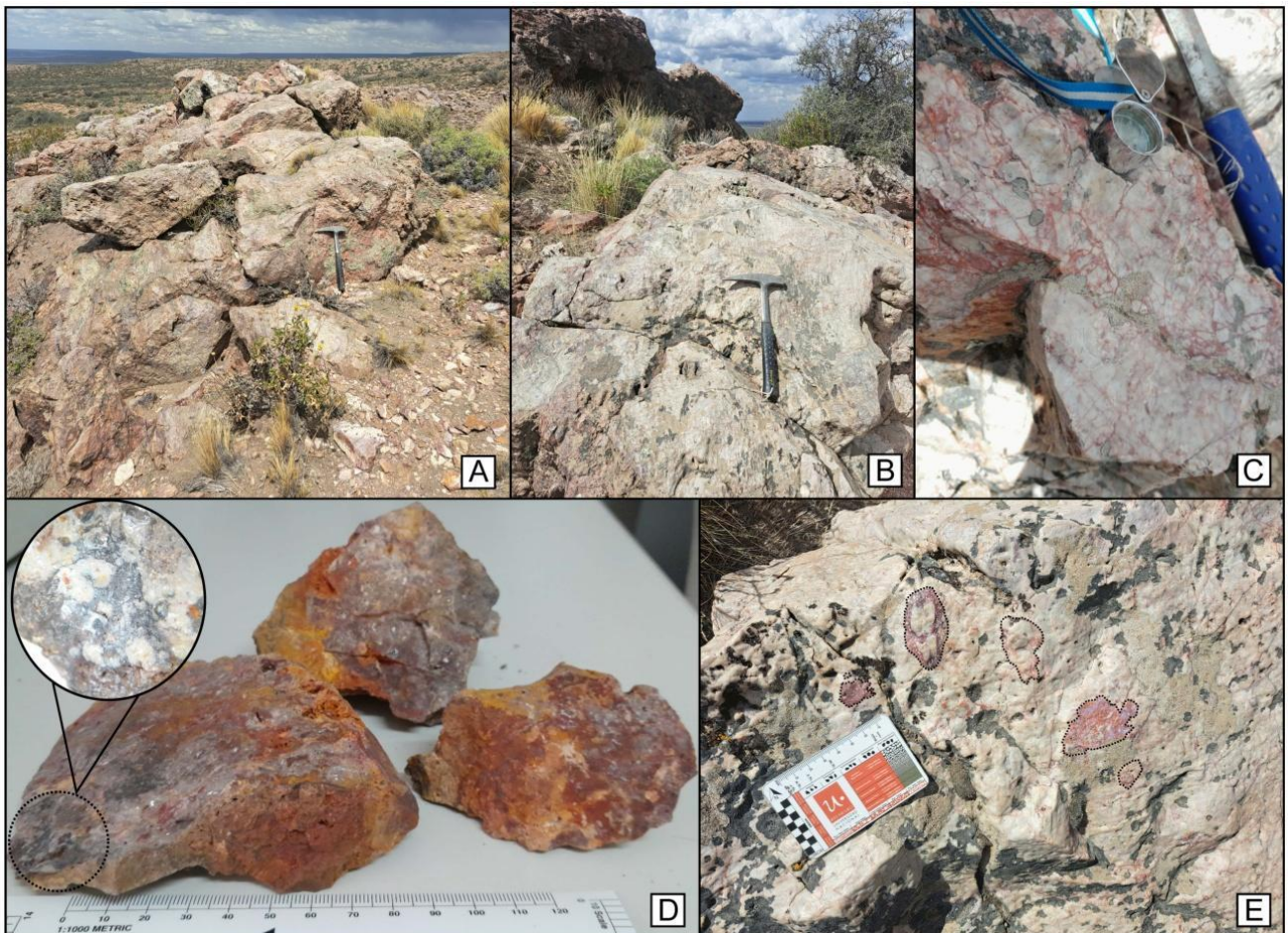


Figura 34. A-B) Afloramientos de los *ledges* en el área de estudio. C) Detalle de los *ledges* con textura maciza y venillas de hematita. D) Muestras de mano con abundantes óxidos e hidróxidos de hierro. Se destaca un área con sulfuros diseminados. E) Detalle de textura brechosa, véase los clastos de brecha de cuarzo macizo y hematita.

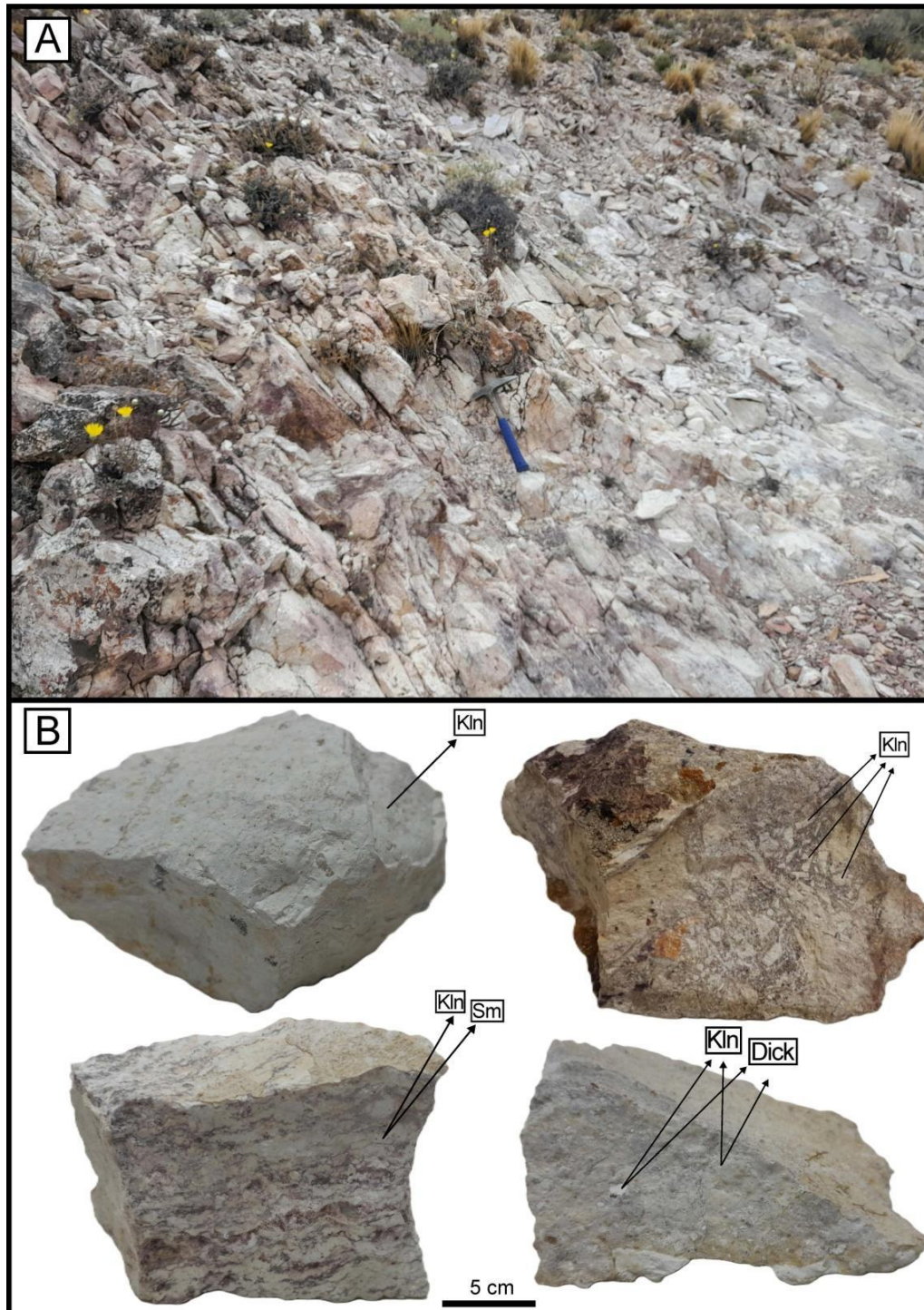


Figura 35. Alteración con predominio de minerales arcillosos. A) Afloramiento de sector con alteración intensa. B) Muestras de mano recolectadas en campo con tipos de alteración penetrativa y selectiva. Kln: caolinita; Sm: esmectita; Dick: dickita.

