

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA
2024

ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y
GEOCRONOLOGÍA DEL DEPÓSITO
AURÍFERO HUALILÁN (SAN JUAN,
ARGENTINA)

Bianca Balsari

Director: Dr. Sebastián Oriolo

Codirectora: Dra. María Verónica Bastías Torres



Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

A la mujer geóloga

Espié los vaivenes del pájaro.
Esa ardua tarea de construir
su extraña casa temporal.
(...)

Vi nacer y crecer
los pájaros del monte.
Investigué su idioma.
(...)

Me metí ¡tan adentro! de sus vidas,
que un día sospeché
que estaba siendo pájaro...
Y clandestinamente viví su libertad
de rocíos. Y árboles. Y de cielos
abiertos.
(...)

Y un buen día. Sin entenderlo bien.
Sin estar preparada. En plena
obscuridad:
me nació la mujer.
Y me morí a lo pájaro.

Martha Ramirez Galantini (Fragmento de “*De Pájaros*”)

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	5
1.1 Ubicación y vías de acceso.....	5
1.2 Objetivos.....	6
1.2.1 Objetivo general.....	6
1.2.2 Objetivos específicos.....	6
1.3 Antecedentes del distrito minero.....	7
1.4 Metalogénesis en Precordillera.....	8
2. MARCO GEOLÓGICO.....	10
2.1 Marco regional.....	10
2.2 Marco local.....	12
3. METODOLOGÍA.....	15
3.1 Mapeo con bandas satelitales.....	15
3.2 Difracción de rayos X y datación K/Ar.....	17
3.2.1 Preparación de muestras de roca.....	17
3.2.2 Determinación de mineralogía y medición del índice de Kübler (IK).....	18
3.2.3 Procedimiento analítico para la datación K/Ar.....	20
3.3 Análisis estructural.....	20
4. RESULTADOS.....	22
4.1 Geología del área de estudio.....	22
4.2 Análisis de imágenes satelitales.....	26
4.3 Análisis petrográfico.....	30
4.4 Difracción de rayos X y datación K/Ar.....	36
4.4.1 Análisis cualitativo de fases mineralógicas por difracción de rayos X.....	36
4.4.2 Índice de Kübler (IK).....	42
4.4.3 Edad K/Ar.....	43
4.5 Análisis estructural.....	43
5. DISCUSIÓN.....	52
5.1 Magmatismo y actividad hidrotermal.....	52
5.2 Controles estructurales.....	56
5.3 Implicancias para la exploración.....	60
6. CONCLUSIONES.....	63
APÉNDICE A: Informes petrográficos.....	65
APÉNDICE B: Mapa geológico.....	78
AGRADECIMIENTOS.....	79
BIBLIOGRAFÍA.....	80

RESUMEN

De larga historia y en actual estado de exploración, el distrito minero Hualilán representa una de las oportunidades científicas y económicas más importantes del país. El distrito Hualilán se encuentra localizado en el sector central de la faja plegada y corrida de la Precordillera, en la provincia de San Juan, y forma parte de un conjunto de mineralizaciones de interés económico vinculadas al magmatismo y actividad hidrotermal asociada en el antepaís andino. Dichos procesos son el resultado del flat-slab pampeano (~27–33°S) y la consecuente migración del arco mioceno durante la subducción de la Dorsal de Juan Fernández. En este contexto, el presente trabajo tiene como objetivo establecer los controles estructurales del magmatismo, la alteración hidrotermal y la mineralización presentes en el área de estudio, a través del análisis de indicadores cinemáticos de zonas de cizalla frágil-dúctil. Adicionalmente, se presentan los primeros datos geocronológicos para el distrito, a partir de datos K/Ar en micas blancas de grano fino acopladas al análisis de difracción de rayos X, que permiten definir la edad y condiciones de los procesos hidrotermales. La integración de los datos permitió llevar a cabo un modelo de la evolución magmática, hidrotermal y estructural, revisando el modelo genético del depósito preexistente. A partir de los datos obtenidos, la evolución habría ocurrido en dos etapas: (I) magmatismo dacítico que, durante la intrusión en las calizas de la Formación San Juan, habría formado el depósito de skarn aurífero (ca. 11,6-8 Ma); y (II) magmatismo andesítico-dacítico, cuya mineralización asociada podría ser, en profundidad, de tipo pórvido cuprífero (ca. 8-7 Ma). El principal control estructural del primer pulso habría sido los corrimientos N-S de vergencia oriental, vinculados al levantamiento de la Precordillera Central, cuyo mecanismo de flujo estaría representado por el modelo de *falla válvula*. En contraposición, el emplazamiento del segundo pulso magmático-hidrotermal habría estado controlado por el grupo de fallas de rumbo ENE-OSO y ONO-ESE, que habrían permitido la circulación de fluidos hidrotermales, posiblemente mineralizantes, a través de un mecanismo de *bomba de succión*.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Ubicación y vías de acceso

El distrito minero Hualilán ($30^{\circ}43'57,72"S$; $68^{\circ}57'18,66"O$) abarca una superficie de ca. 600 km² ubicada en el departamento de Ullúm, 120 km al noroeste de la ciudad capital de San Juan, Argentina. Desde dicha ciudad, el acceso principal al distrito minero es a través de la ruta nacional 40, hacia el norte, hasta el empalme con la ruta provincial 436 en la localidad de Talacasto. Luego de recorrer 23 km, se encuentra el comienzo de la ruta provincial 149. Por esta se recorren aproximadamente 40 km hasta el camino de acceso al distrito minero Hualilán (Figura 1.1).



Figura 1.1. Localización del distrito minero Hualilán y otros depósitos de Cu y Au, en la Precordillera de la provincia de San Juan.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Este trabajo de investigación tiene como objetivo principal construir un modelo estructural y evolutivo del sistema magmático-hidrotermal del distrito minero Hualilán, aplicado a la exploración de los recursos minerales de la Precordillera. Para ello, se proponen una serie de objetivos específicos y metodologías concretas que se detallan a continuación.

1.2.2 Objetivos específicos

Los objetivos de este trabajo son:

- *Distinguir las unidades ígneas y la alteración hidrotermal asociada*, utilizando datos de relevamiento de campo, información petrográfica, e interpretación de imágenes satelitales y multiespectrales.
- *Establecer la relación temporal y genética entre las unidades magmáticas, los pulsos de actividad hidrotermal y las mineralizaciones* de interés del distrito, a través de relaciones de campo, datos de difracción de rayos X y K-Ar en micas blancas, y su combinación con información petrográfica, satelital-multiespectral, y estructural.

- *Establecer los controles estructurales de la mineralización a través del relevamiento de zonas de cizalla frágil-dúctil.*
- *Generar un modelo metalogenético que relacione la deformación, magmatismo y actividad hidrotermal*, integrando toda la información obtenida y discutiendo el modelo actual de mineralización tipo skarn.

1.3 Antecedentes del distrito minero

El descubrimiento del yacimiento de Hualilán se atribuye a la era de la conquista española alrededor de los años 1500. Más tarde, en 1872 se instala la compañía inglesa El Tontal-Castaño, quien sería la primera en explotar este depósito. En 1875, una nueva compañía inglesa reanudó las labores, obteniendo la primera ley de corte de oro registrada, cuyo valor fue de 21 g/t. Desde entonces, este depósito ha sido explotado por numerosos grupos mineros, fluctuando entre períodos de abandono y producción. Los antecedentes bibliográficos más antiguos sobre las minas de oro de Hualilán remiten al trabajo de Angelelli (1936). Este autor afirma que los yacimientos corresponden al grupo de depósitos de contacto, de composición aurífera-argentífera, donde la pirita es el mineral portador de oro y las dacitas presentes en el área son la roca madre de los yacimientos. Además, el mismo autor calcula una ley media de 15,2 g/t de oro y 71,2 g/t de plata, en un tonelaje de 65.000 para la Zona Sur del distrito. Posteriormente, Fernández Lima y Olivieri (1951) calcularon reservas de 168.000 toneladas, con leyes promedio para mineral medido más indicado de 9,9 g/t de oro y 80,4 g/t de plata. Este mismo trabajo afirma que se trataría de un yacimiento hidrotermal de alta temperatura por reemplazo del Plioceno Superior. Entre 1984 y 1985, la empresa minera El Colorado S.A, en conjunto con la Cia. Minera Aguilar, ejecutaron estudios geofísicos de resistividad y magnetométricos, más numerosos muestreos del interior de mina por canaletas, y determinaron la presencia de oro, plata, zinc, plomo, arsénico, molibdeno y wolframio. En el trabajo de Cardó y Rojo

(1987), se llevó a cabo un estudio estructural y textural del cuerpo mineralizado del proyecto en la Zona Norte, donde se describen formas estratificadas con textura de reemplazo selectivo en capas calcáreas, cuyo espesor disminuye en profundidad siguiendo el buzamiento de dichas capas. Además, describen, de forma subordinada, formas tabulares y bolsones, concluyendo que es difícil inferir la forma y dimensión de los cuerpos mineralizados en profundidad. Más recientemente, el depósito de Hualilán fue clasificado como una mineralización de tipo skarn de zinc con sobreimposición de oro y plata (Bengochea *et al.* 1988, Logan 1999, Taurà *et al.* 2000). La titular y operadora Challenger Exploration agrupa actualmente al distrito minero Hualilán en el proyecto Golden Mining S.A. Su última estimación de recursos minerales (MRE) indica un recurso medido de 299.578 toneladas con ley de oro promedio de 14,2 g/t, un recurso indicado de 145.001 toneladas con ley de 14,6 g/t de oro, y un recurso inferido de 976.539 toneladas con ley media de oro de 13,4 g/t (Munroe *et al.* 2019).

Por otra parte, Challenger Exploration ha reportado recientemente la ocurrencia de un *target* de cobre (Challenger Gold Limited 2024), que implicaría una diferencia con el modelo clásico de mineralización de skarn aceptado hasta el momento. Si bien la edad del depósito se interpreta como miocena, es importante destacar que no existen todavía datos geocronológicos del mismo, a pesar de su importancia económica.

1.4 Metalogénesis en Precordillera

El distrito minero Hualilán se ubica en la unidad morfoestructural de la Precordillera Central, en el sector central de la provincia de San Juan, Argentina (Figs. 1.1, 2.1). La riqueza metalífera de la Precordillera se asocia directamente a la migración de la actividad magmática calcoalcalina de arco hacia el antepaís, como consecuencia de la subducción de la dorsal de Juan Fernández durante el Mioceno Medio-Superior (e.g., Rubinstein *et al.* 2021 y referencias allí citadas). Los distritos mineros de Hualilán y Gualcamayo (4,5 MOz

con ley media 1,6 g/t de Au; D'Annunzio *et al.* 2017 y referencias allí citadas), con objetivo principal en oro, y Tres Amigos (con leyes medias de ~0,2 % de Cu y 0,012 g/t de Au; Lincon Terluk *et al.* 2023 y referencias allí citadas) y Huachi (leyes medias de hasta 0,48 % de Cu y de hasta 0,37 g/t de Au; Rubinstein *et al.* 2021), con potencial en cobre, son algunos de los depósitos metalíferos de la Precordillera con mayor relevancia en la actualidad (Fig. 1.1).

En el departamento de Jáchal, en el límite norte de San Juan, se ubican las mineralizaciones auríferas en actual producción del distrito minero Gualcamayo (68°38'26,11"O; 29°43'32,42"S; Fig. 1.1), que presentan similitudes con las mineralizaciones hasta el momento descritas en Hualilán. El proyecto, de edad miocena superior (ca. 9 Ma; D'annunzio *et al.* 2018), tiene dos tipos de depósito: oro diseminado epitermal (e.g., Quebrada del Diablo) y skarn aurífero (e.g., Amelia Inés y Magdalena). La presencia de este último está, como se teoriza en Hualilán y otras zonas de la Precordillera, acotada al contacto entre cuerpos intrusivos dacíticos de edad miocena y unidades carbonáticas ordovícicas (D'annunzio *et al.* 2017, D'annunzio *et al.* 2018).

Más hacia el sur, se ubica el Distrito Minero Huachi (29°55'12,73"S; 68° 51'17,88"O; Fig. 1.1). Actualmente, se encuentra en etapa avanzada de exploración para la explotación de cobre, de origen epitermal asociado a dacitas de edad miocena media (Furque 1963, Zardini e Iglesias 1981, Rubinstein *et al.* 2021).

Por otra parte, el depósito Tres Amigos (31°61'S; 69°25'O; Fig. 1.1) contiene otro de los yacimientos metalíferos de interés de la Precordillera sanjuanina. Se ubica a unos 100 km al suroeste del distrito de Hualilán, en la Precordillera Occidental. Hasta el momento, fue identificado como un depósito de tipo pórfito cuprífero asociado a rocas plutónicas del Mioceno que intruyen secuencias carboníferas (Lincon Terluk *et al.* 2023), si bien datos geocronológicos recientes indican una edad pérmica (Wemmer, com. pers.).

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 Marco regional

La provincia geológica de la Precordillera forma parte del antepaís andino de la región central de Argentina. Se ubica entre la Cordillera Frontal y las Sierras Pampeanas, al oeste y este, respectivamente (Fig. 2.1). La Precordillera está dividida en tres unidades morfoestructurales: la Precordillera Occidental, Central y Oriental. La Precordillera Occidental y Central representan una faja plegada y corrida de piel fina con vergencia hacia el este, mientras que la Precordillera Oriental representa una faja plegada y corrida de piel gruesa con vergencia hacia el oeste. Entre la Precordillera Oriental y Central, se desarrolla una zona triangular de piel gruesa (Zapata y Allmendinger 1996).

La construcción de la faja plegada y corrida de antepaís está vinculada a la compresión andina del Mioceno, con el desarrollo de corrimientos mayormente de rumbo N-S. Algunos trabajos como Japas (1998), entre otros, indican también la presencia de sistemas de estructuras oblicuas que cortan transversalmente a los corrimientos principales. Posteriormente, diferentes trabajos (Chernicoff y Nash 2002, Chernicoff *et al.* 2002, Oriolo *et al.* 2014, 2015) afirman que heterogeneidades corticales preexistentes de rumbo ONO-ESE y ENE-OSO se habrían reactivado durante el Mioceno con cinemática sinestral y dextral, respectivamente, a causa de la deformación provocada por el flat-slab pampeano, y jugarían un rol fundamental en el emplazamiento del magmatismo mineralizante, particularmente en la región de Hualilán.

La unidad estratigráfica más antigua en la Precordillera Central es la Formación San Juan, de edad ordovícica inferior, constituida mayormente por calizas y dolomías, sobre la cual se apoya en pseudoconcordancia una sucesión de lutitas, areniscas y limolitas calcáreas marinas del Silúrico y Devónico, que constituyen los Grupos Tucunuco y

Gualilán, respectivamente (Furque 2003). Los niveles calcáreos del Paleozoico Inferior representan los principales niveles de despegue de las estructuras de la Precordillera Oriental y Central (Allmendinger *et al.* 1990). En contacto tectónico con dichas unidades, afloran sedimentitas miocenas y sedimentos cuaternarios aluviales, eólicos y lacustres (Furque 2003). En el ámbito de la Precordillera Central, cuerpos volcánicos y subvolcánicos de composición intermedia a ácida, del Mioceno (18 a 7 Ma; Leveratto 1976, Kay *et al.* 1987, D'Annunzio *et al.* 2018), intruyen todas las unidades sedimentarias previas en forma de stocks, diques y filones capa (e.g., Furque *et al.* 2003, Bengonchea y Mas 2006). En los yacimientos mencionados anteriormente (Sección 1.1), dichos cuerpos ígneos se encuentran asociados a mineralizaciones y, por lo tanto, representan un importante elemento de estudio para comprender la génesis de los depósitos de oro y cobre (e.g., Rubinstein *et al.* 2021). La presencia de este magmatismo mineralizante en el ámbito de la Precordillera sería resultado de la migración del arco mioceno hacia el antepaís, debido a la subducción subhorizontal de la losa pacífica, que también resulta en la migración del frente de deformación, con el desarrollo de la faja plegada y corrida de antepaís y, hacia el este, del antepaís fragmentado (Ramos *et al.* 2002).

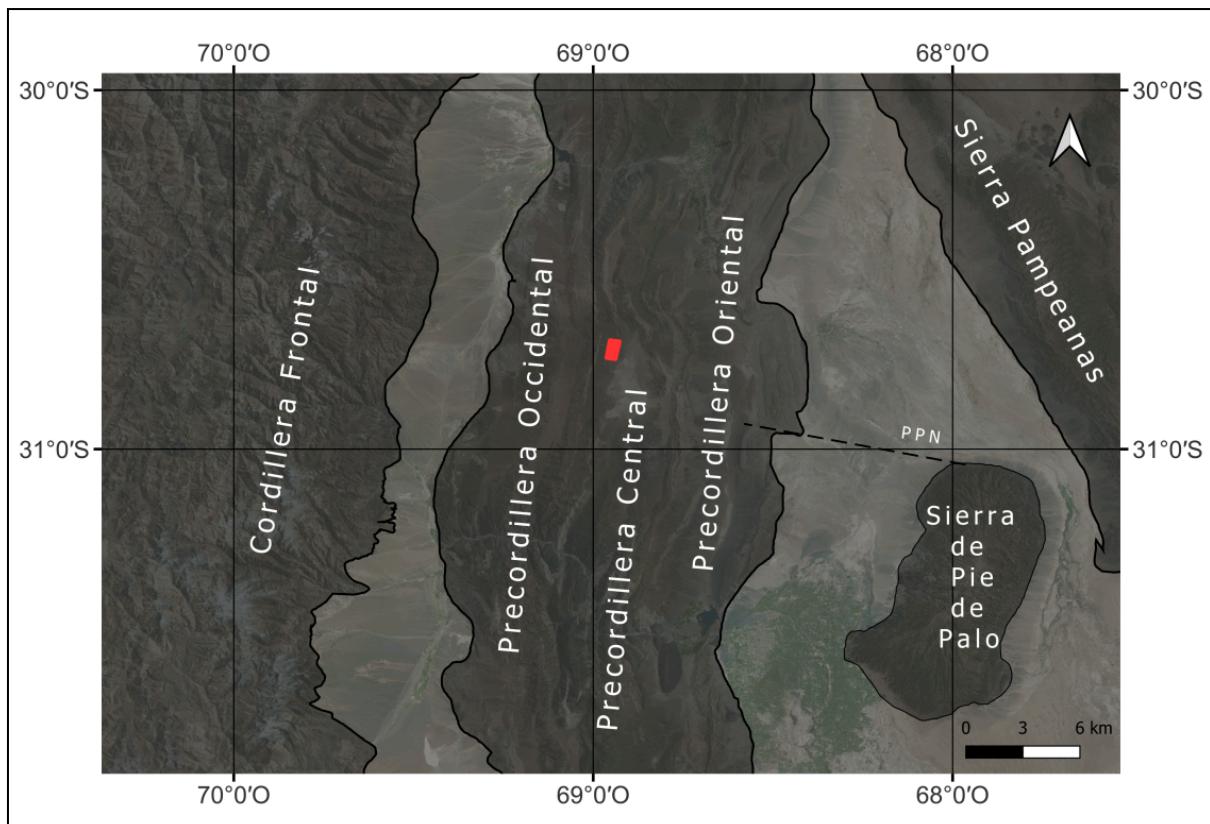


Figura 2.1. Principales unidades morfoestructurales entre los 30 y 32 °S (Andes Centrales). El distrito minero Hualilán está indicado por el rectángulo rojo. Referencias: PPN: Lineamiento Pie de Palo Norte.