Los análisis realizados por espectrometría de reflectancia permitieron identificar que los minerales de alteración asociados a estas zonas adyacentes corresponden a caolinita de alta cristalinidad+dickita±esmectita±goethita±hematita.

La caolinita fue identificada por sus rasgos dobles de absorción característicos en 1395 - 1415 nm y en 2163 - 2208 nm (Fig. 36A). La dickita, por su parte, se identificó por presentar rasgos dobles de absorción en 1383 - 1414 nm y 2180 - 2207 nm (Fig. 36C). La esmectita aparece en mezcla con caolinita y goethita en los espectros, siendo más evidente en aquellos donde su proporción es mayor. Sus rasgos de absorción diagnósticos se encuentran en 1415 nm para el OH, ~1910 nm correspondiente al H₂O y ~2210 para el Al-OH.

Los picos diagnósticos en ~760 nm y ~750 nm y las absorciones en 860 y 893 nm permitieron la identificación de goethita y hematita, respectivamente (Fig. 36A-D).

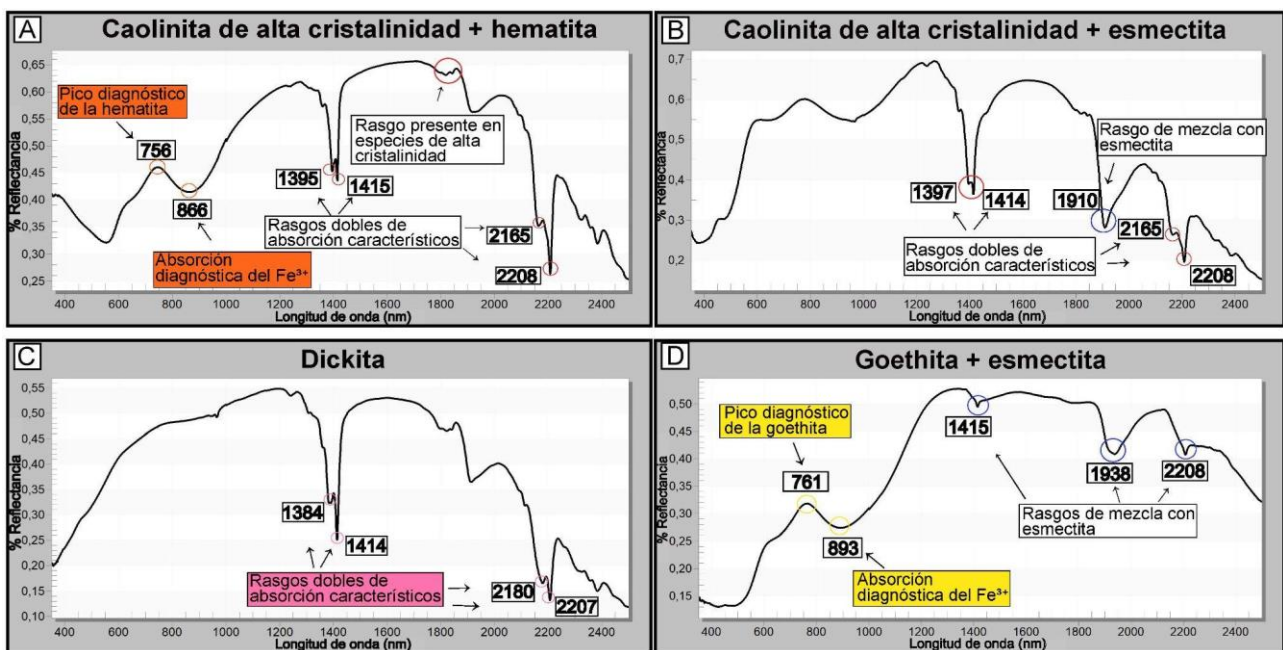


Figura 36. Firma espectral y rasgos de absorción característicos. A) Caolinita de alta cristalinidad en mezcla con goethita. B) Caolinita de alta cristalinidad en mezcla con esmectita. C) Dickita. D) Goethita en mezcla con esmectita.

7.2.4 Mapeo de la alteración hidrotermal utilizando firmas espectrales de muestras obtenidas en campo

Tras el mapeo espectral inicial, se identificaron áreas con posibles zonas de alteración (sectores 1, 2 y 3). Estas zonas fueron corroboradas en campo, donde se recolectaron muestras de rocas representativas. A partir de estas muestras, junto con las recolectadas en la zona de la veta Toruel, se obtuvieron firmas espectrales de los minerales y se seleccionaron las más representativas de las zonas de alteración para crear una biblioteca espectral de referencia. Posteriormente, esta biblioteca fue utilizada para la clasificación espectral supervisada de la imagen ASTER. Para ello, estas firmas espectrales son ajustadas a la resolución ASTER (Fig. 37). La clasificación espectral permitió refinar la delimitación de las zonas con alteración hidrotermal y validar la mineralogía de alteración presente.

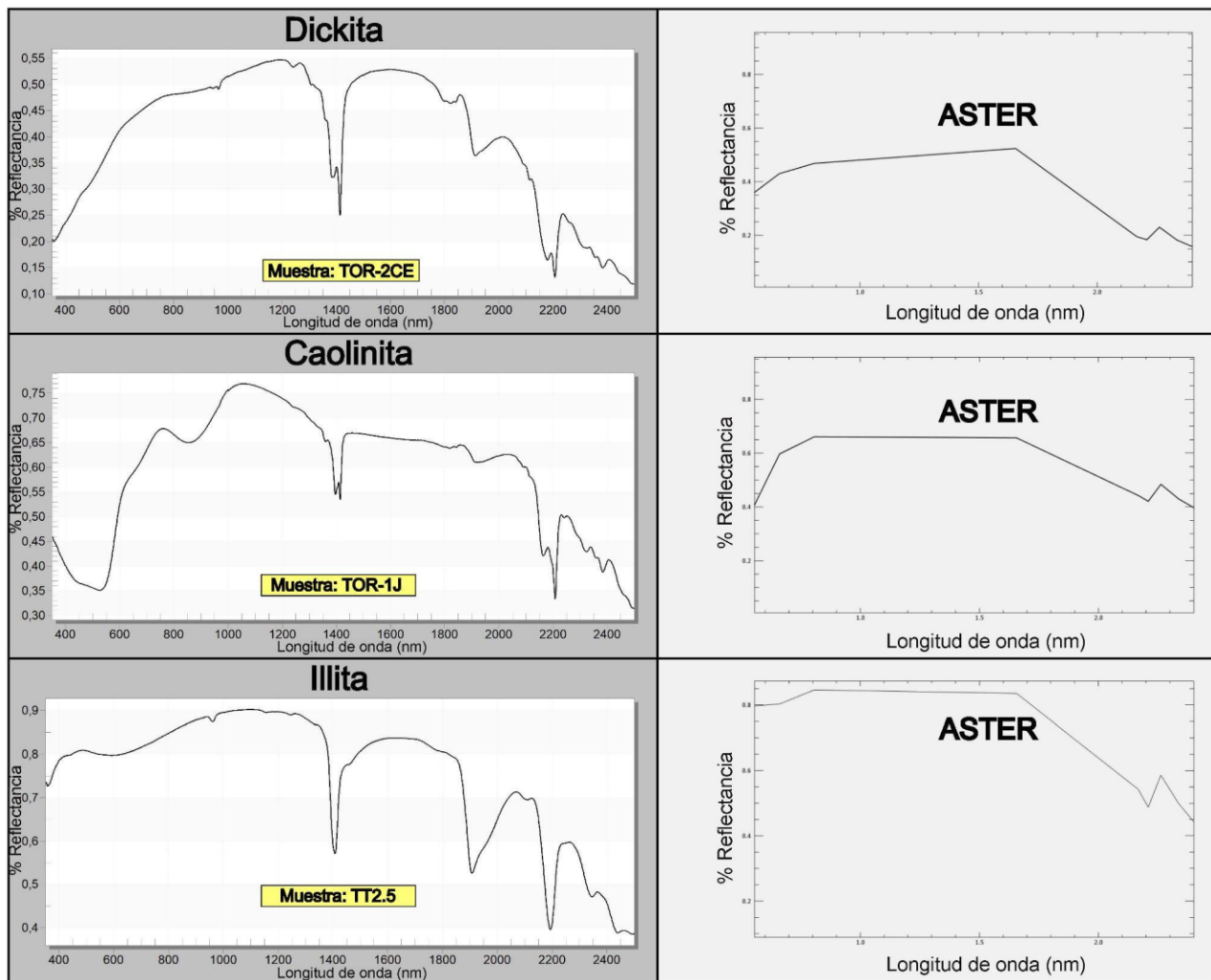


Figura 37. Ejemplo de firmas espectrales de dickita, caolinita e illita ajustadas a la resolución espectral de ASTER. Estas firmas, entre otras, fueron utilizadas para el nuevo mapeo de alteración.

Los resultados obtenidos del análisis espectral, permitieron identificar y mapear las siguientes asociaciones minerales para la zona de las canteras de caolín: caolinita±esmectita con goethita+hematita tanto en la zona norte (sector 1 y 2) como en la zona central (sector 3) (Fig. 38). En las zonas de las vetas Toruel y La Alegría la asociación mineral mapeada está representada por illita±esmectita y jarosita+goethita+hematita (Fig. 39).

Si bien la presencia de dickita fue reconocida en campo y en espectros obtenidos en muestras del sector 3, dicho mineral no fue identificado en el producto de la clasificación espectral supervisada para el mapeo.

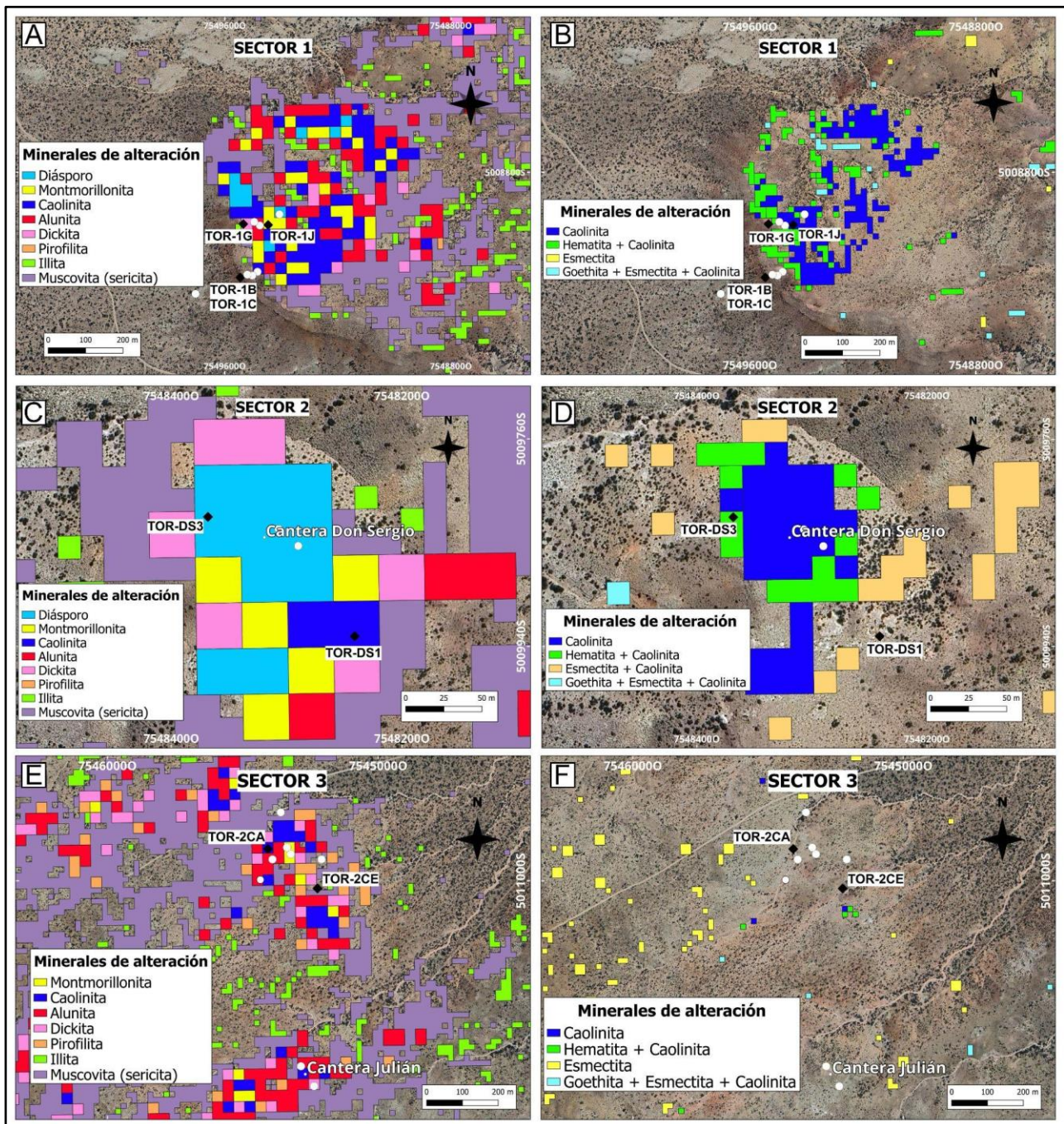


Figura 38. Detalle de los sectores de las canteras de caolín. A la izquierda (A, C y E): Mapas de alteración generados utilizando firmas espectrales de minerales provenientes de la biblioteca de la USGS. A la derecha (B, D y F): Mapas de alteración elaborados a partir de firmas espectrales obtenidas de muestras recolectadas en campo. Se indican los minerales de alteración identificados y los puntos de muestreo (símbolos blancos). Las muestras con símbolos negros corresponden a aquellas cuyas firmas espectrales obtenidas fueron utilizadas para el mapeo mediante clasificación supervisada (SAM).