2.2 Marco local

El distrito minero Hualilán está ubicado en el sector occidental de la cuenca intermontana conocida como la pampa de Hualilán (Suriano *et al.* 2009), y se encuentra constituido por una serie de cordones montañosos de orientación N-S que, en conjunto, conforman la sierra de la Mina (e.g., Bengochea *et al.* 1988, Logan 1999). El principal corrimiento asociado al levantamiento de la sierra de la Mina se conoce como falla Hualilán, la cual está ubicada en la ladera este de la misma y posee una orientación N-S (e.g., Bengochea *et al.* 1988, Logan *et al.* 1999, Oriolo *et al.* 2015). Dicha sierra se divide en dos sectores principales: Zona Norte y Zona Sur, que se encuentran separados por un bajo topográfico denominado coloquialmente como *gap* (Fig. 2.2). Las principales áreas de

interés económico o *targets*, llevan el nombre de las fallas oblicuas que cortan transversalmente la serranía (*i.e.*, Sánchez, Magnata, Muchilera y Sentazón). La localidad de Magnata comprende a la Mina Magnata, galería de antiguos labores mineros, y la zona de afloramientos que está por encima, denominada Magnata Alta (Fig. 2.2).

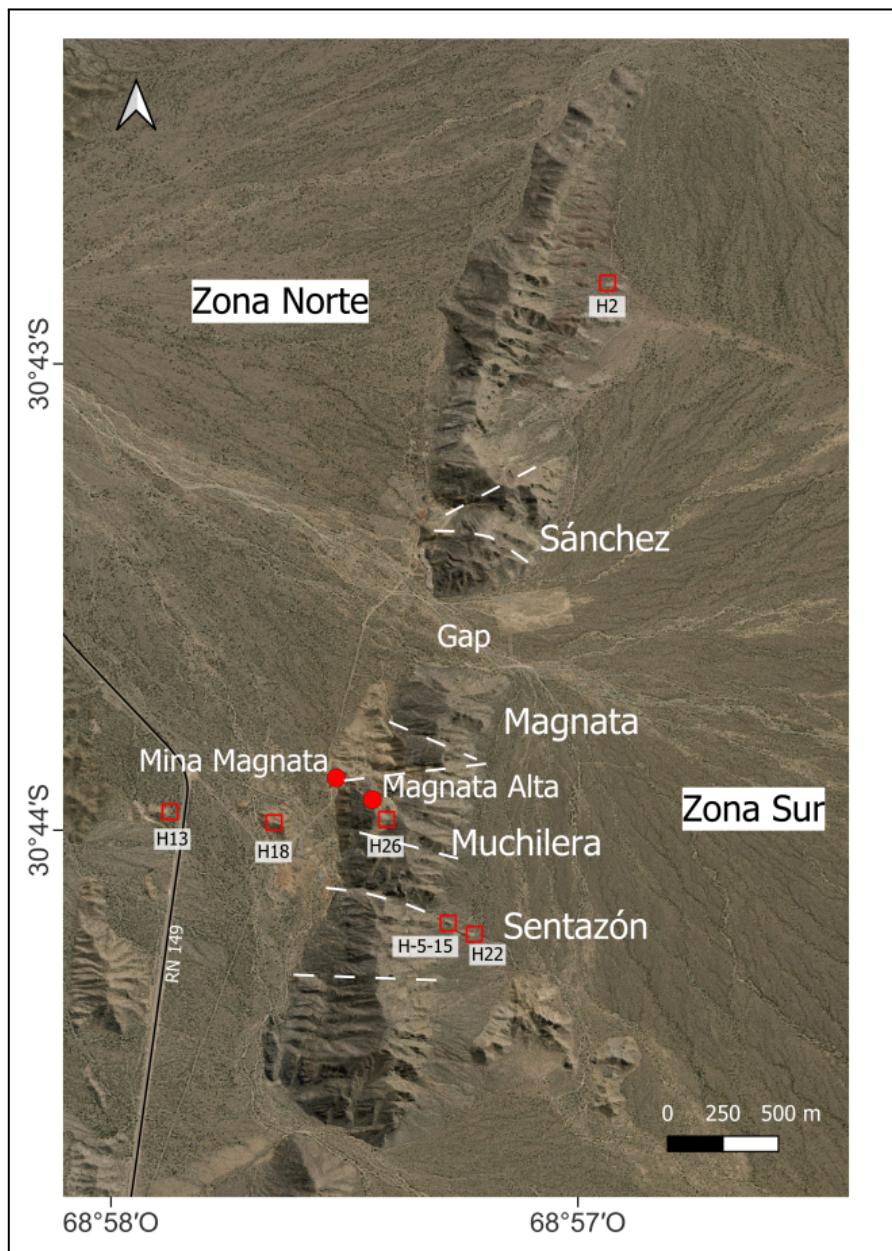


Figura 2.2 Mapa del distrito minero Hualilán, donde se identifican las diferentes áreas de interés (*targets*). Trazas de fallas oblicuas tomadas de Bengochea y Mas (2006).

Las calizas de la Formación San Juan representan la unidad principal del área y se encuentran plegadas, formando un homoclinal de rumbo N-S, con inclinación hacia el oeste, que da lugar a la sierra (Bengochea y Mas 2006). Las sedimentitas marinas silúricas de la Formación Los Espejos (Grupo Tucunuco) están acotadas a pequeños afloramientos en el flanco occidental y nororiental. En el flanco sudoriental, afloran sedimentitas miocenas de la Formación Cuculí en contacto tectónico con las calizas ordovícicas mediante la falla Hualilán (Furque *et al.* 2003, Logan 1999). A su vez, se han identificado numerosos cuerpos volcánicos y subvolcánicos de edad miocena en forma de stocks, diques y filones capa que intruyen todas las unidades antedichas (e.g., Begochea y Mas 2006). Hasta el momento, todos los cuerpos intrusivos del distrito han sido caracterizados como dacitas y/o traquidacitas (e.g., Logan 1999). Asimismo, no existen hasta el momento datos geocronológicos de las mismas. Estos cuerpos intrusivos se reconocen tanto en la sierra como en las pampas al este y oeste del distrito, donde forman domos de coloración blanquecina (Logan 1999, Furque *et al.* 2003, Bengochea y Mas 2006), y posiblemente tengan también continuidad en profundidad bajo su cubierta cuaternaria (Oriolo *et al.* 2014). Los sedimentos cuaternarios son mayormente aluviales, eólicos y lacustres, y cubren las unidades antedichas y la pampa circundante (Suriano *et al.* 2009).

3. METODOLOGÍA

3.1 Mapeo con bandas satelitales

Para el mapeo con bandas satelitales, se utilizaron imágenes multiespectrales Landsat 9 OLI-TIRS Nivel 1 (path 232, row 081) adquiridas el 30 de junio del 2024 bajo excelentes condiciones climáticas (0,06 % de nubosidad) y excelente calidad de imagen. El paquete utilizado consiste en 11 imágenes de bandas (GeoTIFF), una banda de control de calidad (GeoTIFF) y un archivo de metadata (ASCII), obtenido de forma gratuita desde Earth Explorer, página web del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS 2015). La proyección de las imágenes es UTM zona 19 (WGS84).

Los datos adquiridos por el satélite Landsat 9, lanzado el 27 de septiembre de 2021, son una combinación de los obtenidos por su Sensor de Imágenes Terrestres Operacionales (OLI) y el Sensor de Infrarrojos Térmicos (TIRS). El sensor OLI captura observaciones de la superficie de la Tierra en las bandas visible, infrarroja cercana (NIR) e infrarroja de onda corta (SWIR) (bandas 1-9), y el TIRS mide la radiación infrarroja térmica, o calor, emitida desde la superficie de la Tierra (bandas 10 y 11). La resolución espacial es de 30 metros para las bandas 1-7 y la banda 9, de 15 metros para la banda pancromática 8 y de 100 metros para las bandas 10 y 11. La banda 1 (ultra-azul) es útil para estudios costeros y de aerosoles, las bandas 2-4 son bandas en el espectro visible, la banda 5 corresponde al infrarrojo cercano y las bandas 6 y 7 corresponden al espectro infrarrojo de onda corta. La banda 9 es útil para la detección de nubes tipo Cirrus, mientras que las bandas térmicas 10 y 11 son útiles para proporcionar temperaturas superficiales precisas (Tabla 3.1). El tamaño aproximado de la escena de captura es de 170 km (norte-sur) por 183 km (este-oeste) (USGS 2022).

Para el procesamiento y extracción de información espacial de las imágenes, se utilizó el software QGIS 3.36.2. Los métodos de procesamiento transforman los datos satelitales multiespectrales en imágenes que resaltan las características geológicas en contraste con el fondo. En este estudio, se aplicaron las técnicas de combinación de bandas y coeficientes de bandas, con el fin de extraer información sobre la litología, estructura y alteración hidrotermal del área de estudio.

Las imágenes de bandas de Landsat están en escala de grises, pero cuando se crea una combinación de tres bandas, se obtiene una imagen multiespectral colorida que resalta las características geológicas del terreno. La combinación de las bandas visibles del espectro, que corresponden al rojo, el verde y el azul (RGB), se denomina combinación de color verdadero. Para Landsat 9, la combinación de color verdadero corresponde a RGB (4,3,2). Cuando se crea una composición con bandas no visibles, se denomina imagen combinada de color falso. En una imagen de color falso, la combinación de tres bandas produce una imagen que realza algunas características dependiendo de las bandas espectrales seleccionadas. La banda 7 (SWIR) coincide con el rango de absorción de los minerales hidratados (arcillas, micas, hidróxidos y sulfatos) y la banda 6 (SWIR) con el rango de los óxidos, por lo que son utilizadas para su mapeo litológico (Sabins 1999, Han y Nelson 2015, Mwaniki *et al.* 2015). En este trabajo, se analizaron las imágenes multiespectrales de color verdadero, y de color falso RGB (5,4,3), RGB (7,5,2) y RGB (7/5, 5/4, 6/7; coeficiente de Kaufmann (Ali y Pour 2014)) para el mapeo de unidades litológicas, estructuras principales y alteraciones hidrotermales del área de Hualilán.

Landsat 9 Sensor de Imágenes Terrestres Operacionales (OLI) y el Sensor de Infrarrojos Térmicos (TIRS)		
Banda	Longitud de onda (micrómetros)	Resolución de medición sobre superficie (metros por pixel)
Banda 1 – Aerosoles costeros	0,43-0,45	30
Banda 2 – azul	0,45-0,51	30
Banda 3 – verde	0,53-0,59	30
Banda 4 – rojo visible	0,64-0,67	30
Banda 5 – cercano al infrarrojo (NIR)	0,85-0,88	30
Banda 6 – SWIR 1	1,57-1,65	30
Banda 7 – SWIR 2	2,11-2,29	30
Banda 8 – Pancromática	0,50-0,68	15
Banda 9 – Cirrus	1,36-1,38	15
Banda 10 – Infrarrojo térmico (TIRS) 1	10,60-11,19	100*30
Banda 11 – Infrarrojo térmico (TIRS) 2	11,50-12,51	100*30

Tabla 3.1. Características de las bandas OLI y TIRS de Landsat 9. *Las bandas TIRS son adquiridas con una resolución de 100 metros, pero al ser combinadas con OLI son reajustadas a 30 metros en el producto final disponible en la página web de la USGS (USGS 2022).

3.2 Difracción de rayos X y datación K/Ar

3.2.1 Preparación de muestras de roca

La muestra H26 fue tomada de un cuerpo intrusivo dacítico con alteración fílica del sector Magnata Alta (Fig. B1). Se utilizó una muestra de ca. 2-3 kg para realizar la separación de las fracciones minerales finas para la determinación de edad K/Ar y el análisis por difracción de rayos X en la Universidad Georg-August Göttingen. La roca fue triturada y molida en un molino de anillos durante 20 segundos y dividida en tamaños de grano de $>63 \mu\text{m}$ y $<63 \mu\text{m}$. La fracción $<63 \mu\text{m}$ se colocó en agua destilada y fue desintegrada para lograr la suspensión de las partículas de arcilla. Después de un tamizado húmedo, la muestra fue tratada para obtener las fracciones $6-2 \mu\text{m}$ y $<2 \mu\text{m}$.

utilizando cilindros de Atterberg. A su vez, esta última fracción fue utilizada para obtener la fracción $<0,2 \mu\text{m}$ a través de una posterior ultracentrifugación.

3.2.2 Determinación de mineralogía y medición del índice de Kübler (IK)

Un difractograma es la superposición de la señal generada por cada fase mineralógica presente en la muestra analizada. Cada especie mineral posee una distancia característica entre planos de átomos dentro de su estructura cristalina, esa distancia se denomina espaciado interlaminar. El espaciado interlaminar diagnóstico de la illita es 10 Å. Otros valores característicos son 14 y 7 Å para la clorita; 4,3 Å para el cuarzo; y varios valores alrededor de 3,2 Å que indican la presencia de feldespatos. En un difractograma, cada "pico" corresponde a un ángulo de incidencia de los rayos X con respecto a un plano cristalino, que se relaciona con un espaciado interplanar a través de la ley de Bragg (Moore y Reynolds 1997). Una determinada fase cristalina puede ser identificada a través de su patrón de difracción característico, lo cual permite utilizar la difracción de rayos X como método para obtener un análisis mineralógico cualitativo de una muestra.

Para la identificación mineral, se realizaron scans de muy alta resolución, de 3 a $70^{\circ}2\theta$, con pasos de $0,02^{\circ}2\theta$ y 8 s/paso, durante 8 horas y 25 minutos por muestra de polvo desordenado secado al aire de las tres fracciones de grano, en un difractómetro XRD Eigenmann, tipo Orion Comet P2™ con fuente de ánodo de Cobre K- α 1 (longitud de onda 1,5406 Å). En este trabajo, los difractogramas fueron interpretados con RayfileX Analyze de XRD Eigenmann, software que contiene una amplia base de datos de patrones de difracción de gran cantidad de fases cristalinas. Dicha interpretación fue luego ajustada manualmente en base a los conocimientos del tipo de roca y características petrográficas identificadas.

El índice de Kübler (IK), correspondiente al ancho del pico a la mitad de la altura del pico de 10 Å de illita (Weaver 1956, Kübler 1967), se determinó utilizando el software RayfileX Analyze de XRD Eigenmann. La medición digital del IK se llevó a cabo mediante un escaneo paso a paso (151 puntos, 7-10 °2θ, paso de escaneo 0,020 °2θ, tiempo de integración 2 s, abertura receptora 0,3 mm, abertura de divergencia 1,265 mm -0,5°-). Todas las fracciones fueron investigadas en duplicado (A y B) en agregados orientados. Las mediciones se realizaron en estado secado al aire y luego solvatado con etilenglicol. Los valores de IK se dan en ($\Delta^{\circ}2\theta$). Los datos fueron calibrados para ser convertidos a la escala *Crystallinity Index Standard* (IKCIS) propuesta por Warr y Rice (1994) y posteriormente modificada por Warr (2018), que utiliza muestras de referencia para la estandarización entre laboratorios. Los límites aceptados para la anquizona son los propuestos por Warr y Ferreiro Mählmann (2015). Para las diferentes condiciones de temperatura inferidas a partir de IK se utilizó la escala de Merriman y Frey (1999) (Tabla 3.2).

El tipo de interestratificados presentes y el porcentaje de capas de illita en ellos fue determinado a partir de la comparación de los patrones de difracción obtenidos de los agregados orientados de las fracciones <2 y $<0,2$ µm, primero secados al aire y luego solvatados con etilenglicol, utilizando el método descrito en Moore y Reynolds (1997).

	Diagénesis (<200 °C)	Anquizona baja (200-250 °C)	Anquizona alta (250-300 °C)	Epizona (>300 °C)
<i>Crystallinity Index Standard (IKCIS)</i>	>0,52	0,52-0,42	0,42-0,32	<0,32

Tabla 3.2. Propuesta de valores de índice de Kübler (IK) calibrados a la escala *Crystallinity Index Standard* (IKCIS) de Warr y Rice (1994) modificada por War (2018), y límites aceptados para la anquizona propuestos por Warr y Ferreiro Mählmann (2015), y su correlación con la temperatura según Merriman y Frey (1999).

3.2.3 Procedimiento analítico para la datación K/Ar

La composición isotópica del argón se midió en una línea de extracción y purificación de acero inoxidable acoplada a un espectrómetro de masa de gases nobles Thermo Scientific ARGUS VI™ operando en modo estático. La cantidad de ^{40}Ar radiogénico se determinó mediante el método de dilución isotópica utilizando un pico de ^{38}Ar altamente enriquecido de Schumacher, Berna (Schumacher 1975). El pico se calibró con el estándar de biotita HD-B1 (Fuhrmann *et al.* 1987). Los cálculos de edad se basan en las constantes recomendadas por la IUGS citadas en Steiger y Jäger (1977). La concentración de potasio se determinó en duplicado utilizando un fotómetro de llama BWB-XP™. Las muestras se disolvieron en una mezcla de HF y HNO_3 según la técnica de Heinrichs y Herrmann (1990). El error analítico para los cálculos de edad K/Ar se da en un nivel de confianza del 95 % (2σ). Los detalles de los análisis de argón y potasio para el laboratorio de Göttingen se encuentran en Wemmer (1991).