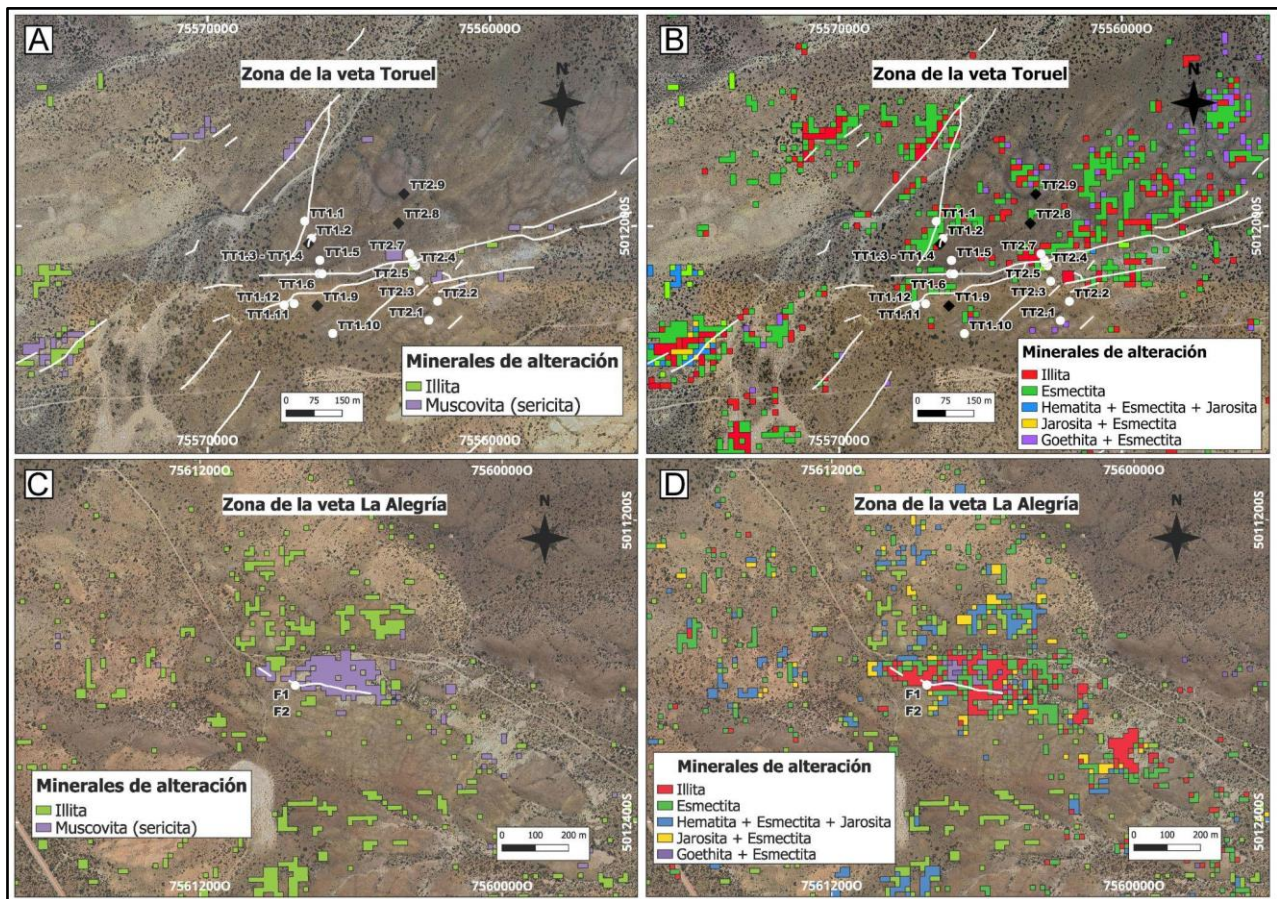


Figura 39. Detalle de la zona de la veta Toruel y La Alegría. A la izquierda (A y C): Mapas de alteración generados utilizando firmas espectrales de minerales provenientes de la biblioteca de la USGS. A la derecha (B y D): Mapas de alteración elaborados a partir de firmas espectrales obtenidas de muestras recolectadas en campo. Se indican los minerales de alteración identificados y los puntos de muestreo (símbolos blancos). Las muestras con símbolos negros corresponden a aquellas cuyas firmas espectrales obtenidas fueron utilizadas para el mapeo mediante clasificación supervisada (SAM).

8. DISCUSIÓN

8.1. Procesamiento de imágenes satelitales y su validación a través del análisis de muestras de campo

El procesamiento de imágenes ASTER permitió realizar una identificación preliminar de zonas con alteración hidrotermal en el área de estudio. Se aplicaron múltiples técnicas que se complementan entre sí: combinación RGB, cocientes de banda, índices de identificación litológica en el rango SWIR y técnicas de clasificación espectral supervisada (técnica SAM). Estas herramientas permitieron detectar zonas con presencia de minerales como caolinita, dickita, esmerectita, sericita e illita que luego fueron confirmadas en el trabajo de campo.

Las combinaciones y cocientes de bandas junto a los índices litológicos, brindaron una primera aproximación visual y cualitativa de las zonas alteradas resaltando áreas con minerales que presentan

absorciones espectrales características, asociadas a enlaces de Al-OH, Fe-OH y Mg-OH, lo que contribuyó a la identificación de los tipos de alteración.

Los resultados obtenidos mediante la aplicación de la técnica SAM, utilizando tanto firmas espectrales de bibliotecas externas, como espectros obtenidos directamente de muestras recolectadas en campo, evidencian la eficacia de la metodología del procesamiento para la detección y caracterización de zonas con alteración hidrotermal en sectores como el proyecto Toruel y las canteras de caolín.

La integración de firmas espectrales de minerales presentes en las rocas recolectadas, permitió mejorar la precisión del mapeo de alteración, superando aquellas limitaciones asociadas al uso exclusivo de bibliotecas externas, que en algunos sectores mostraron minerales que no pudieron ser detectados con las técnicas analíticas empleadas en este trabajo.

No obstante, cabe señalar que el sensor presenta limitaciones para discriminar diferencias estructurales en minerales del mismo grupo como caolinita y dickita, dado que la dickita ha sido identificada mediante observaciones de campo y espectrometría de reflectancia, pero no fue posible representarla en el mapeo generado mediante clasificación SAM, posterior al trabajo de campo. Asimismo, el sensor no permite reconocer variaciones en el grado de cristalinidad de estos minerales, como caolinita de alta y baja cristalinidad, que han sido diferenciadas en el análisis espectral pero que tampoco han podido ser mapeadas. Estas limitaciones también han sido documentadas en estudios previos realizados en la región, como el de Ducart *et al.* (2005).

A pesar de estas restricciones, los resultados obtenidos en este estudio han sido satisfactorios y demuestran que el uso de imágenes satelitales ASTER permite generar información muy útil y adecuada para discriminar y mapear minerales clave de alteración hidrotermal, como caolinita, dickita (sin distinción espectral), esmectita, sericita e illita.

Estos resultados coinciden con trabajos previos realizados en otras regiones del Distrito Los Menucos y también en sectores del Macizo del Deseado, donde se demostró que es posible mapear con éxito los principales minerales de alteración hidrotermal, especialmente en ambientes áridos y escasa vegetación (Kruse *et al.*, 2002; Crósta *et al.*, 2003; Ducart *et al.*, 2005, 2006; Rodríguez, 2012). Por lo tanto, el procesamiento de imágenes satelitales del sensor ASTER constituye una herramienta eficaz para la exploración mineral a escala regional.

8.2 Características de la alteración hidrotermal

La distribución de las alteraciones hidrotermales en la veta Toruel y en las canteras de caolín permite interpretar las características de los fluidos que dieron origen a los depósitos. Las asociaciones de minerales de alteración identificadas reflejan las condiciones físico-químicas de estos fluidos, controladas por factores como la temperatura, pH, composición de la roca de caja, permeabilidad e interacción fluido-roca (Corbett y Leach, 1998).

Los análisis mesoscópicos y microscópicos junto con la espectrometría y difracción de rayos X, permitieron identificar dos asociaciones principales en la veta Toruel: esmectita-illita+sericita-illita±cuarzo±clorita en zonas distales y sericita-illita±illita-esmectita+cuarzo en zonas proximales. Además, en superficie se identificó una alteración supergénica cercana a la veta, compuesta por jarosita, goethita y minerales secundarios de cobre.

La mineralogía proximal corresponde a una alteración fílica a argílica intermedia, indicando un rango de pH entre 5 y 6 para los fluidos hidrotermales y temperaturas por debajo de los 250°C (Fig. 40) (Corbett y Leach, 1998; Pirajno, 2009), mientras que la distal representa una transición argílica intermedia-subpropilítica con condiciones neutras a ligeramente alcalinas (pH de 6-7) y temperaturas alrededor de 200°C (Fig. 40), reflejando la neutralización progresiva de los fluidos por interacción con la roca de caja, que permitiría además la formación de minerales como la clorita. Estas características pueden asociarse con un sistema epitermal de baja sulfuración o sulfuración intermedia (Hedenquist *et al.*, 2000).

Los análisis de espectrometría permitieron determinar variaciones en la madurez espectral y en la composición de la illita, la cual es la mica blanca predominante en la zona de la veta Toruel. El índice de madurez espectral (IMS) puede utilizarse para estimar las temperaturas de formación del mineral (Chang *et al.*, 2011), y, por ende, reconstruir las paleotemperaturas de los fluidos hidrotermales (Liu *et al.*, 2023).

En las zonas proximales los valores de IMS son > 1 , mientras que, en las zonas distales, estos descienden por debajo de 1, indicando un aumento en la proporción de esmectita, regulado principalmente por la temperatura. Los interestratificados de illita/esmectita con mayor proporción de illita, se forman a temperaturas entre 150-220°C (Harvey y Browne, 1991; Meunier y Velde, 2013) y el contenido de esmectita aumenta progresivamente con la disminución de la temperatura en el rango 100-200°C (Harvey y Browne, 1991). Por lo tanto, esta relación inversa (esmectita $>$ illita) indica temperaturas más bajas para las zonas distales.

De este modo, se puede afirmar que los valores de IMS > 1 en las zonas cercanas a la veta, corresponden a áreas de mayor temperatura marcando las zonas de canalización de los fluidos

hidrotermales. A medida que estos migraron lateralmente por la roca de caja, se enfriaron progresivamente por la interacción con ella, generando valores de $IMS < 1$.

Según Pontual *et al.* (1997), la illita es más sódica y más cristalina cerca de la fuente hidrotermal. En este estudio, la posición del rasgo de absorción del Al-OH fue clave para detectar la variación composicional de las illitas. Esta varía de tendencia fengítica en posiciones distales (Al-OH 2211-2212 nm), a “normal potásica” en zonas intermedias (Al-OH 2201-2210 nm) y tendiente a paragonita (Al-OH 2194-2200 nm) en la zona de veta, lo cual concuerda con un aumento de la temperatura hacia este sector.

Las variaciones composicionales observadas, reflejan cambios inducidos por la interacción fluido-roca, principalmente por la acción de los iones H^+ y OH^- que favorece la disolución de feldespatos y minerales máficos presentes en la roca de caja, promoviendo la formación de minerales de alteración ricos en OH^- (Pirajno, 2009). Estas reacciones también liberan al medio cationes Na^+ , K^+ , Mg^{2+} y $Fe^{2+/3+}$ de los minerales félsicos (feldespatos) y máficos (biotita y anfíbol) (Pirajno, 2009). A medida que los fluidos migran y reaccionan con la roca hospedante, las condiciones físico-químicas se modifican, desarrollando una zonación composicional bien definida con illita rica en Na cerca de la fuente, illita K en zonas intermedias e illita más rica en Fe en sectores más alejados, donde se encuentra clorita asociada.

En la zona de las canteras y manifestaciones de caolín se identificaron tres sectores con características mineralógicas distintivas que permiten reconocer una zonación de alteración hidrotermal. Esta zonación refleja variaciones en las condiciones físico-químicas del sistema, que abarcan desde una alteración argílica avanzada con silicificación intensa, pasando por una transición a alteración argílica intermedia. Además, se identificó una alteración supergénica con goethita±hematita en los tres sectores.

En el sector central (sector 3) se reconoció una silicificación intensa, caracterizada por la presencia masiva de cuarzo macizo que afecta completamente la textura original de las tobas. Este tipo de alteración se interpreta como resultado de una lixiviación profunda de silicatos en un ambiente ácido ($pH < 4$), lo cual sugiere una evolución de la alteración argílica hacia un enriquecimiento en sílice (Pirajno, 2009). En este mismo sector, la alteración argílica está dominada por caolinita de alta y baja cristalinidad±dickita±esmectita. Esta asociación mineral es característica de una alteración argílica avanzada (Corbett y Leach, 1998; Pirajno, 2009; Robb, 2005) generada por fluidos muy ácidos ($pH < 4$) y una alta relación fluido-roca (Robb, 2005) que genera una lixiviación más o menos completa de los cationes, afectando mayormente a los feldespatos y plagioclasas, favoreciendo la formación de minerales como dickita y caolinita (Pirajno, 2009). Según Corbett y Leach (1998), esta alteración se

desarrolla en un amplio rango de temperaturas, la caolinita indica temperaturas entre <150 - 200°C mientras que la dickita es indicativa de temperaturas entre 150 y $<250^{\circ}\text{C}$ (Fig. 40).

En el sector 2 (cantera Don Sergio) se identificó únicamente caolinita de alta y baja cristalinidad como mineral representativo de la alteración argílica. Hacia el sector 1 (zona norte), la asociación mineralógica está representada por caolinita de alta y baja cristalinidad±esmectita. Esta mineralogía es característica de una alteración argílica intermedia (Pirajno, 2009), correspondiente a temperaturas entre 100 - 200°C y condiciones ácidas moderadas (pH 4-6) (Hedenquist *et al.*, 2000) (Fig. 40), donde los feldespatos son alterados con menor intensidad (Pirajno, 2009).

En conjunto, la distribución de los minerales y los tipos de alteración reconocidos en estos tres sectores, permiten interpretar una zonación progresiva de la alteración hidrotermal, desde una zona ácida y de mayor temperatura con silicificación y alteración argílica avanzada, hacia sectores de menor acidez y temperatura donde predomina la alteración argílica intermedia.

De acuerdo con la clasificación de ambientes de formación propuesta por Hedenquist y Arribas (2022) para la alteración argílica avanzada en sistemas hidrotermales, la mineralogía y características texturales observadas permiten establecer que el sector 3 corresponde principalmente a un ambiente ácido-sulfato-cloruro de origen hipogénico. En este ambiente, la condensación de vapores magmáticos genera soluciones extremadamente ácidas. La ausencia de textura *vuggy* típica del residuo silíceo descrito para este ambiente, puede deberse a que la alteración afecta a rocas de grano fino, favoreciendo así la formación de sílice maciza.

Este sector también podría representar una zona de transición o de superposición entre el ambiente de condensados hipogénicos ácido-sulfato-cloruro y un ambiente de condensado ácido-sulfato calentado por vapor, donde las condiciones ácidas se mantuvieron activas a temperaturas relativamente altas ($\sim 200^{\circ}\text{C}$), favoreciendo la precipitación directa de sílice desde la solución. Estas temperaturas explicarían la ausencia de alunita hipogénica en este sector (típica en estos ambientes), ya que este mineral es estable a temperaturas superiores a 250°C (Hedenquist y Arribas, 2022). Sin embargo, su ausencia también podría estar explicada por una baja concentración de sulfato y/o potasio en solución (Hedenquist y Arribas, 2022).

Por otro lado, los sectores 1 y 2, de menor temperatura y acidez, se ajustan a un ambiente condensado calentado por vapor rico en CO_2 , asociado a zonas marginales, donde se desarrolla alteración argílica intermedia.

A partir del marco conceptual de los estilos epitermales propuestos por Hedenquist *et al.* (2000), se puede interpretar que los sectores de manifestaciones de caolín estudiados, se enmarcarían dentro de un sistema epitermal de alta sulfuración. En el sector 3, la presencia de alteración argílica avanzada con dickita y caolinita, junto con una intensa silicificación dominada por sílice maciza, en condiciones

de $\text{pH} < 4$ y temperaturas entre $150\text{-}250^\circ\text{C}$, es coherente con un ambiente generado por la condensación de vapores magmáticos ácidos, característico de alta sulfuración (Hedenquist *et al.*, 2000). Los sectores 1 y 2, donde se reconocen minerales típicos de alteración argílica intermedia como caolinita y esmectita, y condiciones físico-químicas de menor acidez ($\text{pH } 4\text{-}6$, temperatura $100\text{-}200^\circ\text{C}$), se interpretan como zonas marginales o externas del mismo sistema de alta sulfuración. No obstante, se reconoce que aún es necesario un mayor grado de detalle para caracterizar completamente la evolución y distribución de los ambientes hidrotermales en la zona.