3.3 Análisis estructural

En el campo, se realizaron mediciones de zonas de cizalla frágil-dúctil, definidas en el sentido de Ramsay y Huber (1987), e indicadores cinemáticos 3D (Fig. 3.1) desarrollados en unidades ígneas y su roca de caja carbonática, siguiendo el método descrito por Japas *et al.* (2013). Estas estructuras consisten en zonas planas o curviplanas de deformación distribuida que tienen un ancho de centímetros a metros, donde se midieron estructuras tipo R (Riedel), T (tensionales) y/o estrías de falla. Las mediciones se realizaron en cuatro sectores clave de la sierra de la Mina: Sánchez, Magnata, Magnata Alta y Sentazón (Fig. 2.2). Los valores de las estructuras R y T se emplearon en el cálculo de la orientación de estrías de falla teóricas utilizando Stereonet 11.3, para posteriormente realizar un análisis estadístico con el software Faultkin 8.3 (Marrett y Allmendinger 1990, Allmendinger *et al.* 2012). Los principales ejes cinemáticos de deformación interna finita X (estiramiento), Y

(intermedio) y Z (acortamiento) fueron calculados para las distintas poblaciones cinemáticas determinadas.

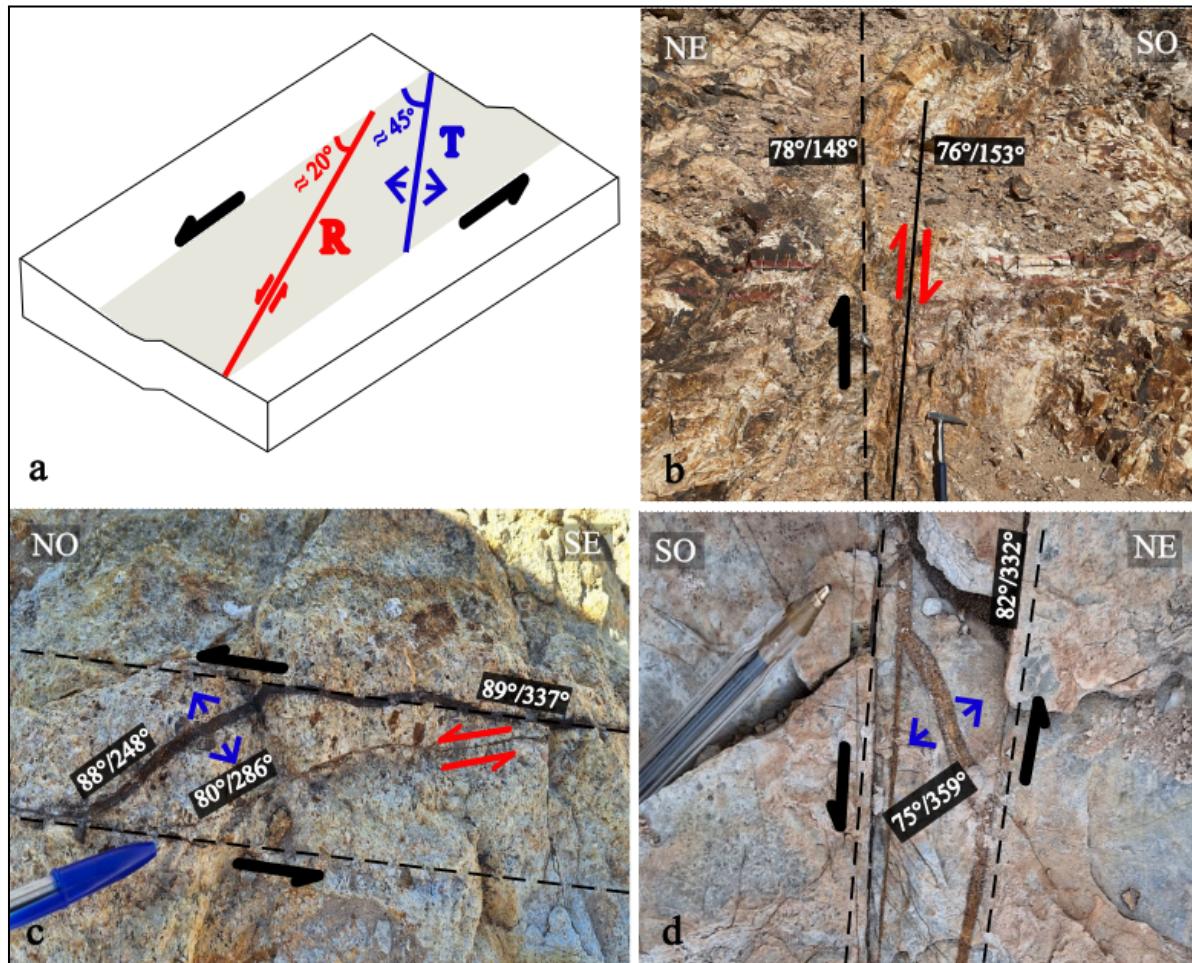


Figura 3.1. **a)** Representación esquemática de una zona de cizalla frágil-dúctil con estructuras de Riedel (R) y fracturas tensionales (T). Ángulos entre estructuras y planos de falla principales para fallas de rumbo de acuerdo con Sanderson y Marchini (1984). Los ángulos son menores a 45° , lo cual es característico de sistemas de deformación transtensional. **b)** Zona de cizalla frágil-dúctil en Magnata con cinemática dextral indicada por estructura R (flechas rojas). **c)** Zona de cizalla frágil-dúctil en Magnata Alta con cinemática sinestral indicada por estructuras R (flechas rojas) y T (flechas azules) con relleno de óxidos. **d)** Zona de cizalla frágil-dúctil en Sentazón con cinemática sinestral indicada por estructura T (flechas azules).

4. RESULTADOS

4.1 Geología del área de estudio

La ocurrencia de dos unidades ígneas, no descritas hasta ahora, fue determinada en los relevamientos geológicos realizados en el distrito minero Hualilán: la unidad dacítica y la unidad andesítica-dacítica (Fig. B1). La unidad dacítica es la unidad con mayor distribución en el área y, en muestra de mano, tiene como característica diagnóstica la presencia de grandes fenocristales de cuarzo (0,5-1 cm). Además, comúnmente posee un color blanquecino dado por la alteración fílica (Sillitoe 2010) . Esta unidad ha sido reconocida en las localidades de Sánchez, Magnata, Magnata Alta, Muchilera y Sentazón. Por otro lado, la unidad andesítica-dacítica se distingue por su color gris/castaño, la presencia de fenocristales de plagioclasa de alrededor de 0,4 cm y una presencia subordinada de fenocristales de cuarzo (<0,3 cm). Además, exhibe comúnmente una foliación magmática y una marcada fragmentación de los fenocristales. Los afloramientos de esta unidad se acotan al área de Sentazón.

En líneas generales, la alteración que predomina en las diferentes áreas relevadas es de tipo fílica y, por sectores, la oxidación. Además, se observa un mayor grado de alteración en el sector occidental de la sierra de la Mina que en el oriental, donde las rocas se presentan mayormente en estado fresco o levemente alteradas.

En la localidad de Sánchez, la unidad dacítica aflora en forma de pequeños cuerpos ubicados a lo largo de la quebrada de rumbo ENE-OSO, en el flanco occidental de la sierra. Estos cuerpos exhiben una alteración fílica, que varía de moderada a fuerte, y son cortados por una serie de vetillas milimétricas llenas por óxidos. En el contacto con las calizas de la Formación San Juan, se desarrolla una zona de oxidación, constituida por un

nivel de coloración rojiza enriquecido en óxidos de hierro, y un nivel adyacente donde se identifican numerosas vetillas centimétricas con relleno de cobre color (malaquita) (Figs. 4.17a, 4.17b). Aguas arriba sobre la quebrada, las calizas contienen vetas de carbonatos de color castaño y texturas zonales, de aproximadamente 10 cm de espesor y de orientación paralela a la estratificación. Hacia el norte, en la ladera oriental de la Zona Norte, se repite la aparición de cuerpos intrusivos dacíticos. La muestra H2 (30°42'29,45"S; 68°56'26,18"O) fue tomada de uno de ellos (Fig. 2.2).

En la localidad de Magnata, fueron identificados numerosos cuerpos intrusivos de tipo dacíticos, que recubren gran parte del flanco occidental de la sierra. La muestra H26 (30°44'00,57"S; 68°57'03,66"O; Fig. 2.2) pertenece a una dacita de Magnata Alta, la cual posee una alteración fílica y vetillas con relleno de óxidos y estructuras R. Dentro de la galería de Mina Magnata, está expuesta la mineralización tipo skarn en planos de unos 40 cm de espesor, concordantes con la estratificación de la roca carbonática que los contiene. Su principal relleno es de carbonatos, sulfuros masivos de coloración gris (esfalerita y galena), agregados de piroxenos del tipo hedenbergita, y un fino diseminado de pirita y calcopirita (Fig. 4.17c). En la zona de Magnata Alta, fue identificada una variación composicional interna en la Formación San Juan, donde se reconocieron niveles de chert de color negro, posiblemente por la presencia de materia orgánica, con pequeños cristales de granate.

En la localidad de Sentazón, afloran tanto la unidad dacítica como la andesítica-dacítica. En la ladera oriental, la unidad andesítica-dacítica intruye las calizas en forma de diques, y aflora al pie de la sierra en forma de domos/colinas, junto a la dacita. Los diques andesíticos-dacíticos se manifiestan como cuerpos aislados de espesor métrico que se afinan hacia los extremos, definiendo formas sigmoidales. Su espesor aumenta hacia los afloramientos del este y oeste. Estos cuerpos se alinean en dirección ONO-ESE, de forma paralela a la falla Sentazón. Los diques están separados de la roca de caja

carbonática por zonas de cizalla frágil-dúctil. En esos contactos, la caliza presenta una estructura cataclástica foliada y contiene estructuras tipo T y R centimétricas con relleno de óxidos (Fig. 3.1d). La muestra H-5-15 (30°44'19,95"S; 68°56'50,12"O; Fig. 2.2) es una andesita-dacita foliada, que fue tomada de un cuerpo del área oriental de Sentazón, que intruye un cuerpo dacítico. El afloramiento de la muestra H-5-15 posee una foliación magmática definida fundamentalmente por la orientación preferencial de cristales euhedrales de plagioclasa, que grada a una foliación de estado sólido hacia los contactos con la dacita (Figs. 4.17e, 4.17f). La foliación se encuentra localmente plegada (Fig. 4.17g). La muestra H22 (30°44'20,07"S; 68°56'48,77"O; Fig. 2.2) pertenece a un afloramiento andesítico-dacítico cercano al de H-5-15. En el flanco occidental de la sierra, entre las localidades Sentazón y Muchilera, ambas unidades ígneas afloran también como domos. El cuerpo de la muestra H13 (30°43'59,6"S; 68°57'40,39"O; Fig. 2.2) presenta las características de un intrusivo dacítico, y el de la muestra H18 (30°44'01,12"S; 68°57'22,75"O; Fig. 2.2), de uno andesítico-dacítico.

En los análisis de testigos de perforación, fue posible determinar que la mineralización de skarn, de composición similar a aquella vista dentro de la Mina Magnata, se encuentra como planos ubicados en el contacto entre cuerpos de la unidad dacítica y las calizas de la Formación San Juan, en línea con las observaciones de campo. Además, estos planos están acompañados con una fina diseminación de pirita y una suave a moderada alteración fílica sobre los cuerpos dacíticos (Fig. 4.1b). En algunas muestras de dacitas fue posible reconocer vetillas de tipo D, llenas por un centro de cuarzo y bordes de óxido y, en algunos casos, pirita, y vetillas de alteración sericitita-clorita-cuarzo (SCC) compuestas por cuarzo, clorita, sulfuros (pirita y calcopirita) y hematita (Figs. 4.1c, 4.1d).

La unidad andesítica-dacítica fue también identificada en los registros de pozos con características semejantes a las vistas en los afloramientos (Fig. 4.1a). Solamente una

muestra analizada de esta unidad posee diseminación de pirita, y en general se encuentra fresca.

A lo largo de los testigos de perforación se reconoció la presencia de grandes zonas de brechas (2 a 10 m), que fueron interpretadas como zonas de falla y que, en ocasiones, poseen una diseminación de pirita. Las características de estas zonas de falla son similares a las observadas en Magnata Alta y Sentazón.



Figura 4.1. Unidades aflorantes en el distrito minero Hualilán. **a)** Imagen de detalle de la unidad andesítica-dacítica. **b)** Imagen de mineralización de skarn en el contacto entre dacita y caliza de la Formación San Juan. Posee minerales verdes (hedenbergita), hematita (rojo), pirita y calcopirita. **c)** Imagen de vetillas tipo D, de cuarzo y óxidos,

alineadas dentro de una dacita. **d)** Imagen de detalle de vetilla tipo SCC dentro de dacita con alteración fílica, donde se ven minerales verdes (clorita), cuarzo, óxidos y pirita/calcopirita.

4.2 Análisis de imágenes satelitales

La combinación de bandas de color verdadero RGB (4,3,2) permitió identificar con claridad los intrusivos y diferenciarlos de su roca de caja carbonática. Los intrusivos se manifiestan como zonas de coloración blanquecina que contrastan con los tonos más oscuros de las rocas de caja. Además, esta combinación de bandas resalta nítidamente algunos de los principales lineamientos oblicuos que atraviesan la sierra de la Mina (falla Sánchez, falla Magnata y falla Sentazón) (Fig. 4.2).

Por otra parte, la combinación de bandas RGB (5,4,3) muestra ser efectiva para delinear el frente de corrimiento de la falla Hualilán, además de resaltar los cuerpos intrusivos y su roca de caja como la combinación de color verdadero. En la misma imagen multiespectral, puede observarse que los cuerpos intrusivos del sector occidental presentan una coloración distinta que los del sector oriental de la sierra. Esta diferencia es interpretada como una variación en la intensidad de alteración que afecta a las rocas, siendo mayor en los cuerpos intrusivos del oeste (dando lugar a un tono color más blanquecino) y casi nula en los cuerpos del este (Fig. 4.3).

La combinación de bandas RGB (7,5,2) reafirma la diferencia en el grado de alteración entre los cuerpos intrusivos del oeste y este de la sierra, pero, a diferencia de la imagen RGB (5,4,3), parece indicar que los cuerpos que forman los domos del suroeste del distrito minero no estarían alterados. Adicionalmente, es posible discriminar algunos sectores con una coloración rojiza/naranja, que coinciden con las zonas de óxidos que afloran en la localidad de Sánchez y Sentazón (Fig. 4.4; ver Sección 4.1).

Por último, el coeficiente de Kaufmann resultó una buena combinación para revelar las zonas de mayor intensidad en la alteración, que parecen concentrarse sobre la sierra en la localidad de Sánchez, Magnata y Sentazón (Fig. 4.5). Es importante destacar que dichos sectores coinciden aproximadamente con las principales fallas oblicuas a la sierra o con el cruce entre dos o más de ellas.

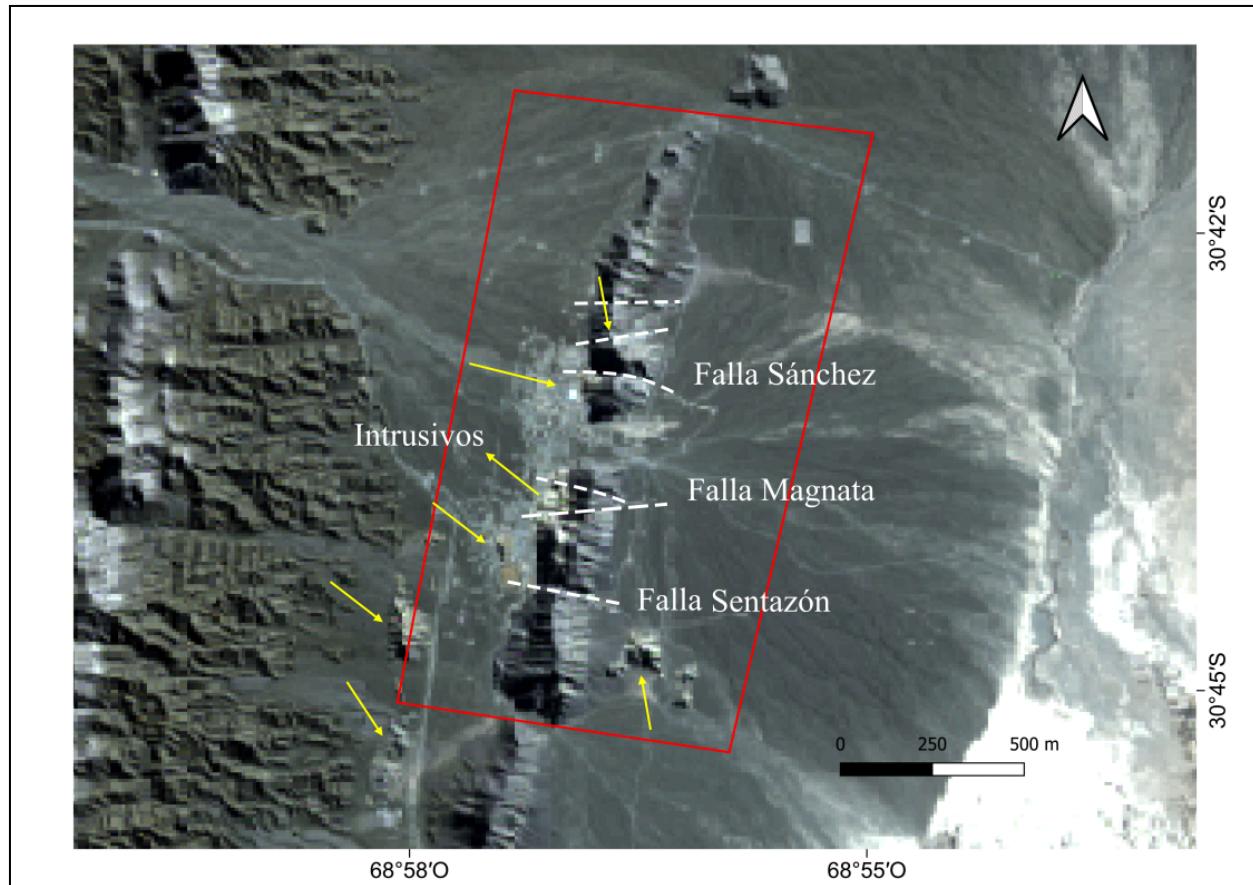


Figura 4.2. Imagen multiespectral RGB (4,3,2) del distrito minero Hualilán. Las flechas amarillas indican los cuerpos intrusivos y las líneas blancas punteadas son el trazo de las fallas oblicuas resaltadas a través de esta combinación.