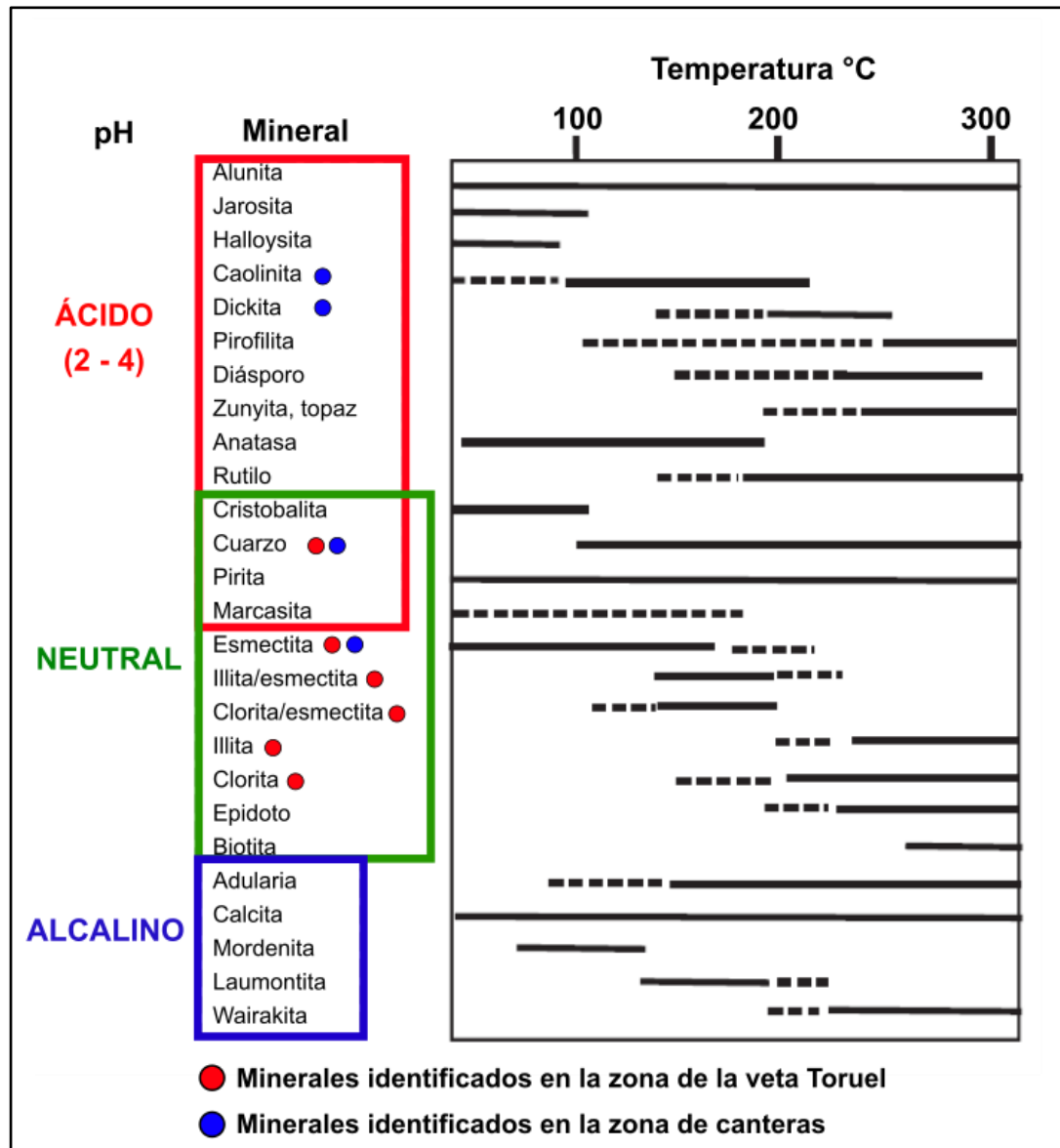


Figura 40. Rangos de pH y temperatura de estabilidad de minerales según Corbett y Leach (1998) y Hedenquist *et al.* (2000). Los círculos rojos señalan los minerales identificados en la zona de la veta Toruel y los azules aquellos identificados en la zona de canteras. Modificado de Pirajno (2009).

8.3 Relación entre la alteración hidrotermal y la geoquímica de subsuelo en la veta Toruel

El análisis integrado de la geoquímica y la mineralogía de alteración a lo largo del sondaje DDH-32 permitió reconocer una estrecha vinculación entre la zonación espectral de las illitas, la paleo-circulación de fluidos hidrotermales y la distribución de metales de interés económico. La circulación de los fluidos a través de la roca de caja habría generado la formación de una brecha hidrotermal con fuerte enriquecimiento en elementos como Au, Ag, Mo, Cu, Zn, As y Sb. En este canal principal, las illitas muestran una transición de composición “normal” potásica hacia una illita más rica en sodio, con tendencia paragonítica hacia el centro de la brecha. Esta variación composicional, coincide con un incremento en el índice de madurez espectral (IMS) alcanzando valores entre 1,2 y 1,4 lo que indica un mayor ordenamiento estructural por condiciones de formación de mayor temperatura (Doublier *et al.*, 2010). La coincidencia espacial entre una illita rica en sodio, valores elevados de IMS y el enriquecimiento en metales, sugiere que estos parámetros están directamente relacionados con los canales principales de flujo hidrotermal.

De este modo, la illita no solo refleja las condiciones físico-químicas del sistema hidrotermal, sino que también permite trazar la proximidad a las vetas mineralizadas. La identificación de illita sódica con alto IMS en sectores coincidentes con zonas de mayor ley, indica que este mineral puede ser utilizado como vector hacia las zonas de interés económico. Esta relación refuerza la utilidad de la espectrometría de reflectancia como herramienta efectiva en la exploración de sistemas epitermales, al permitir inferir zonas favorables para la concentración de metales a partir de la caracterización espectral.

9. CONCLUSIONES

- Los resultados obtenidos a partir de la aplicación de las diversas técnicas para el reconocimiento de alteraciones hidrotermales mediante el uso de datos del sensor ASTER, demostraron ser útiles y eficaces debido a su buena correlación con los datos de campo. De esta manera, dicha metodología ofrece una base sólida para su aplicación en otros sectores del distrito y refuerza la utilidad de la teledetección multiespectral en tareas de prospección.
- Se reconocieron asociaciones minerales distintas a lo largo del sistema hidrotermal de la veta Toruel, con una paragénesis proximal dominada por (sericita-illita)±(illita-esmectita)±cuarzo, que hacia zonas distales gradúa a (sericita-illita)+(esmectita-illita)±cuarzo±clorita. Estas asociaciones están acompañadas por un aumento progresivo del pH (de 5-6 a 6-7) y una disminución de temperatura desde 250°C a 200°C, reflejando una neutralización progresiva de los fluidos por interacción con la roca de caja.

- La illita presenta un gradiente en la composición y el índice de madurez espectral (IMS). En las zonas cercanas a la veta la illita es rica en sodio (tendencia paragonítica) con $IMS > 1$, reflejando una mayor cristalinidad hacia los sectores de mayor temperatura. La variación de “normal” potásica con $IMS \sim 1$ en zonas intermedias, e illita con tendencia fengítica e $IMS < 1$ en sectores alejados, indican una menor cristalinidad con mayor proporción de esmectita, asociada a un descenso en la temperatura del sistema.
- La integración de datos geoquímicos y mineralógicos indicó que las zonas con enriquecimiento en metales de interés como Au, Ag, Mo, Cu, Zn, As y Sb coinciden con intervalos donde la illita muestra una composición rica en sodio y altos valores de IMS. Esta correlación indica que la variación de estos parámetros en la illita, pueden utilizarse como vectores para localizar y delimitar zonas mineralizadas dentro del sistema hidrotermal.
- La distribución mineralógica en la zona de las manifestaciones de caolín evidencia una zonación progresiva en la alteración hidrotermal del sector. La alteración argílica avanzada del sector 3, caracterizada por silicificación intensa y minerales como dickita y caolinita, se habría generado a temperaturas de 150-250°C y $pH < 4$ en un ambiente de transición o superposición entre condensados hipogénicos ácido-sulfato-cloruro y condensados ácido-sulfato calentados por vapor, característicos de un sistema de alta sulfuración. Los sectores 1 y 2, con alteración argílica intermedia y condiciones de menor acidez (pH 4-6 y temperaturas 100-200°C) representan un ambiente condensado calentado por vapor rico en CO_2 , asociado a los márgenes del sistema de alta sulfuración, donde fluidos diluidos generaron una actividad menos agresiva químicamente.
- Aún se requieren estudios más detallados para determinar y caracterizar con mayor precisión la evolución y distribución de los ambientes hidrotermales en el sector de las canteras de caolín.

10. AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional de Río Negro por brindar educación pública y darme la posibilidad de estudiar de forma gratuita.

A mi directora la Dra. Pons María Josefina y mi co-director el Lic. Hernando Ignacio por compartirme sus valiosos conocimientos, y brindarme apoyo y motivación para cumplir con el objetivo de realizar este trabajo final.

A Rubén Davicino, propietario del proyecto Toruel, por brindar la información y los materiales necesarios para llevar a cabo este trabajo.

Al IIPG por proporcionar el espacio físico y equipamiento necesario para llevar a cabo las tareas realizadas y por brindar el uso gratuito del espectrómetro. A su equipo técnico, Martín Arce y Martín Rogel, por el apoyo y colaboración en la aplicación de las técnicas de análisis.

A los proyectos de investigación PIU-UNRN (40-A-1074) y CONICET (PIP-CONICET 2022-202411220210100569CO). A las instituciones Universidad Nacional de Río Negro, Fundación Williams: Fondos Complementarios para Proyectos de Investigación con Impacto en el Territorio Argentino 2024 y CONICET, por el financiamiento otorgado para la realización de este trabajo final.

A mis padres, Fabián y Soraya, por su amor incondicional, por enseñarme el valor del esfuerzo y brindarme motivación durante estos años. A mis hermanos Bruno y Zoe, por su acompañamiento y cariño y por sacarme siempre una sonrisa.

A Luana, por su gran amor, comprensión, apoyo y confianza durante esta etapa. Gracias por estar siempre, festejando logros y acompañándome en los días difíciles. A su familia, por su ayuda, y por hacerme sentir cómodo y parte de ellos.

A mis amigos, por su amistad genuina y su compañía durante esta etapa. Gracias por el apoyo, las charlas y risas.

11. BIBLIOGRAFÍA

- Baran, E.J., 2023. Metales críticos para el desarrollo de nuevas tecnologías energéticas. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (Argentina)*, 74, 77–114.
- Busteros, A., Lema, H. y Giacosa, R., 2009. Hoja Geológica 4169-18, Colonia Ganzú Lauquén, Provincia de Río Negro. IGRM-SEGEMAR, Boletín 380: 131 p., Buenos Aires
- Caminos, R., Chernicoff, C.J., Fauqué, L. y Franchi M., 2001. Hoja Geológica 4166-I, Valcheta. Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 310, 73 p. Buenos Aires.
- Castro Godoy, S. y Marin, G., 2016. Curso Procesamiento básico de datos ASTER. Universidad Nacional de Río Negro. General Roca.
- Chang, Z., Hedenquist, J. W., White, N. C., Cooke, D. R., Roach, M., Deyell, C. L., Garcia, J., Gemmell, J. B., McKnight, S. y Cuison, A. L., 2011. Exploration tools for linked porphyry and epithermal deposits: Example from the Mankayan intrusion-centered Cu-Au district, Luzon, Philippines. *Economic Geology*, 106(8): 1365-1398.
- Corbett, G. y Leach, T., 1998. Controls of hydrothermal alteration and mineralization. *Society of Economic Geologist, Special Publication 6*: 69-82.
- Crósta, A.P., Souza Filho, C.R., Azevedo, F. y Brodie, C., 2003. Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery and principal component analysis. *International Journal of Remote Sensing*, 24 (21): 4233–4240.
- Cucchi, R., Busteros, A. y Lema, H., 2001. Hoja Geológica 4169 - II, Los Menucos, Provincia de Río Negro. IGRM-SEGEMAR, Boletín 265: 1-105, Buenos Aires.

- Cudahy, T., Jones, M., Thomas, M., Laucamp, C., Caccetta, M., Hewson, R., Rodger, A. y Verrall, M., 2008. Next generation mineral mapping: Queensland airborne HyMap and satellite ASTER surveys 2006 2008. CSIRO: 93 p., Australia.
- Di Tommaso, I. y Rubinstein, N., 2007. Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina. *Ore Geology Reviews*, 32(1-2), 275-290.
- Doublier, M.P., Roache, A. y Potel, S., 2010. Application of SWIR spectroscopy in very low-grade metamorphic environments: A comparison with XRD methods. *Geological Survey of Western Australia* 3: 61 p., Australia.
- Ducart, D.F., 2004. Caracterização da alteração hidrotermal associada às ocorrências auríferas de Los Menucos, Argentina, por meio de técnicas de sensoriamento remoto e espectroscopia de reflectância. 86 p. (313/2004). Tesis de Maestría en Geociencias. Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil.
- Ducart, D.F., Crósta, A.P., Filho, C.R.S., 2005. Discriminación de minerales de alteración hidrotermal mediante la clasificación espectral de imágenes ASTER: Los Menucos, Río Negro. XVI Congreso Geológico Argentino - Simposio Internacional Avances de la Teledetección en Geología, La Plata.
- Ducart, D.F., Crósta, A.P., Filho, C.R.S. y Coniglio, J., 2006. Alteration mineralogy at the Cerro La Mina epithermal prospect, Patagonia, Argentina: field mapping, short-wave infrared spectroscopy, and ASTER images. *Economic Geology*, 101(5), 981-996.
- Ducart, D., 2007. Alteração hidrotermal do prospecto aurífero Cerro La Mina, Los Menucos, Patagonia Argentina: Geología, sensoramiento remoto e isótopos estáveis. PhD thesis, Universidad de Campinas, São Paulo, 187 pp.
- Ebisch, J., Figueroa, G., Bastias, H., Monguilner, J. y Vera, P., 2011. Toruel Project Rio Negro Province - Argentina. Netco Silver Inc. NI 43-101 Technical Report.
- Falco, J.I., Hauser, N. y Reimold, W., 2018. Three magmatic events in the Los Menucos area of the Central- North Patagonian Massif, Argentina. 11° South American Symposium on Isotopic Geology, Acta digital, Cochabamba.
- Falco, J.I., Bodnar, J. y Del Río, D., 2020. Revisión estratigráfica del Grupo Los Menucos, Pérmico Tardío - Triásico Temprano del Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 77 (4): 530-550.
- Fernández, R. R., Blesa, A., Moreira, P., Echeveste, H., Mykietiuik, K., Andrada de Palomera, P. y Tessone, M., 2008. Los depósitos de oro y plata vinculados al magmatismo jurásico de la Patagonia: revisión y perspectivas para la exploración. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (4): 665-681.
- Ganem, F., Álvarez, D., Gregorat, S., Dalponte, M., Asato, G., Giacosa, R., Azcurra, D., Turel, A., Peroni, J., Ferpozzi, L., Gozalvez, M., Juárez, P., y Moser L., 2023. Metalogénesis y potencial de recursos minerales metalíferos de la provincia de Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas – Recursos Minerales N° 50, 87 pp. Buenos Aires.
- Giacosa, R.E., Lema, H., Busteros, A., Zubia, M., Cucchi, R. y Tommaso, D.I., 2007. Estructura del Triásico de la región norte Macizo Nordpatagónico (40°-41°S, 67° 30'-69° 45'O) Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (3): 355-365.
- Giacosa, R. E., González, S. N., y Greco, G. A., 2022. Regiones geológicas. Geología y recursos naturales de la provincia de Chubut (pp. 34-44). XXI Congreso Geológico Argentino, Puerto Madryn. Asociación Geológica Argentina.
- GMEX Spectral Analysis Guides for Mineral Exploration. 2008. Spectral Interpretation Field Manual.
- Harvey, C.C., y Browne, P.R.L., 1991. Mixed layered clay geothermometry in the Wairakei geothermal field, New Zealand: *Clay and Clay Minerals*, v. 39, p. 614-621.