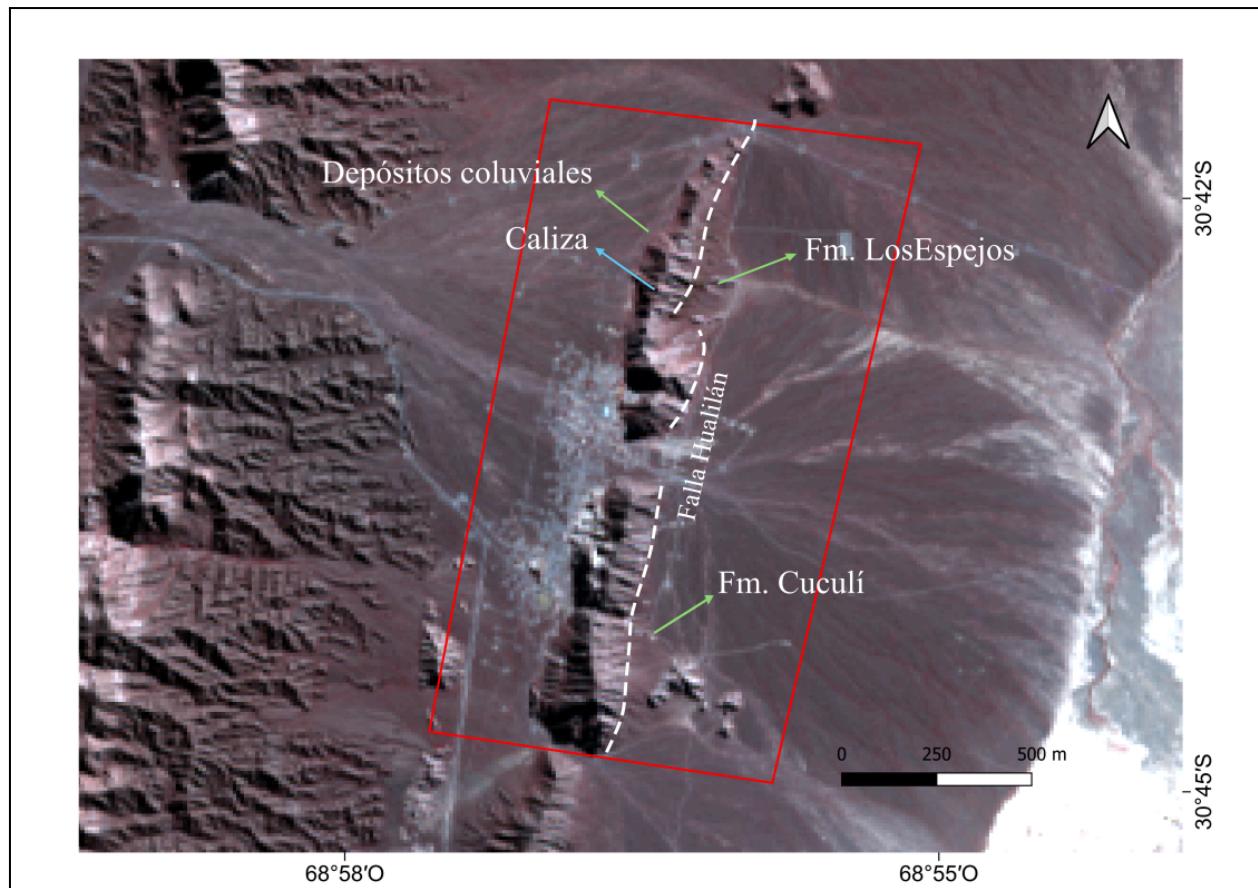


Figura 4.3. Imagen multiespectral RGB (5,4,3) del distrito minero Hualilán. Las líneas blancas punteadas indican la traza del corrimiento correspondiente a la falla Hualilán.

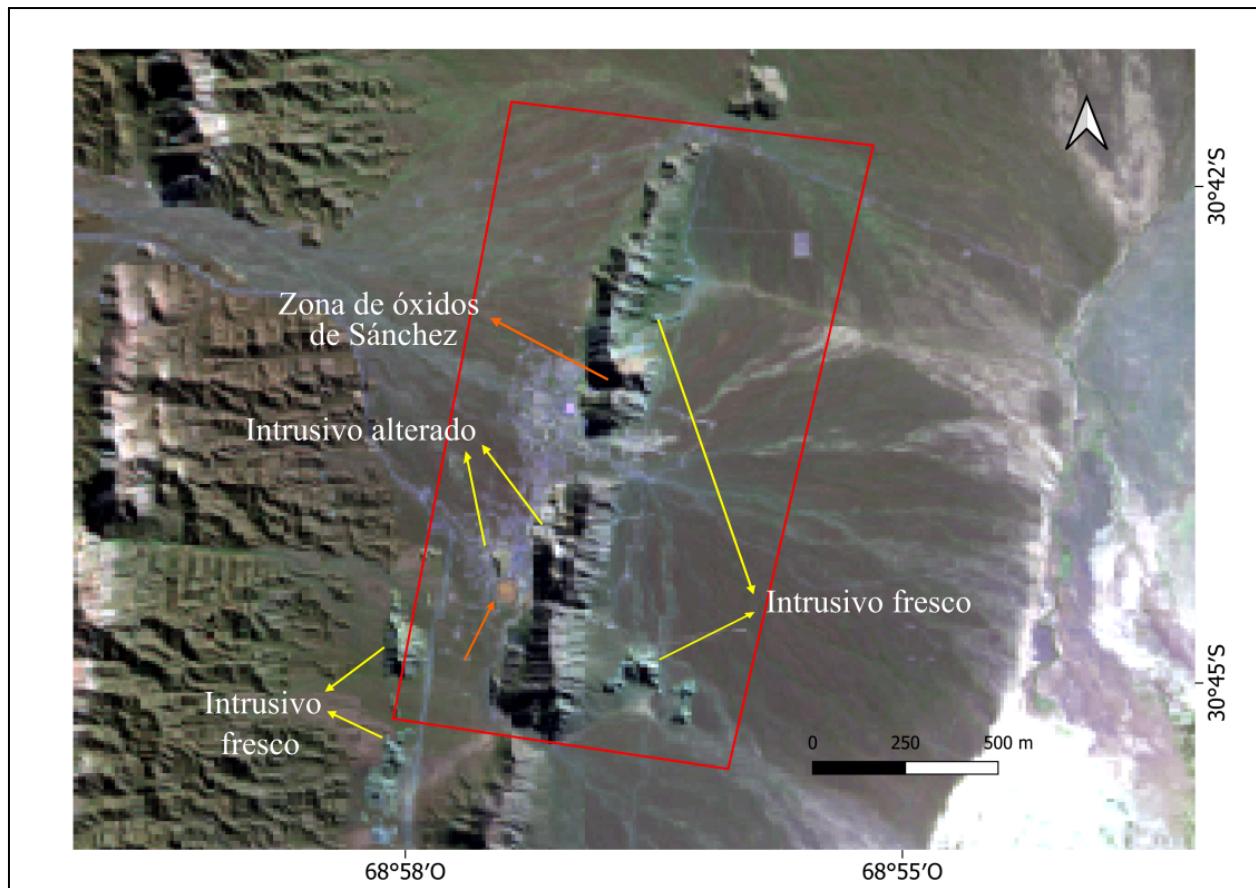


Figura 4.4. Imagen multiespectral RGB (7,5,2) del distrito minero Hualilán. Las flechas amarillas indican los cuerpos intrusivos y las flechas naranjas señalan zonas de oxidación.

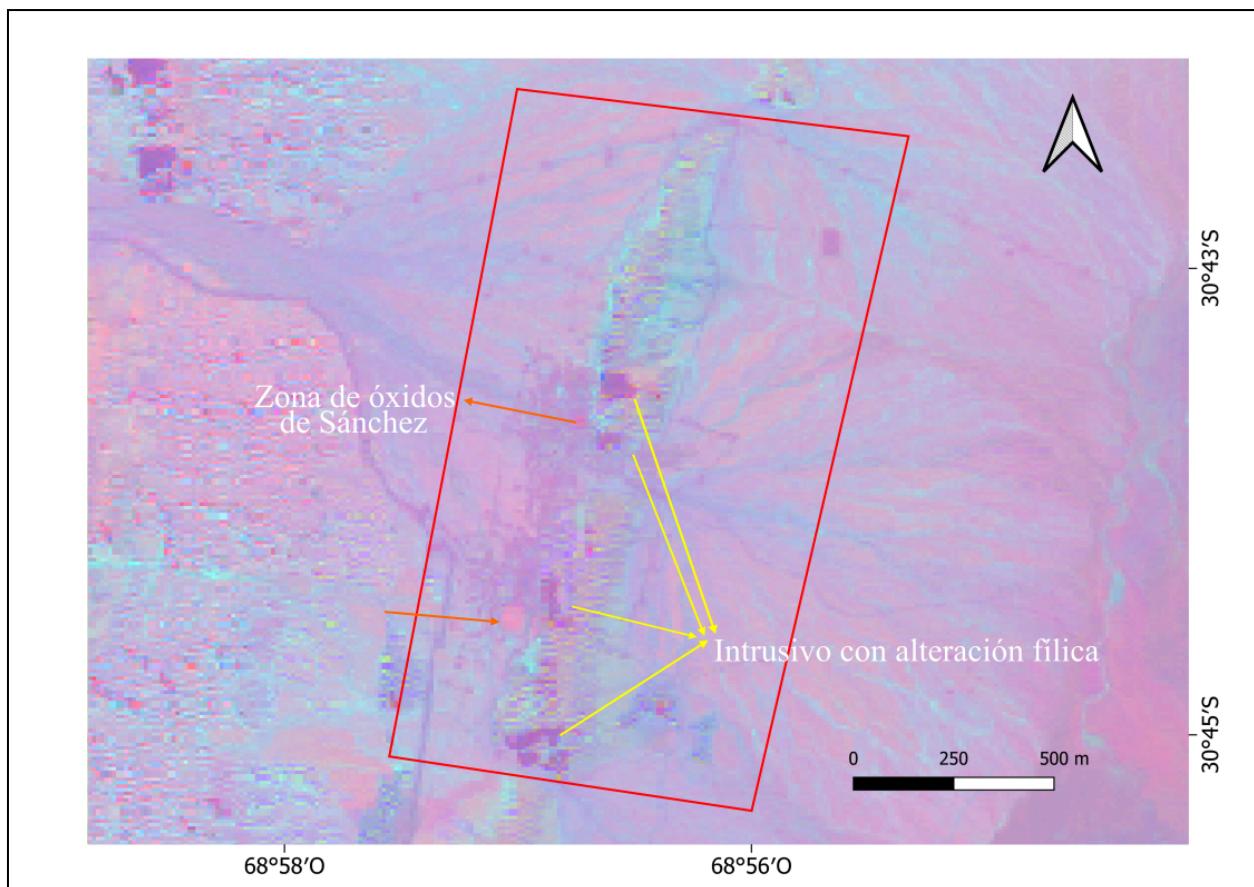


Figura 4.5. Imagen multiespectral según índice de Kaufmann (Ali y Pour 2014), RGB (7/5,5/4,6/7), del distrito minero Hualilán. Las flechas amarillas indican los cuerpos intrusivos con alteración filica y las flechas naranjas señalan zonas de oxidación.

4.3 Análisis petrográfico

Los análisis petrográficos se realizaron con el objetivo de clasificar y determinar el tipo y grado de alteración de las rocas. Para ello, se tomaron seis muestras de diferentes afloramientos de cuerpos intrusivos emplazados en la sierra de la Mina (ver Apéndice A). A escala de afloramiento y muestra de mano, las muestras H26, H2 y H13 son interpretadas como la unidad dacítica, mientras que las muestras H22, H-5-15 y H18 pertenecen a la unidad andesítica-dacítica. Sin embargo, a escala microscópica todas las muestras clasifican petrograficamente como dacitas.

- Unidad dacítica:

Roca de textura porfírica, compuesta por fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíboles +/- apatito y titanita, inmersos en una pasta afanítica de textura felsítica constituida por cuarzo, feldespatos y minerales máficos. La plagioclasa (1 a 4 mm) presenta forma euhedral, macla polisintética y zonación. El cuarzo (<1 cm) tiene forma subhedral, con bordes engolfados, y generalmente se presenta en estado fresco. La biotita (0,25 a 1,25 mm) se presenta en folias de forma euhedral a subhedral. El anfíbol se presenta en forma euhedral a subhedral, en dos modas: una de fenocristales cuyo tamaño varía de 1 a 2 mm y otra de fenocristales más pequeños de 0,5 y 1 mm. Ambos cristales presentan una alteración fuerte que varía de una asociación de micas de grano fino + óxidos +/- carbonatos en el caso de los fenocristales de menor tamaño, a clorita + intercrecimientos de clorita y esmectita (ver Apéndice A) +/- epidoto y óxidos en los cristales de mayor tamaño (Figs. 4.6a; 4.6b). Esta variación de tamaño y del tipo de alteración que los afecta podría sugerir la presencia de, originalmente, dos anfíboles de composición distinta. Los fenocristales de titanita poseen formas euhedrales, su tamaño no supera 1 mm de longitud y se presentan en estado fresco. El apatito se reconoce como inclusiones y como pequeños fenocristales de 0,5 mm.

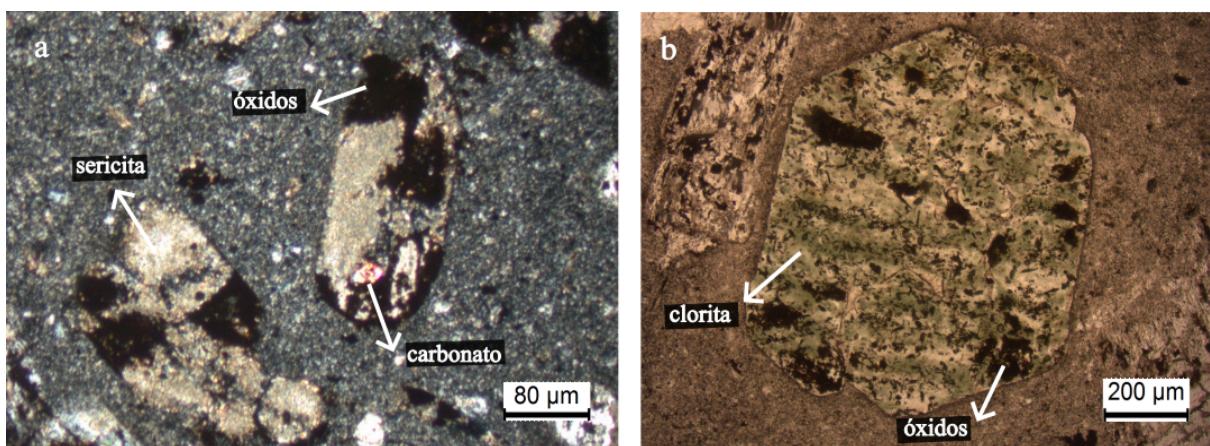


Figura 4.6. Muestra H13. **a)** Fenocristales de anfíbolo, cuya asociación de alteración es micas blancas de grano fino, carbonatos y óxidos. **b)** Fenocristales de anfíbolo con alteración a clorita, epidoto y óxidos (alteración SCC).

En el sector nororiental del área de estudio, la unidad dacítica se ve afectada por una leve feldespatización (Fig. 4.7a), a la que se sobreimpone una alteración de tipo SCC, cuya asociación está representada por intercrecimiento de clorita y esmectita + micas blancas de grano fino + óxidos + pirita +/- carbonatos (Fig. 4.7b). Además, se reconoce una alteración de tipo fílica sobreimpuesta, cuya asociación es micas blancas de grano fino + cuarzo + sulfuros + rutilo. En el sector suroccidental, esta unidad presenta una leve feldespatización y una leve alteración de tipo SCC, cuya asociación es clorita + micas blancas + óxidos + carbonatos +/- epidoto (Fig. 4.6b). En Magnata, la unidad dacítica presenta una moderada alteración fílica, cuya asociación es micas blancas de grano fino + carbonato + óxidos + pirita de buen desarrollo (Figs. 4.8a, 4.8b).

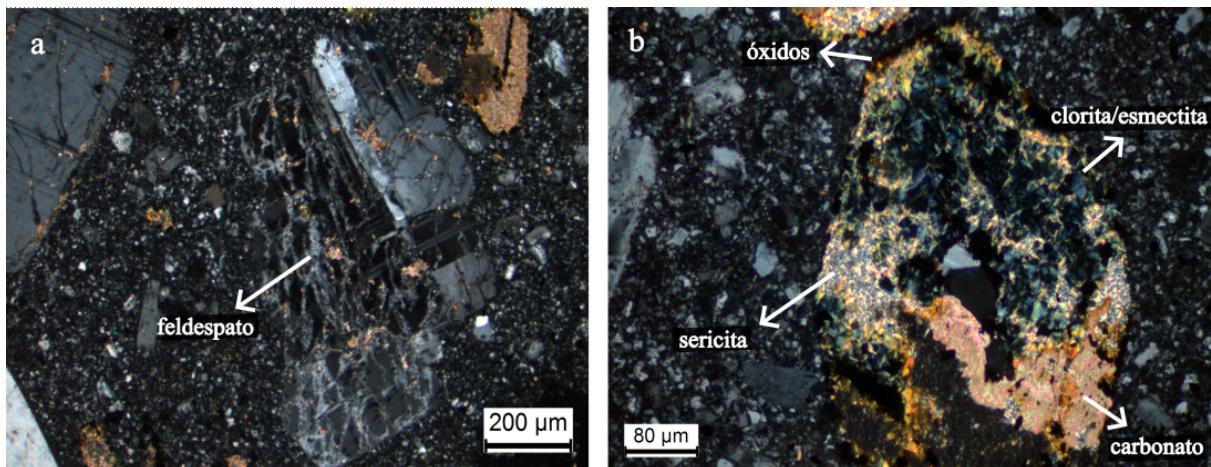


Figura 4.7. Muestra H2. **a)** Fenocristal de plagioclasa con fracturas rellenas de feldespato. **b)** Sección basal de anfíbolo completamente alterada a micas blancas de grano fino, carbonato e intercrecimientos de clorita y esmectita, y bordes con óxidos (alteración SCC).

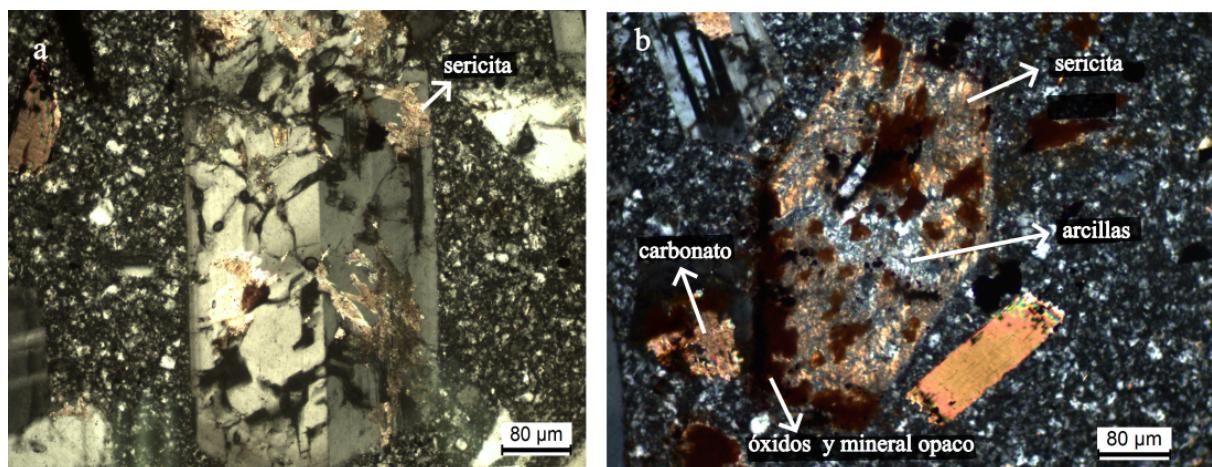


Figura 4.8. Muestra H26. **a)** Fenocristal de plagioclasa con leve seritización. **b)** Fenocristal de anfíbol fuertemente alterado a micas blancas de grano fino, carbonatos, agregados arcillosos y, en sus bordes, cristales de minerales opacos y motas de óxidos de hierro hidratados (alteración fílica).

- Unidad andesítica-dacítica:

Roca de textura porfírica, compuesta por fenocristales de plagioclasa, cuarzo, anfíboles, biotita +/- apatito y titanita, inmersos en una pasta afanítica de textura felsítica constituida por cuarzo, feldespatos y minerales máficos. La plagioclasa (1 a 4 mm) presenta forma euhedral a subhedral, macla polisintética y zonación. El cuarzo (<3 mm) tiene forma euhedral a subhedral, con bordes engolfados. El anfíbol se presenta en forma euhedral a subhedral y tamaños que varían entre 0,4 y 6 mm. Las folias de biotita se presentan en forma subhedral a euhedral, cuyo tamaño varía entre 0,25 y 2 mm. La titanita tiene forma euhedral y un tamaño que alcanza los 0,7 mm. El apatito se reconoce en pequeños fenocristales de 0,5 mm.

La roca presenta una foliación magmática que queda definida por la orientación preferencial de los cristales euédrales a subhédrales de plagioclasa y, en menor medida, biotita, así como también por un bandeadimiento composicional caracterizado por la alternancia de bandas de diferente concentración y tamaño de fenocristales (Fig. 4.9a). De forma local, paralelamente a la foliación antedicha, la roca es atravesada por finas bandas (de alrededor de 1 mm) con similar composición, pero con microestructura cataclástica, si bien la matriz muestra una cierta continuidad con el resto de la roca (Fig. 4.9b). En estas bandas, los cristales de biotita se flexuran alrededor de los fenocristales y, en algunos casos, las plagioclásas llegan a tener microestructura tipo “bookshelf” o “antibookshelf” (Figs. 4.9c, 4.9d). En su conjunto, los rasgos antedichos sugieren que las estructuras y microestructuras observadas corresponden a estructuras magmáticas, propias del flujo magmático de un ambiente subvolcánico, donde las fajas microcataclásticas corresponderían a deformación frágil-dúctil tardío-magmática (ver Sección 5.1).

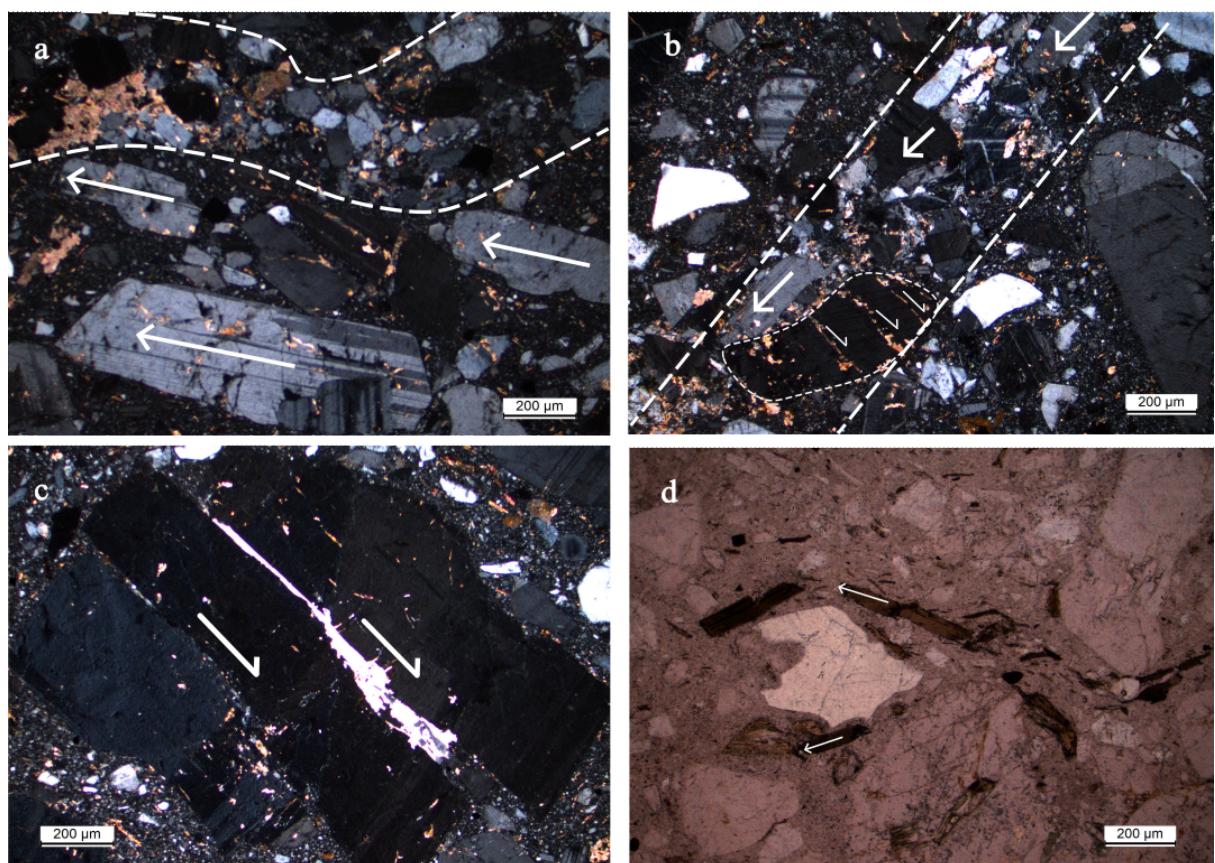


Figura 4.9. Muestra H-5-15. **a)** Fenocristales de plagioclasa de forma euhedral y orientados de forma paralela. Por arriba, se observa una banda con mayor relación fenocristales/pasta y reducción del tamaño de grano de los fenocristales de plagioclasa y cuarzo. **b)** Banda de textura microcataclástica donde los cristales de plagioclasa están orientados y un individuo posee microestructura bookshelf / antibookshelf. **c)** Fenocristal de plagioclasa de una banda microcataclástica con microestructura bookshelf/antibookshelf. **d)** Cristales de biotita orientados y deformados alrededor de un fenocristal de cuarzo engolfado.

En el sector oriental, la unidad andesítica-dacítica tiene una moderada alteración potásica, representada por una asociación de feldespato + biotita + rutilo (Figs. 4.10a, 4.10b), a la que se sobreimpone una alteración SCC representada por clorita + micas blancas + carbonatos + óxidos, y una alteración fílica, cuya asociación es micas blancas de grano fino/illita + carbonatos + óxidos. En el sector occidental de falla Sentazón, la unidad andesítica-dacítica presenta una alteración SCC moderada de tipo penetrativa, cuya asociación es intercrecimientos de clorita y esmectita + micas blancas + carbonatos + óxidos +/- epidoto (Figs. 4.11a, 4.11b).

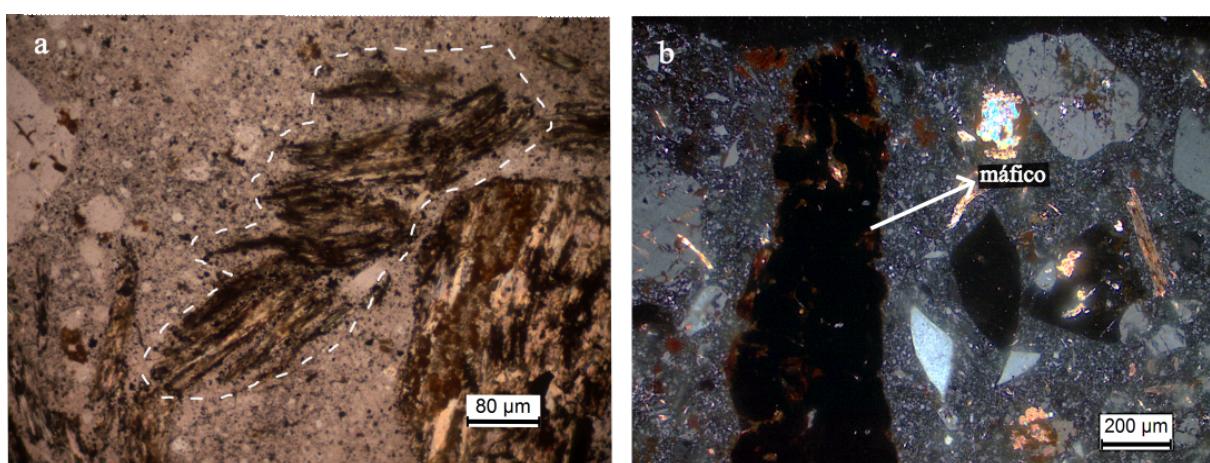


Figura 4.10. Muestra H22. **a)** Cristales de biotita orientados dentro de la pasta, alterados a óxidos y agregados de, posiblemente, rutilo. **b)** Agregado de fenocristales de un mineral máfico laminar (posible biotita secundaria correspondiente a alteración potásica), completamente alterado a óxidos y un mineral opaco.

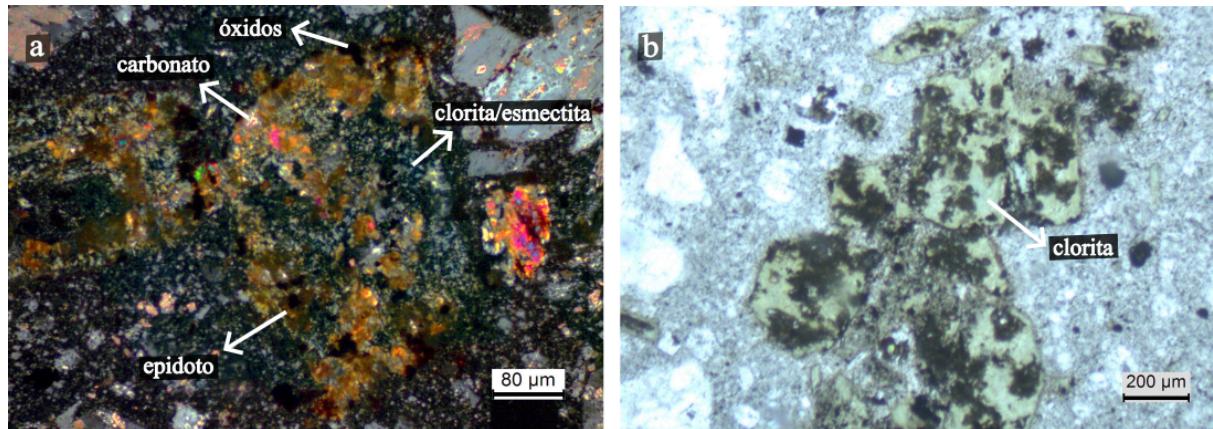


Figura 4.11. Muestra H18. **a)** Fenocristales de anfíbol con alteración a carbonatos, intercrecimientos de clorita y esmectita, óxidos y epidoto (alteración SCC). **b)** Fenocristales de anfíbol con alteración a clorita, parte de la asociación mineralógica de la alteración SCC.

4.4 Difracción de rayos X y datación K/Ar

4.4.1 Análisis cualitativo de fases mineralógicas por difracción de rayos X

Los análisis de difracción de rayos X en las tres fracciones finas de 6-2 µm, <2 µm y <0,2 µm de la muestra H26 fueron utilizados para determinar cualitativamente la mineralogía, confirmar la presencia de micas blancas de grano fino, y en última instancia, medir el índice de Kübler. Los minerales identificados a partir de los difractogramas de rayos X de la roca H26 revelan una composición heterogénea en las distintas fracciones granulométricas. En la fracción 6-2 µm, se observa un contenido elevado de cuarzo,

acompañado de albita, ortosa, muscovita/illita, clorita y una muy baja presencia de esmectita. La fracción $<2 \mu\text{m}$ está dominada por muscovita/illita y cuarzo, con contenidos subordinados de feldespato potásico, albita y cantidades menores de calcita, dickita/caolinita, así como interestratificados. Por último, la fracción $<0,2 \mu\text{m}$ consiste principalmente en muscovita/illita y ortosa, con una menor presencia de clorita e interestratificados. Estas observaciones se detallan en las figuras 4.12, 4.13 y 4.14.

A partir del difractograma de la fracción $<2 \mu\text{m}$ fue posible identificar una fase mineralógica cuyo pico de difracción característico tiene posición $11,5 \text{ \AA}$ ($7,7^\circ 2\theta$). Las interpretaciones mineralógicas posibles para esta fase son: tobermorita, silicato de calcio hidratado de origen hidrotermal y/o metamórfico de contacto con una roca de caja cárquica; boggsita, mineral del grupo de las zeolitas; o bostwickita, un silicato de Ca y Mn.

El tipo de interestratificados presentes en las fracciones $<2 \mu\text{m}$ y $<0,2 \mu\text{m}$ fue determinado a partir de la comparación de los patrones de difracción obtenidos en condiciones secadas al aire y luego del tratamiento con etilenglicol. Ambas fracciones muestran variaciones entre ambos difractogramas, lo que indica la muy posible presencia de esmectitas. Además, se identificó esmectita por los reflexiones a $5,1^\circ 2\theta$ ($17,3 \text{ \AA}$) para la fracción $<2 \mu\text{m}$ y a $5,2^\circ 2\theta$ (17 \AA) para $<0,2 \mu\text{m}$ en el difractograma de las muestras glicoladas. En ambas fracciones, existen picos muy menores en la región cercana a los 16 y $17^\circ 2\theta$ ($5,5$ y $5,0 \text{ \AA}$) cuya aparición podría ser diagnóstica para los interestratificados illita/esmectita (I/S); sin embargo, su resolución no es suficiente para ser utilizados con seguridad. De todas formas, si se tratara efectivamente de I/S, el porcentaje estimado de capas de illita en los I/S de la fracción $<0,2 \mu\text{m}$ sería de entre 10 y 20% ($\Delta 2\theta = 5,6^\circ$ y $\text{Reichweite} = 0$) y de alrededor del 40% ($\Delta 2\theta = 6,1^\circ$ y $\text{Reichweite} = 0$) para la fracción $<2 \mu\text{m}$ (Figs. 4.15, 4.16).

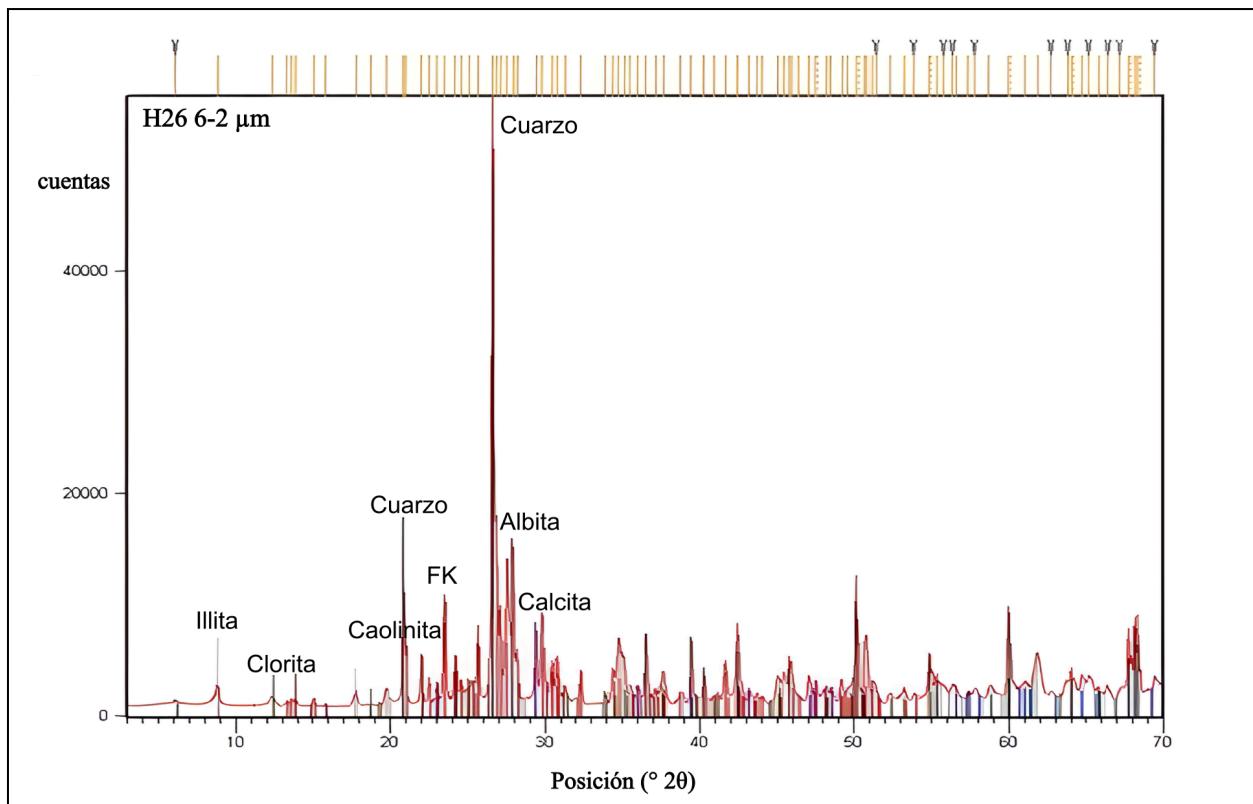


Figura 4.12. Patrón de difracción de rayos X con identificación de picos e interpretación mineralógica de polvo desordenado seco al aire de fracción 6-2 μm , muestra H26. Colores de líneas: cuarzo, negro; albita, marrón; feldespato potásico (FK), rojo; illita/muscovita, gris; grupo de las cloritas, verde; calcita, azul; dickita/caolinita, rosa.