- Hedenquist, J.W., Aribas, A.R. y Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for Epithermal Gold Deposits. SEG Reviews. Vol. 13, Chapter 7, p. 245-277.
- Hedenquist, J. W. y Arribas, A., 2022. Exploration implications of multiple formation environments of advanced argillic minerals. *Economic Geology*, 117(3), 609-643.
- Heenan, Timothy W., 1998. Madrecita Prospect, Rio Negro Province, Republic of Argentina: Unpublished Report for MIM Argentina Exploraciones S.A., 9 p.
- Hernando, I. N. y Pons, M. J., 2024. Hallazgo de minerales estratégicos en la veta Toruel, distrito minero Los Menucos, Río Negro, Argentina. XXII Congreso Geológico Argentino, San Luis, 590-591.
- Hunt, G.R. y Salisbury, J.W., 1970. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: I Silicate Minerals. *Modern Geology* 1: 283-300.
- Kruse, F.A., Lefkoff, A.B., Boardman, J.B., Heidebreicht, K.B., Shapiro, A.T., Barloon, P.J. y Goetz, A.F.H., 1993. The Spectral Image Processing System (SIPS)- interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data. *Remote Sensing of Environment* 44: 145-163.
- Kruse, F.A., Perry, S.L. y Caballero, A., 2002. Integrated multispectral and hyperspectral mineral mapping, Los Menucos, Rio Negro, Argentina. Part II. EO-1 Hyperion/AVIRIS comparisons and Landsat TM/ASTER extensions: JPL Airborne Geoscience Workshop, 11th, Jet Propulsion Laboratory, p. 1-5.
- Labudía, C.H. y Bjerg, E.A., 1994. Geología del Sector Oriental de la Hoja Bajo Hondo (39e), Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49: 284-296.
- Labudía, C.H, Llambías, E., Rapela, C. y Artabe, A., 1995. El Triásico de Los Menucos: procesos volcánicos y sedimentarios. 2° Reunión del Triásico del Cono Sur, Actas: 17-21, Bahía Blanca.
- Labudía, C.H. y Bjerg, E.A., 2001. El Grupo Los Menucos: redefinición estratigráfica del Triásico superior del Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56 (3): 404-407.
- Lema, H., Busteros, B., Giacosa, R. y Cucchi, R., 2008. Geología del Complejo Volcánico Los Menucos en el área tipo - Rio Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 3-13.
- Lema, H., Busteros, A. y Giacosa, R., 2009. Hoja Geológica 4169-17 y 4169-18, Cerro Abanico y Colonia Ganzú Lauquén, Provincia de Río Negro. IGRM-SEGEMAR, Boletín 380: 131 p., Buenos Aires.
- Liu, L. H., Chen, J., Zhou, T. F., Zhang, L. y White, N., C., 2023. Application of short-wave infrared spectroscopy to exploration of an intermediate-sulfidation epithermal deposit A case study of Yueyang silver polymetallic deposit, Zijinshan mining field, Fujian Province, China. *Ore Geology Reviews*: 105735.
- López, V. L., 2000. Hallazgo de alunita, pirofilita y diásporo en el yacimiento de caolín Don Sergio, Comarca Nordpatagónica. R. Schalamuk, M. Brodtkorb y R. Etcheverry (Eds.), *Mineralogía y Metalogenia* (pp. 245-251). Instituto de Recursos Minerales (INREMI), Universidad Nacional de La Plata.
- Luppo, T., López de Luchi M.G., Rapalini A.E., Martínez Dopico, C.I. y Fanning C.M., 2018. Geochronologic evidence of a large magmatic province in northern Patagonia encompassing the Permian-Triassic boundary. *Journal of South American Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.01.003>
- Llambías, E.J. y Rapela, C.W., 1984. Geología de los complejos eruptivos del Paleozoico superior de La Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40: 4-25.
- Llambías, E., Caminos, R. y Rapela, C., 1984. Las plutonitas y vulcanitas del ciclo eruptivo gondwánico. En: Ramos, V.A. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 85-117, San Carlos de Bariloche.
- Maffini, M.N., Ducart, D.F., Radice S., Coniglio, J., D'Eramo, F., Demartis, M., Pinotti, L., Moreira Silva, A y Bemfica Toledo, C. L., 2017. Estudio petrográfico, espectral y de susceptibilidad magnética de la alteración hidrotermal asociada con depósitos polimetálicos de Pb-Zn-Cu-Ag-Au, Sierra de

- Comechingones, Córdoba (Argentina). *Estudios Geológicos* 73(1): e061. <http://dx.doi.org/10.3989/egeol.42408.403>.
- Maiza, P., Marfil, S. A., Cardellach, E. y Corbella, M., 2006. Origen de la alunita y la natroalunita del depósito de caolín de Mina Equivocada (Prov. de Río Negro, Argentina). In *Congreso de Mineralogía y Metalogenia* (Vol. 7).
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R., 1993. *Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. CODES-University of Tasmania:198 p. Hobart.
- Marfil, S. A., Pieroni, D. y Maiza, P., 2000. Dickita y alunita en mina Blanquita, Los Menucos.(prov. de Río Negro). 5° Congreso de Mineralogía y Metalogenia (MINMET, La Plata).
- Marfil, S. A., Maiza, P. J., Cardellach, E. y Corbella, M., 2005. Origin of kaolin deposits in the 'Los Menucos' area, Río Negro Province, Argentina. *Clay Minerals*, 40(3), 283-293.
- Marquetti, C., Azcurra, D. y Kabu, M., 2005. Detección de áreas de alteración hidrotermal con datos ASTER EN EL Distrito de Minero Farallón Negro, Catamarca Argentina. *Contribuciones Técnicas. Proyecto GEOSAT Argentina-SEGEMAR*, 49-54.
- Martínez Dopico, C.I., López de Luchi, M., Rapalini, A.E., Hervé, F., Fuentes, F. y Fanning, M., 2017. U-Pb SHRIMP dating of detrital zircon grains of the Colo Niyeu Formation: Extending the latest Neoproterozoic to Cambrian peri-Gondwana realm into the central North Patagonian Massif. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas digital: 6, San Miguel de Tucumán.
- Martínez Dopico, C.I., López de Luchi, M.G., Rapalini, Fanning, M. y Antonio, P.Y.J., 2019. Geochemistry and geochronology of the shallow-level La Esperanza magmatic system (Permian-Triassic), Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 96: 102347.
- Meunier, A. y Velde, B., 2013. *Illite: Origins, evolution and metamorphism*. Springer Science & Business Media, Germany, 289 pp.
- Moore, J.D., y Reynolds, R.C., 1997. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. *Geological Magazine*, 135 (6): 819-842.
- Ninomiya, Y., 2004. Lithologic mapping with multispectral ASTER TIR and SWIR data. In *Sensors, Systems, and Next-Generation Satellites VII* (Vol. 5234, pp. 180-190). SPIE.
- Palacio, M. de B. y Godeas, M., 2008. Guía de minerales de alteración de la República Argentina. Serie Publicaciones N°169. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Buenos Aires.
- Pérez, D. J., D'odorico Benites, P. E. y Godeas, M. C., 2010. Reconocimiento de alteración hidrotermal con el sensor ASTER, en el curso medio del Río Santa Cruz (31° 40's), provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66(4), 623-633.
- Pirajno, F., 2009. Hydrothermal processes and mineral systems. En: Springer (ed.), *Geological Survey of Western Australia*: 1-1273, Australia.
- Pons, M.J., Arce M. y Parada M., 2023. *Curso de Microscopía Avanzada y Técnicas Microanalíticas Modernas Aplicadas a las Geociencias*. Universidad Nacional de Río Negro. CONICET, Río Negro.
- Pontual, S., Merry, N.J. y Gamson, P., 1997. *Spectral Analysis Guides for Mineral Exploration: G-MEX Manual Practical Applications Handbook*, AusSpec International, 1: 1-169, Victoria, Australia.
- Ramos, V. A., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Anales*, 29 (3), 41 - 96.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R., Llambías, E.J., Labudía C.H. y Artabe, A. 1996. "Gondwana" magmatism of Patagonia: Inner Cordilleran calc-alkaline batholiths and bimodal volcanic provinces. 3° International Symposium on "Andean Geodynamics", Extended Abstracts: 791-794, Saint Malo.
- Remesal, M. B., 1988. *Geología y petrología de los Basaltos de la meseta de Somuncura*. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

- Remesal, M., Salani, F., Franchi M. y Ardolino A., 2001. Hoja Geológica 4169-IV, Maquinchao. Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 312, 68p. Buenos Aires.
- Robb, L., 2005. Introduction to Ore-forming Process. Blackwell Publishing, Oxford (373 pp.).
- Rodriguez, K. y Martinez, A. N., 2012. Aplicación de datos Aster para la detección de zonas de alteración en los alrededores del A° del Guindo, Cordillera Frontal de Mendoza, Argentina.
- Rodríguez, M. E., 2012. Alteración hidrotermal en volcanitas jurásicas del macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz: implicancia de los fluidos. *Doctoral dissertation*, Universidad Nacional de La Plata.
- Rodríguez, M. E., Marchionni, D., y Ducart, D. F., 2013. Identificación y mapeo de minerales de alteración hidrotermal con imágenes ASTER en el Distrito Minero San José. Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Foz do Igu, 3643-3650.
- Rowan, L.C., Schmidt, R.G. y Mars, J.C., 2006. Distribution of hydrothermally altered rocks in the Reko Diq, Pakistan mineralized area based on spectral analysis of ASTER data. *Remote Sensing of Environment* 104, 74-87.
- Thompson, A., Hauff, P. y Robitaille, A., 1999. Alteration Mapping in Exploration: Application of Short-Wave Infrared (SWIR) Spectroscopy. *Society of Economic Geologists Newsletter* 39, 16-27. DOI: 10.5382/SEGnews.1999-39.fea.
- Wang, L., Qin, K. Z., Song, G. X., & Li, G. M., 2019. A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification. *Ore Geology Reviews*, 107, 434-456.
- Zappettini, E.O., 2005. Mapa metalogénico de América del Sur. Memoria explicativa. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 44, 274 p., Buenos Aires.