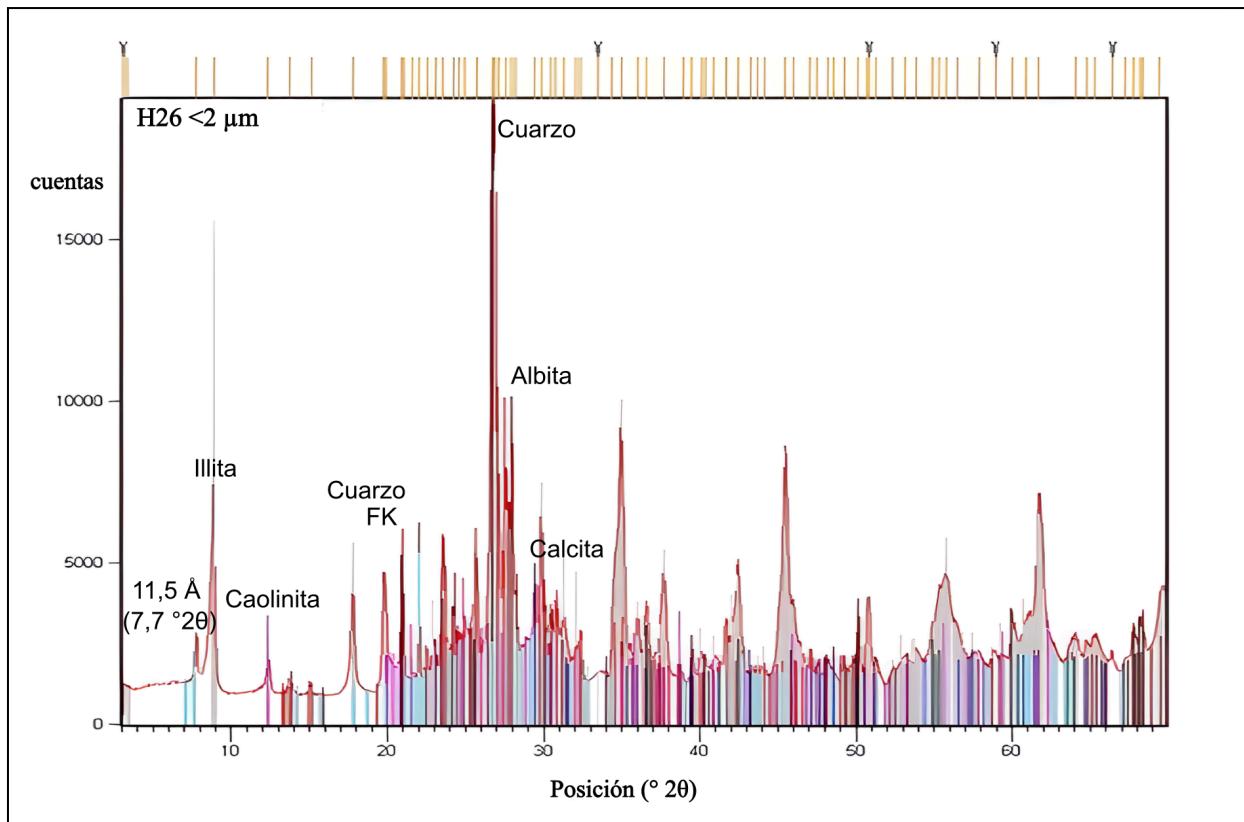


Figura 4.13. Patrón de difracción de rayos X con identificación de picos e interpretación mineralógica de polvo desordenado secado al aire de fracción $<2 \mu\text{m}$, muestra H26. Colores de líneas: cuarzo, negro; albita, marrón; feldespato potásico (FK), rojo; illita/muscovita, gris; grupo de las cloritas, verde; calcita, azul; dickita/caolinita, rosa; pico desconocido 11.5 \AA ($7.7^\circ 2\theta$), celeste.

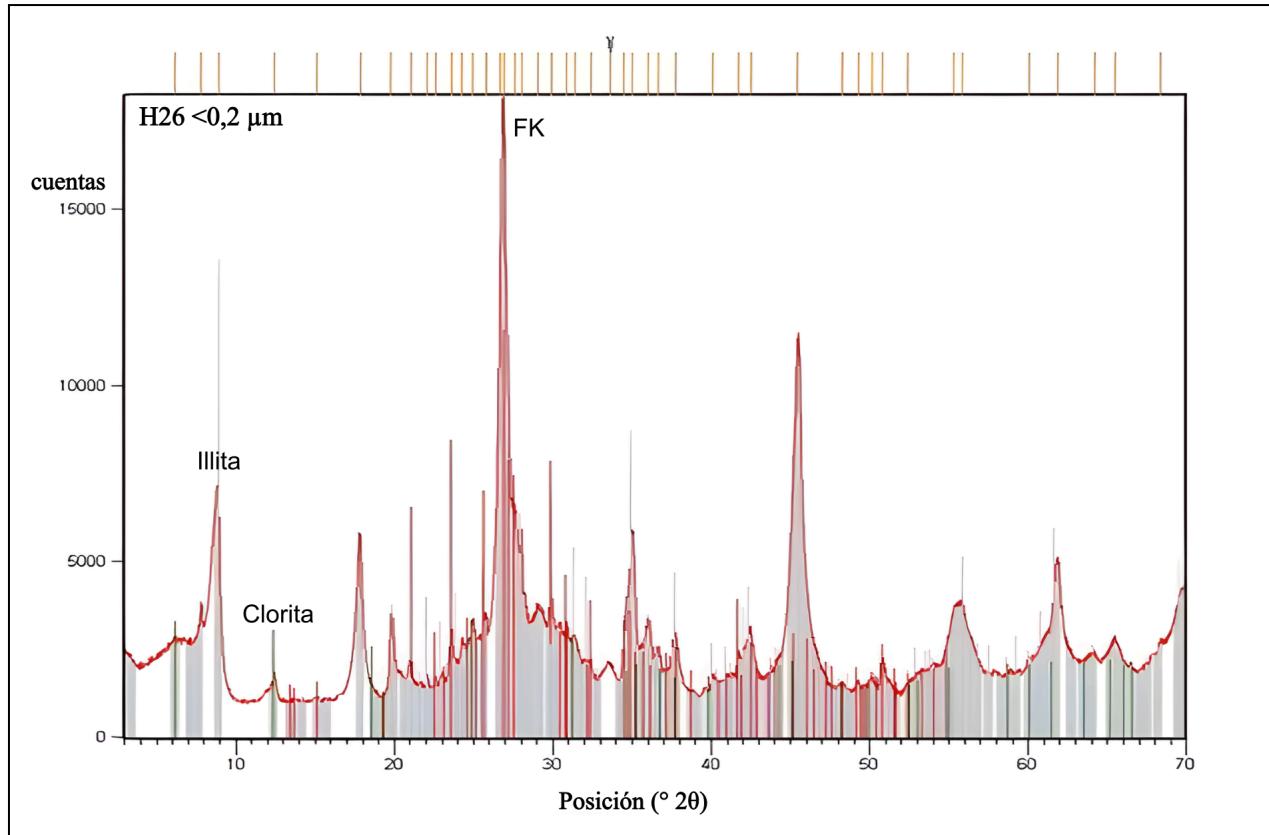


Figura 4.14. Patrón de difracción de rayos X con identificación de picos e interpretación mineralógica de polvo desordenado secado al aire de fracción $<0,2 \mu\text{m}$, muestra H26. Colores de líneas: cuarzo, negro; albita, marrón; feldespato potásico (FK), rojo; illita/muscovita, gris; grupo de las cloritas, verde; calcita, azul; dickita/caolinita, rosa.

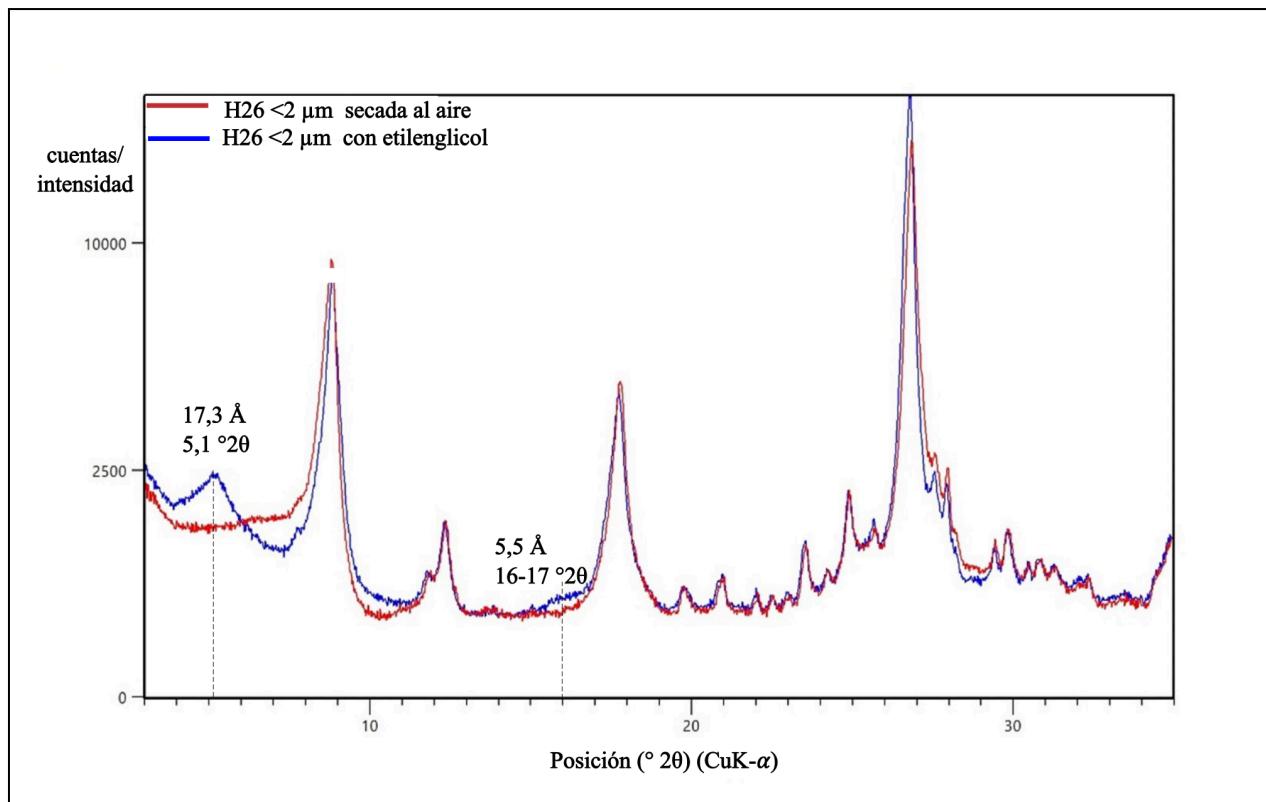


Figura 4.15. Patrón de difracción de rayos X entre 3 y 35 °2θ de fracción <2 μm de la muestra H26 secada al aire (línea roja) y solvatada con etilenglicol (línea azul). Se indican las reflexiones utilizadas para la estimación del porcentaje de esmectita e illita en I/S según Moore y Reynolds (1997).

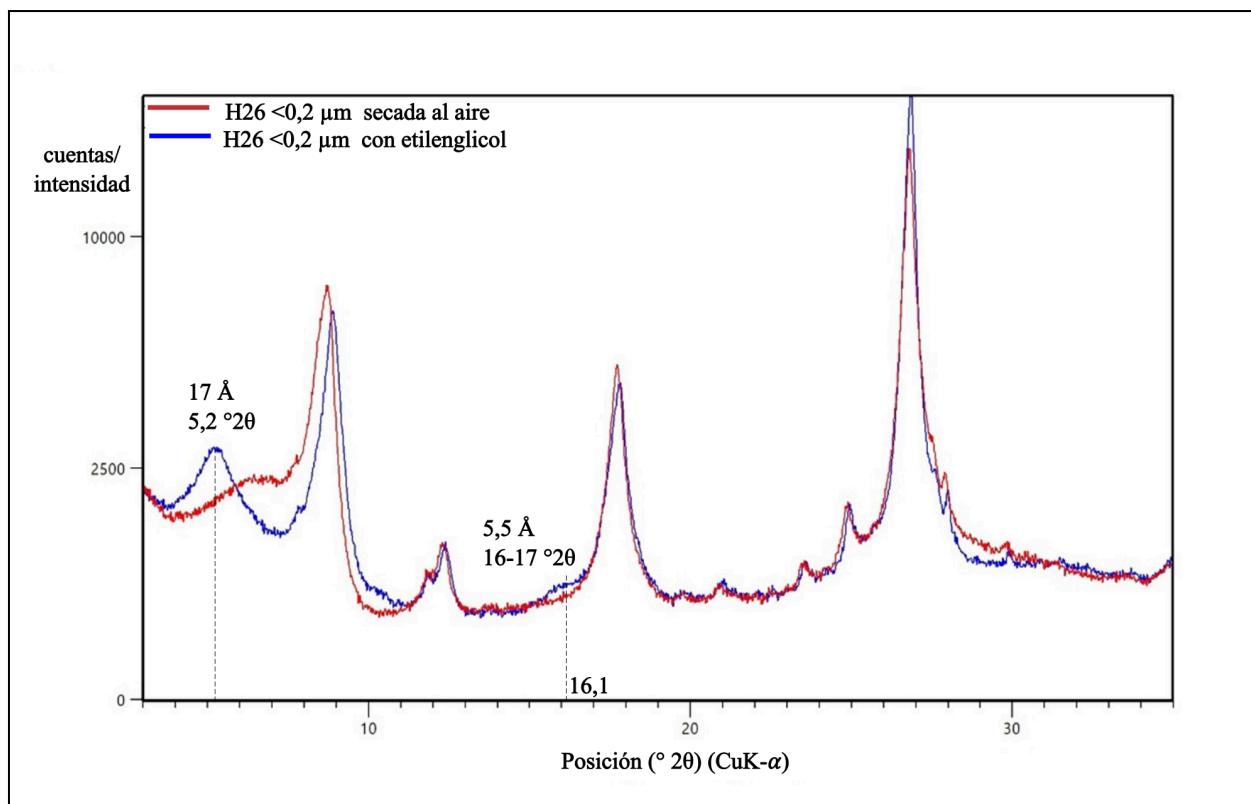


Figura 4.16. Patrón de difracción de rayos X entre 3 y 35 °2θ de fracción <0,2 μm de la muestra H26 secada al aire (línea roja) y solvatada con etilenglicol (línea azul). Se indican las reflexiones utilizadas para la estimación del porcentaje de esmectita e illita en I/S según Moore y Reynolds (1997).

4.4.2 Índice de Kübler (IK)

La medición del índice Kübler (IKCIS) de la fracción de grano más gruesa indica valores de 0,31 °2θ (en condiciones secas al aire y glicoladas), consistentes con condiciones epizónales de formación de la illita. En cambio, la fracción de grano <2 μm obtuvo índices de Kübler de 0,54 y 0,49 °2θ (en condiciones secas y glicoladas), que representan condiciones distintas: uno correlacionable a la diagénesis y otro a la anquizona inferior. En la fracción <0,2 μm, ambos valores de IK son consistentes con condiciones diagenéticas, siendo 0,66 y 0,58 °2θ en condiciones secas y glicoladas, respectivamente (Tabla 4.1).

Muestra	Unidad	Tamaño grano (μm)	K ₂ O (wt%)	⁴⁰Ar* (%)	Edad (Ma)	2σ (Ma)	Índice Kübler (°2θ)		Condiciones
							Seco al aire	Con glicol	
H26	Dacita con alteración fílica	2-6 <2 <0,2	6,14 7,22 6,03	72,03 40,17 25,78	11,6 7,8 7,4	0,3 0,3 0,3	0,31 0,54 0,66	0,31 0,49 0,58	Epizona Diagénesis/Anquizona inferior Diagénesis

Tabla 4.1. Edades K/Ar e índice Kübler recalibrados a CIS de las distintas fracciones granulométricas de la muestra H26.

4.4.3 Edad K/Ar

Los resultados de K/Ar obtenidos de la dacita H26 con alteración fílica de Magnata Alta brindan una edad más antigua de $11,6 \pm 0,3$ Ma para la fracción de grano de 6-2 μm , y dos edades más jóvenes, de $7,8 \pm 0,3$ Ma y $7,4 \pm 0,3$ Ma para las fracciones $<2 \mu\text{m}$ y $<0,2 \mu\text{m}$, respectivamente (Tabla 4.1).

4.5 Análisis estructural

En la localidad Sánchez, se relevaron estructuras T y R del sector occidental a central, que incluye la zona de oxidación y afloramientos de dacitas y su roca de caja carbonática (Figs. 4.17a, 4.17b, 4.17d). En conjunto, el análisis de los indicadores cinemáticos de Sánchez muestra una población principal de estructuras con orientación NE-SO con inclinación variable hacia el noroeste y sureste. Además, existen otras pocas estructuras de orientación N-S que inclinan hacia el oeste (Fig. 4.18a), y una población subordinada de orientación NE-SO y N-S de inclinación hacia el noroeste y este, respectivamente (Fig. 4.19a). La población principal NE-SO y N-S presenta una cinemática mayormente de rumbo dextral cuyos ejes cinemáticos de deformación principales son: X:05°/179°, Y:85°/001°, Z:00°/269° (Fig. 4.18a). La población subordinada NE-SO y N-S, en cambio, corresponde a las vetas de cobre color y otras vetas medidas en la dacita, y muestra una

cinemática de rumbo dextral con componente normal, con ejes de deformación: X:11°/297°, Y:52°/041° y Z: 37°/199° (Fig. 4.19a).

En la localidad Magnata, se realizaron mediciones sobre los distintos afloramientos de dacitas encontrados en la galería de Mina Magnata. El análisis de los indicadores cinemáticos en Mina Magnata muestra una población principal de estructuras ENE-OSO subverticales (Fig. 4.18b) y una población subordinada de estructuras NNO-SSE y NNE-SSO, con inclinación hacia el OSO y ESE, respectivamente (Fig. 4.19b). La población principal de estructuras ENE-OSO posee una cinemática de rumbo dextral, con ejes de deformación X 05°/221°, Y:86°/005° y Z:02°/121° (Fig. 4.18b). La población NNO-SSE y NNE-SSO exhibe una cinemática de rumbo dextral con componente normal, cuyos ejes de deformación son: X:20°/144°, Y:60°/014° y Z:21°/242° (Fig. 4.19b).

Además, en la galería de Mina Magnata se midió la orientación de la mineralización tipo skarn, que forma planos de rumbo N-S con inclinación de entre 50° y 70° hacia el oeste. Dicha orientación es aproximadamente concordante respecto a la estratificación de la caliza (S_0), medida en diferentes sectores a lo largo de la sierra de la Mina (NNE-SSO de inclinación entre 30° y 70° hacia el ONO), y los contactos medidos a lo largo de la sierra de Hualilán entre los cuerpos intrusivos dacíticos y la roca de caja carbonática de la Formación San Juan (NNO-SSE de inclinación >50° hacia el OSO) (Figs. 4.20a, 4.20b, 4.20c).

En el sector Magnata Alta, se relevaron estructuras de distintos afloramientos de dacitas con alteración fílica, incluyendo el punto de la muestra H26 (Fig. 3.1c). El análisis estructural de los indicadores cinemáticos de Magnata Alta muestra una población principal de estructuras de rumbo ONO-ESE subverticales (Fig. 4.18c), y una población de pocas estructuras de rumbo ENE-OSO e inclinación subvertical hacia el NNO (Fig. 4.19c). La solución dada por los indicadores cinemáticos de la población principal ONO-ESE

indica una cinemática mayormente de rumbo sinestral con una pequeña componente de desplazamiento normal. Los ejes de deformación son: X:04°/153°, Y:80°/267° y Z:10°/062° (Fig. 4.18c). La población subordinada ENE-OSO no presenta una solución cinemática consistente (Fig. 19c).

En la localidad de Sentazón, se relevaron estructuras T, R y estrías de falla en los afloramientos de diques andesíticos-dacíticos y su roca de caja carbonática (Figs. 3.1d, 4.17c). Los resultados estructurales muestran que los planos de falla principales en el sector tienen una orientación ONO-ESE e inclinación subvertical, con una cinemática mayormente de rumbo sinestral, cuyos ejes de deformación son: X:06°/158°, Y:83°/308° y Z:04°/067° (Fig. 4.18d). En el extremo este de Sentazón, el cuerpo intrusivo andesítico-dacítico aparece directamente en contacto con la dacita y está foliado. Localmente, la foliación se encuentra plegada, con pliegues mayormente apretados, con planos axiales y ejes subverticales (muestra H-5-15; Figs. 4.17f, 4.17g, 4.17h).

Con el objetivo de determinar si existe una consistencia entre las estructuras de las poblaciones subordinadas de las cuatro localidades estudiadas, se realizó el mismo procedimiento analítico del conjunto de datos. De los trece datos disponibles, solamente ocho de ellos muestran cierta consistencia en su cinemática. La mitad de las estructuras tiene una orientación NE-SO con inclinación de entre 35° y 80° hacia el NO, y la otra mitad tiene una orientación NNO-SSE y NE-SO con inclinación mayor a 50° hacia el OSO y SE, respectivamente. El resultado del análisis para el conjunto de estas estructuras indica una cinemática de rumbo dextral con una componente normal, cuyos ejes de deformación se orientan al X:03°/303, Y:61°/036° y Z:29°/210° (Fig. 4.19d).

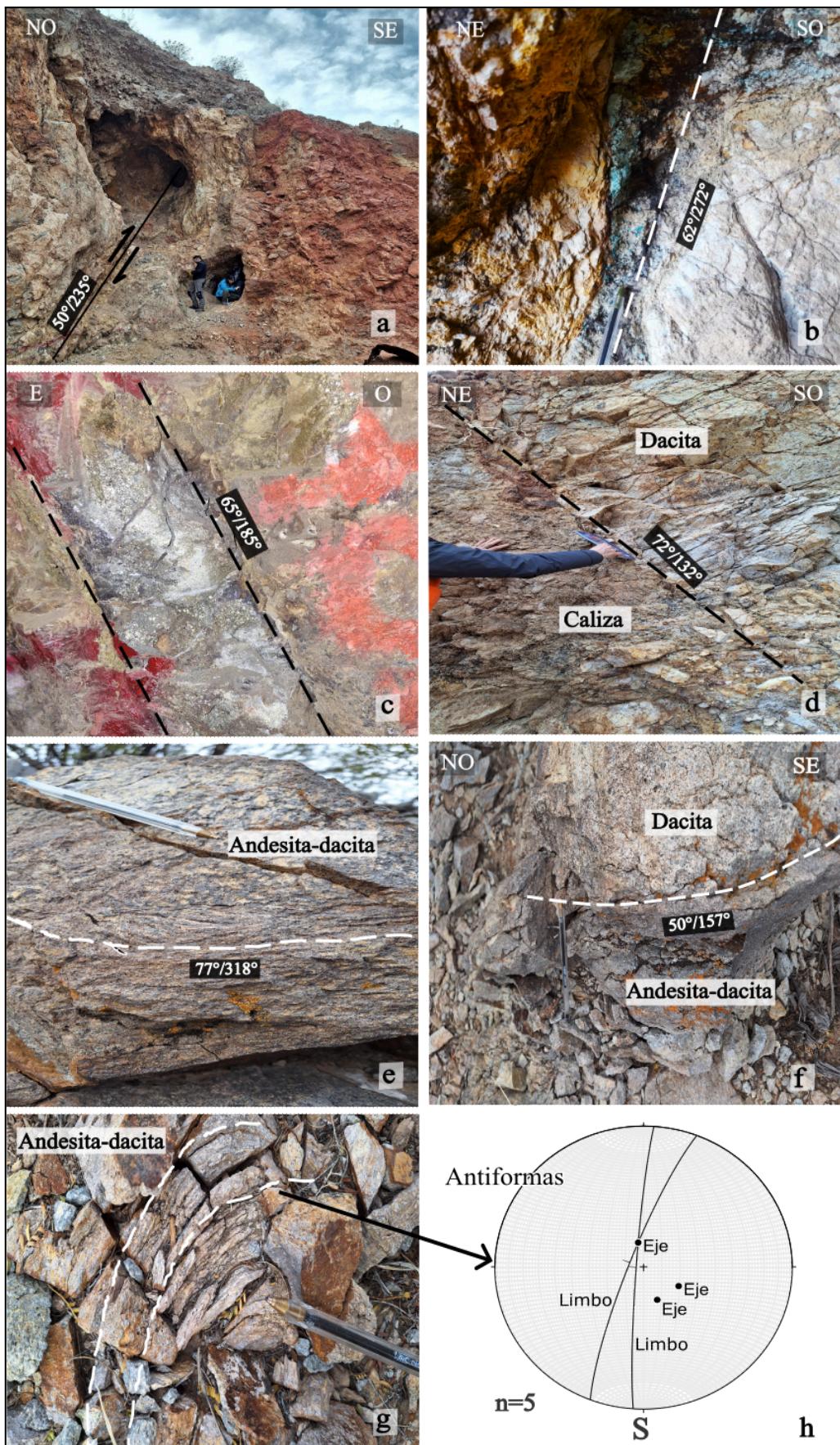


Figura 4.17. **a)** Fotografía de campo de la zona de oxidación de Sánchez, desarrollada sobre la roca de caja carbonática en cercanías a una intrusión dacítica, en zona de falla de rumbo ENE-OSO. Escala aproximada en base a personas (1,80 m). **(b)** Zona de cizalla frágil-dúctil con cinemática dextral indicada por estructuras tensionales con relleno de cobre color. **c)** Imagen de campo de la mineralización tipo skarn tomada de la galería de Mina Magnata. Medición de plano con mineralización de carbonatos y sulfuros, entre los cuales se observa pirita diseminada. **d)** Imagen de contacto entre la dacita y caliza de la Formación San Juan en la localidad de Sánchez. **e)** Detalle de la foliación de la andesita-dacita (muestra H-5-15) en la localidad de Sentazón. **f)** Contacto entre dacita y andesita-dacita en la localidad de Sentazón. **g)** Plegamiento y antiformas de la andesita-dacita en Sentazón. **h)** Proyección de límbos y ejes de pliegue medidos en Sentazón.

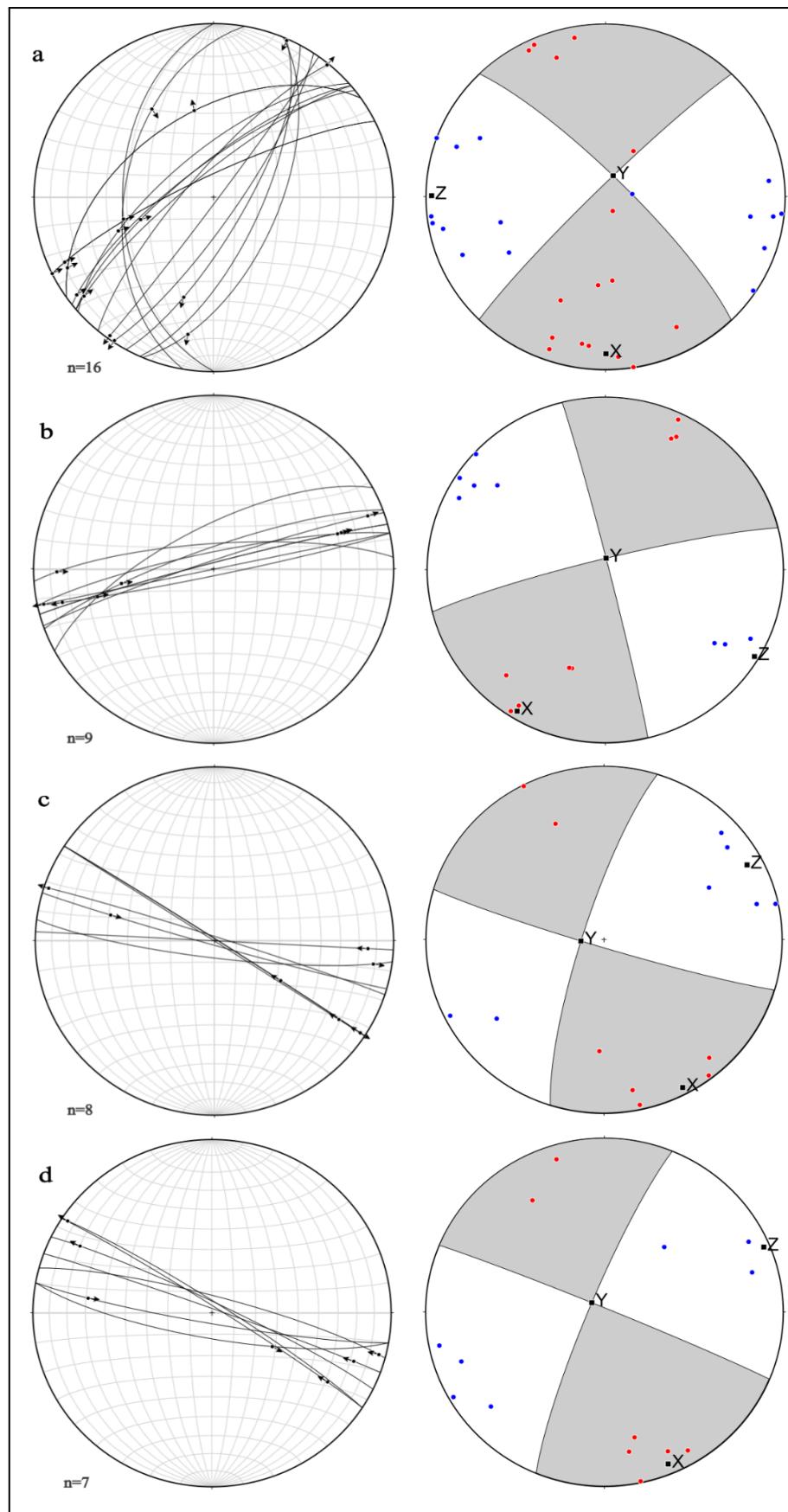


Figura 4.18. Proyección estereográfica (hemisferio inferior) de planos y vectores de desplazamiento (bloque de techo) de las estructuras relevadas y mecanismos focales con ejes P (presión, azul) y T (tensión, rojo) con solución de planos de falla: extensión (gris) y acortamiento (blanco), obtenidos utilizando Faultkinwin 8.3 (Marrett y Allmendinger 1990, Allmendinger *et al.* 2012) de las poblaciones de estructuras principales. Los ejes cinemáticos principales de deformación interna finita X (estiramiento), Y (intermedio) y Z (acortamiento) están presentes. **a)** Proyección de la población principal de estructuras de Sánchez, cuyo rumbo es NE-SO, de inclinación hacia el NO y SE, y algunas pocas estructuras N-S con inclinación hacia el O, y su correspondiente solución cinemática. **b)** Proyección de la población principal de estructuras de Mina Magnata, cuya orientación es ENE-OSO e inclinación subvertical, y su correspondiente solución cinemática. **c)** Proyección de la población principal de estructuras de Magnata Alta, cuya orientación es ONO-ESE e inclinación subvertical, y su correspondiente solución cinemática. **d)** Proyección de la población principal de estructuras de Sentazón, cuya orientación es ONO-ESE e inclinación subvertical, y su correspondiente solución cinemática.

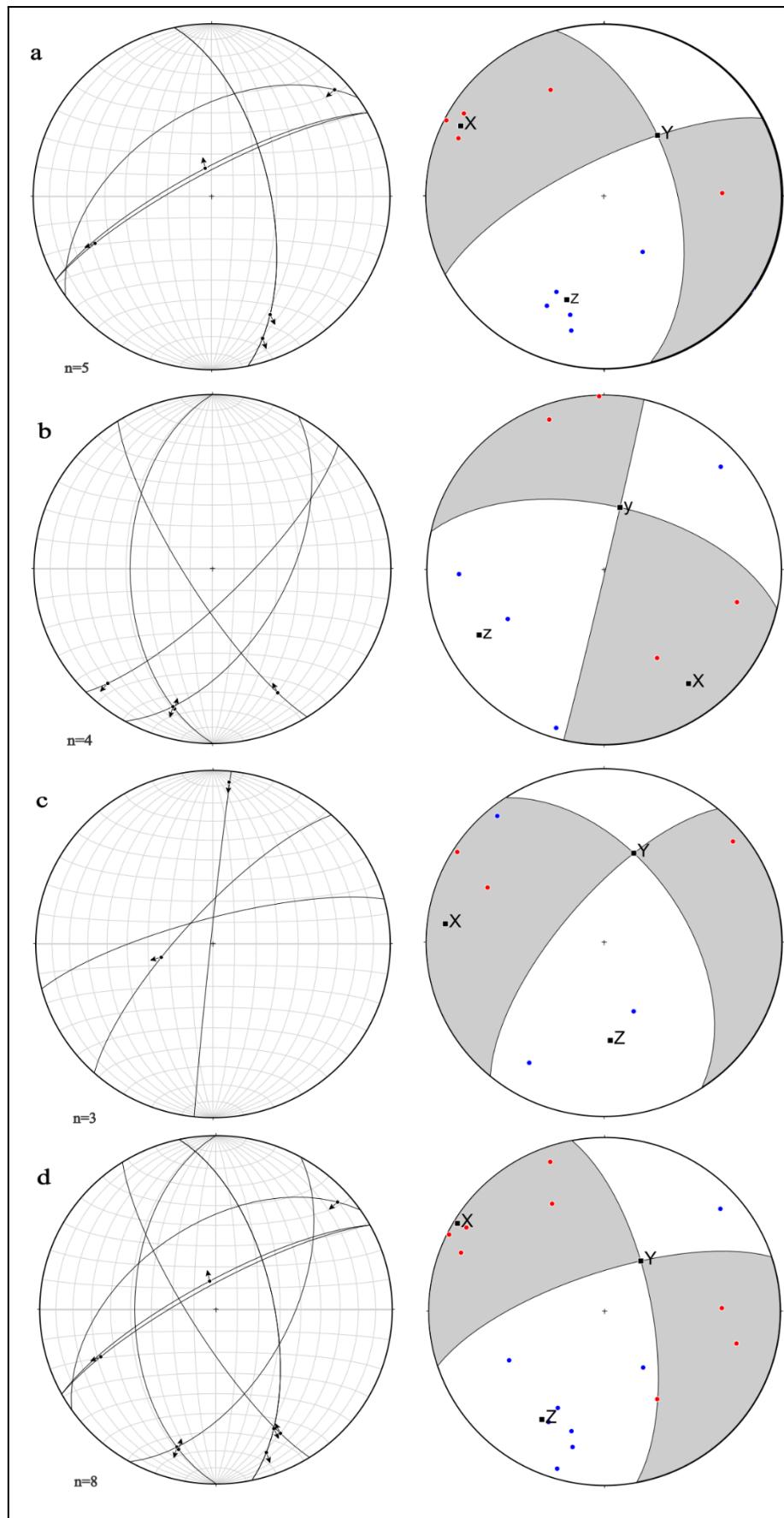


Figura 4.19. Proyección estereográfica (hemisferio inferior) de planos y vectores de desplazamiento (bloque de techo) de las estructuras relevadas y mecanismos focales con ejes P (presión, azul) y T (tensión, rojo) con solución de planos de falla: extensión (gris) y acortamiento (blanco), obtenidos utilizando Faultkinwin 8.3 (Marrett y Allmendinger 1990, Allmendinger *et al.* 2012) de las poblaciones de estructuras subordinadas. Los ejes cinemáticos principales de deformación interna finita X (estiramiento), Y (intermedio) y Z (acortamiento) están presentes. **a)** Proyección de la población subordinada de estructuras de Sánchez, cuyo rumbo es NE-SO y N-S de inclinación hacia el NO y E respectivamente, y su correspondiente solución cinemática. **b)** Proyección de la población subordinada de estructuras de Mina Magnata, cuyo rumbo es NNO-SSE y NNE-SSO, de inclinación OSO y ESE respectivamente, y su correspondiente solución cinemática. **c)** Proyección de la población subordinada de estructuras de Magnata Alta, cuyo rumbo es ENE-OSO e inclinación subvertical hacia el NNO, y su correspondiente solución cinemática. **d)** Proyección del conjunto de estructuras de las poblaciones subordinadas de todas las localidades, y su correspondiente solución cinemática.

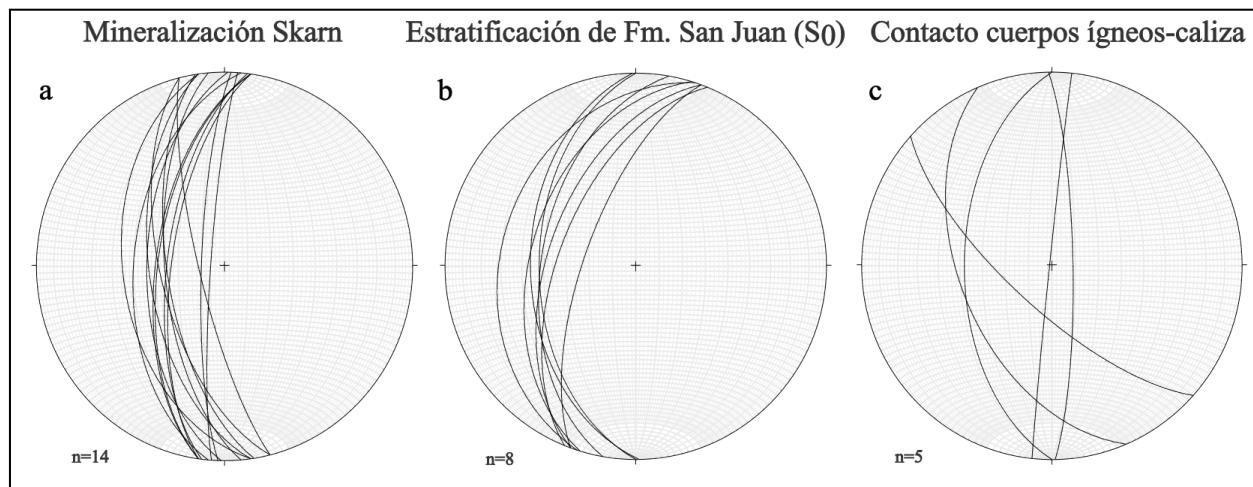


Figura 4.20. Proyección estereográfica de los planos de: **a)** La mineralización tipo skarn medidos en Mina Magnata. **b)** La estratificación (S_0) de la caliza de la Formación San Juan **c)** Los contactos de la caliza con los afloramientos de dacita medidos en distintos puntos de la sierra de la Mina.

5. DISCUSIÓN

5.1 Magmatismo y actividad hidrotermal

A partir de los datos obtenidos en el relevamiento de campo, las observaciones en testigos de perforación y el análisis de imágenes multiespectrales del área, se ha podido determinar la existencia de, por lo menos, dos unidades magmáticas aflorantes: la unidad dacítica y la unidad andesítica-dacítica. Los rasgos principales que las distinguen son visibles a escala de afloramiento y en muestra de mano, aunque no son distinguibles a escala microscópica, ya que ambas unidades clasifican petrográficamente como dacitas. Dicha diferencia también es clara a partir de datos geoquímicos de roca total (Bastías Torres, com. pers.). La presencia de fenocristales de cuarzo entre 0,5 y 1 cm es diagnóstica de la unidad dacítica, mientras que la unidad andesítica-dacítica suele reconocerse por su coloración más gris/castaña y el predominio de fenocristales de plagioclasa de alrededor de 0,4 cm, con presencia muy subordinada de fenocristales de cuarzo (<0,3 cm). La unidad dacítica es la principal unidad ígnea del área y se ubica a lo largo de todo el distrito, a ambos lados y sobre la sierra de la Mina. En la sierra, los cuerpos dacíticos intruyen a las calizas de la Formación San Juan como filones capa y, en menor medida, diques, y hacia los bordes forman stocks. Los cuerpos andesítico-dacíticos, en cambio, afloran solamente en Sentazón, sobre el flanco suroriental como diques orientados según la falla oblicua a la sierra, y aumentan su espesor hacia las pampas del este y oeste del distrito formando pequeños stocks. Hasta el momento, la caracterización en detalle de las unidades ígneas del distrito minero Hualilán no había sido realizada, ya que todas las rocas ígneas estaban agrupadas como dacitas (e.g., Pelichot 1976, Oriolo *et al.* 2014). Las unidades fueron estudiadas con mayor detalle por Logan (1999), donde son clasificadas en base a análisis químicos como dacitas y traquidacitas, si bien las asignó a un único grupo. En este sentido, la identificación de dos unidades ígneas y sus relaciones temporales se presenta por primera vez en este trabajo.

La relación temporal entre las dos unidades magmáticas fue determinada a partir de la relación de campo encontrada en la localidad de Sentazón. Los cuerpos correspondientes a la unidad andesítica-dacítica intruyen a la dacita y presentan una foliación mayormente magmática que se distingue por la orientación de forma de los cristales, un bandeamiento textural y bandas de microestructura cataclástica. A su vez, esta fábrica planar se desarrolla mayormente de forma paralela a la elongación ONO-ESE de los cuerpos. La orientación de forma de los fenocristales de plagioclasa y biotita, y la variación textural por bandas con diferente relación de abundancia fenocristales/pasta y tamaño de grano de los fenocristales, se interpretan como rasgos de origen magmático desarrollados a causa del flujo del magma en un ambiente subvolcánico. En cambio, el bandeamiento cataclástico se supone tardío a la foliación magmática en base a su relación de corte. Sin embargo, la continuidad con la matriz volcánica en su conjunto indica que, posiblemente, se haya dado en una etapa tardío-magmática como para, en respuesta a un esfuerzo de cizalla, comportarse localmente de forma frágil-dúctil (e.g., Tuffen *et al.* 2003). El desarrollo de la foliación magmática del cuerpo andesítico-dacítico aumenta hacia el contacto con la dacita, lo que es provocado por un efecto de borde por el contacto con la caja. Asimismo, la unidad andesítica-dacítica muestra comúnmente fenocristales fragmentados, lo cual la distingue también de la unidad dacítica.

Los resultados de la difracción de rayos X indican que la dacita habría sufrido, por lo menos, dos pulsos de alteración y formación de illita: un primer pulso cuyas condiciones de formación son de mayor temperatura (equivalente a la epizona, >300 °C), que dio lugar al desarrollo de illita con menor índice de Kübler, y un pulso de menor temperatura (equivalente a la diagénesis-anquizona inferior, <250 °C) que dio lugar a la formación de illita de mayor índice de Kübler. Las edades K/Ar para cada fracción granulométrica permitieron confirmar la existencia de dos pulsos de alteración, dentro de un mismo sistemas magmático-hidrotermal, y establecer su orden temporal. El primero, que

corresponde a la alteración de mayor temperatura, habría sucedido a los ca. 11,6 Ma y el segundo, de menor temperatura, a los ca. 7,8-7,4 Ma. Según Bastías Torres et al. (en prep.), la edad del primer pulso de magmatismo y alteración asociada podría extenderse hasta los ca. 8 Ma.

La clasificación de las alteraciones hidrotermales realizada a partir de los cortes petrográficos de ambas unidades muestra que las alteraciones más comunes en el distrito son la fílica, la de tipo SCC y la oxidación. Sólo una muestra de andesita-dacita posee alteración potásica. A su vez, algunos testigos de perforación confirman la presencia de la alteración fílica y SCC en la unidad dacítica, a través de la presencia de vetillas tipo D y SCC con sulfuros (pirita y calcopirita) (ver Sección 4.1). Las alteraciones potásicas y de tipo SCC son alteraciones tardío-magmáticas provocadas por los fluidos que se liberan durante la cristalización de magmas ácidos e intermedios, y son típicas alteraciones de pórfidos. En un sistema hidrotermal tipo, la alteración SCC precede temporalmente a la alteración fílica, y por lo tanto es de mayor temperatura, pero es posterior a la fase de alteración potásica. El reconocimiento de la alteración potásica y SCC es importante, ya que puede tener asociada una mineralización hipogénica de cobre (calcopirita \pm bornita) (Sillitoe y Gappe 1984, Sillitoe 2010). Estas evidencias demuestran que existe en el distrito un tipo de alteración de mayor temperatura, de posible potencial económico y proveniente de una actividad hidrotermal que podría estar asociada a alguna de las unidades ígneas reconocidas en superficie u otro cuerpo en profundidad (ver Sección 5.3).

A partir del análisis de imágenes multiespectrales y los relevamientos de campo, se determinaron dos grandes zonas de oxidación supergénica, ubicadas en Sánchez y Sentazón. Estas zonas posiblemente se hayan formado por la alteración de los sulfuros primarios.

Si bien los análisis petrográficos parecen indicar que la intensidad de alteración es homogénea en las muestras analizadas, siendo de suave a moderada, los resultados podrían ser poco representativos o abarcativos, ya que el relevamiento de campo y el análisis de las imágenes multiespectrales resaltan una variación en la intensidad de la alteración a lo largo del distrito. El contraste muestra que, en líneas generales, los cuerpos intrusivos en el flanco occidental poseen mayor intensidad de alteración que los del oriental, pero sobre todo, la mayor intensidad se encuentra en los sectores cercanos a la sierra donde ocurre el cruce entre dos o más estructuras oblicuas (ver Sección 5.3).

La asociación mineralógica del skarn descripta (ver Sección 4.1) es consistente con la definida por Logan (1999). La mineralización de piroxenos correspondería a la etapa de skarn progrado, y los sulfuros (pirita y calcopirita, entre otros) a la etapa retrógrada del skarn. Las observaciones realizadas en la Mina Magnata y en testigos de perforación indican que la mineralización de skarn se limita al contacto entre los filones de dacita y los niveles carbonáticos (ver Resultados 4.1). En Magnata Alta, además, se identificó la presencia de granate en un nivel de chert rico en materia orgánica de la Formación San Juan, lo que podría apoyar la propuesta de que el metasomatismo se habría concentrado específicamente en dichos niveles (Logan 1999).

El primer pulso hidrotermal, determinado a partir de la datación en la unidad dacítica, cuyos fluidos habrían tenido una temperatura superior a 300 °C, sería correlacionable, en términos de temperatura de formación, con los estadios de actividad hidrotermal I, II y III establecidos por Logan (1999), y los dos pulsos de circulación de fluidos post-magmáticos al skarn definidos por Bengoechea y Mas (2006). En conjunto, incluyen la formación de endo- y exoskarn, más la alteración del cuerpo intrusivo y la alteración hipógena de los sulfuros primarios. El segundo pulso, sin embargo, podría corresponder a una etapa magmático-hidrotermal posterior, cuyo significado metalogenético es todavía incierto (ver Sección 5.3).

5.2 Controles estructurales

Los resultados del análisis cinemático en zonas de cizalla frágil-dúctil, en conjunto a la interpretación de las imágenes satelitales y multiespectrales y los datos obtenidos en el relevamiento de campo, han permitido agrupar las estructuras del distrito minero Hualilán en dos grupos principales: fallas inversas de orientación N-S, principalmente representadas por la falla Hualilán; y un segundo grupo, que consiste en fallas subverticales de orientación mayormente ENE-OSO y ONO-ESE, de cinemática de rumbo dextral y sinistral, respectivamente, con una pequeña componente de deslizamiento normal. El segundo grupo de fallas atraviesa de forma oblicua la sierra, cortando la falla Hualilán y generando desplazamiento lateral en algunos segmentos. La relación de corte entre ambos grupos de fallas permite definir su relación temporal, siendo aquellas oblicuas posteriores a los corrimientos N-S.

La falla Hualilán posee vergencia hacia el este, está ubicada sobre el flanco oriental de la sierra de la Mina, y es responsable del levantamiento y plegamiento de la Formación San Juan que da lugar a dicho relieve (e.g., Furque 1983, Cuerda y Furque 1981). La orientación y cinemática del grupo de estructuras N-S es consistente, a escala regional, con los corrimientos de la faja plegada y corrida de piel fina que conforman la Precordillera Central (Siame *et al.* 2005, Oriolo *et al.* 2012). Los trabajos de Jordan *et al.* (1993, 2001) y Zapata y Allmendinger (1996) proveen información estructural y geocronológica que demuestra que el levantamiento principal de la faja plegada y corrida de la Precordillera Central se habría dado entre los 13 y 9 Ma, aunque los datos de termocronología de basamento de Fosdick *et al.* (2015) proponen que podría haber empezado unos ca. 6-2 My antes.

Las mediciones estructurales en Mina Magnata demuestran que los filones dacíticos, la estratificación de su roca de caja carbonática y los planos de mineralización del skarn poseen una orientación aproximadamente N-S, consistente con la orientación de la falla Hualilán (ver Sección 4.5). Por esta razón, es posible considerar que la mineralización de skarn no sólo habría tenido un control estratigráfico, como se expresa anteriormente, sino también estructural. En este contexto, la intrusión dacítica, la mineralización de skarn y la alteración hidrotermal asociada documentadas a los ca. 11,6 Ma, habrían sido coetáneas, si bien quizás tardías, con respecto a la formación de la faja plegada y corrida de la Precordillera Central.

Por otro lado, las fallas oblicuas a la sierra de la Mina fueron mapeadas en las imágenes satelitales y multiespectrales aplicando el control de campo, y su cinemática y orientación fue obtenida a partir del análisis de indicadores cinemáticos, en línea con los resultados de estudios estructurales previos de Oriolo *et al.* (2014, 2015). En la localidad de Sentazón, los diques de la unidad andesítica-dacítica se encuentran dispuestos según la orientación de la falla Sentazón, poseen formas sigmoidales características de una intrusión controlada por cizallamiento, y forman pliegues de la foliación con geometría típica de una deformación dominante de rumbo (e.g., Jones *et al.* 2004), que es consistente con la cinemática determinada (ver Sección 4.5). En conjunto, estas características sugieren que la unidad andesítica-dacítica se habría emplazado de forma coetánea a la actividad de las fallas oblicuas de la sierra de la Mina.

Además, se ha identificado que los afloramientos de la unidad andesítica-dacítica continúan más allá de los bordes de la sierra, siguiendo el rumbo de la falla Sentazón. En congruencia con lo indicado por los estudios aeromagnetométricos realizados por Oriolo *et al.* (2014), se propone que las fallas oblicuas posiblemente continúen por debajo de la cubierta cuaternaria que cubre la pampa.

La presencia de estructuras oblicuas ENE-OSO y ONO-ESE fue descripta por Zapata (1998) en el ámbito de la Precordillera y alrededores. Pelichotti (1976) y Oriolo *et al.* (2014) proponen que dichas estructuras habrían estado activas en un pulso posterior a la deformación andina que dio lugar a la faja plegada y corrida de la Precordillera. A su vez, Oriolo *et al.* (2014) relaciona las estructuras oblicuas al sistema de estructuras ONO-ESE de rumbo sinistral del Lineamiento de Pie de Palo Norte (Zapata 1998), definido por Martínez y Colombi (2011) como el límite de una cuenca de rift mesozoica al noroeste de la Sierra de Pie de Palo (Fig. 2.1). Los resultados cinemáticos del trabajo de Oriolo (2012) sugieren que la activación de las fallas oblicuas podría haber comenzado entre los 9 y 6 Ma.

En base a la identificación de dos sistemas de estructuras de distinta orientación y cinemática, el establecimiento de su temporalidad relativa, el reconocimiento de dos pulsos magmáticos distintos, y dos pulsos de alteraciones hidrotermales de distinta temperatura, cuyas edades fueron establecidas por datos K/Ar, es posible definir dos pulsos de deformación-magmatismo-actividad hidrotermal: el primero comprendería la estructuración de la faja plegada y corrida de la Precordillera Central (ca. 19-9 Ma), a la que posiblemente estaría asociada la intrusión de la unidad dacítica. La intrusión de este cuerpo habría generando la alteración fílica cuya edad K/Ar es ca. 11,6 Ma, y la mineralización de skarn en el contacto con las calizas, siendo relativamente tardías con respecto a la estructuración de la faja plegada y corrida (Fig. 5.1a). Posteriormente, el segundo evento de deformación habría dado lugar a la reactivación de las estructuras oblicuas (ca. 8-7 Ma), posiblemente heredadas del basamento preandino. Su actividad habría controlado el emplazamiento de la unidad andesítica-dacítica y el desarrollo del segundo pulso de alteración hidrotermal, sobreimpuesto sobre la dacita y la primera etapa de alteración asociada (Figs. 5.1b; 5.1c).

En base a lo analizado anteriormente, se interpreta que el mecanismo estructural que predominó durante el primer pulso de deformación-magmatismo-actividad hidrotermal es el de *falla válvula* (Sibson 1990; Fig. 5.1d). Por este mecanismo, durante la compresión, el esfuerzo tectónico tiende a bloquear el paso de fluidos a través de la falla (válvula cerrada) y aumentar su presión, hasta el punto de superar la presión litostática y generar ruptura/deslizamiento de la falla. Cuando ocurre el movimiento sísmico y se generan estructuras tensionales entre la falla y sus paredes, los fluidos se desplazan llenando dichas cavidades y precipitan debido al descenso de la presión de fluidos (válvula abierta). Siguiendo este modelo, el esfuerzo local generado por el emplazamiento magmático de la unidad dacítica y la presión de los fluidos hidrotermales asociados podría haber vencido al esfuerzo regional y local que dio lugar a la formación de las estructuras inversas N-S, en una etapa tardía de generación de las mismas. La intrusión magmática, el ascenso de los fluidos hidrotermales y la mineralización durante el primer pulso se dieron a través de los planos de estratificación de los niveles carbonáticos de la Formación San Juan, superando además, el esfuerzo de cizalla interestratal.

En cambio, el segundo pulso de deformación-magmatismo-actividad hidrotermal se habría caracterizado por un comportamiento de tipo *bomba de succión* (Sibson 1990; Fig. 5.1e). En el caso de las fallas oblicuas a la sierra, su cinemática respecto a las estructuras compresivas les habría conferido la capacidad de, durante la activación sísmica, ser zonas de baja presión y, por lo tanto, vías de succión de los fluidos hidrotermales asociados al magmatismo andesítico-dacítico en zonas tensionales y/o dilatantes. A su vez, es posible que otros mecanismos tales como *fracture mesh* (Sibson y Scott 1998) hayan contribuido también, fundamentalmente en sectores de intersección de estructuras de diferente orientación, como se infiere para el caso de las zonas de oxidación.

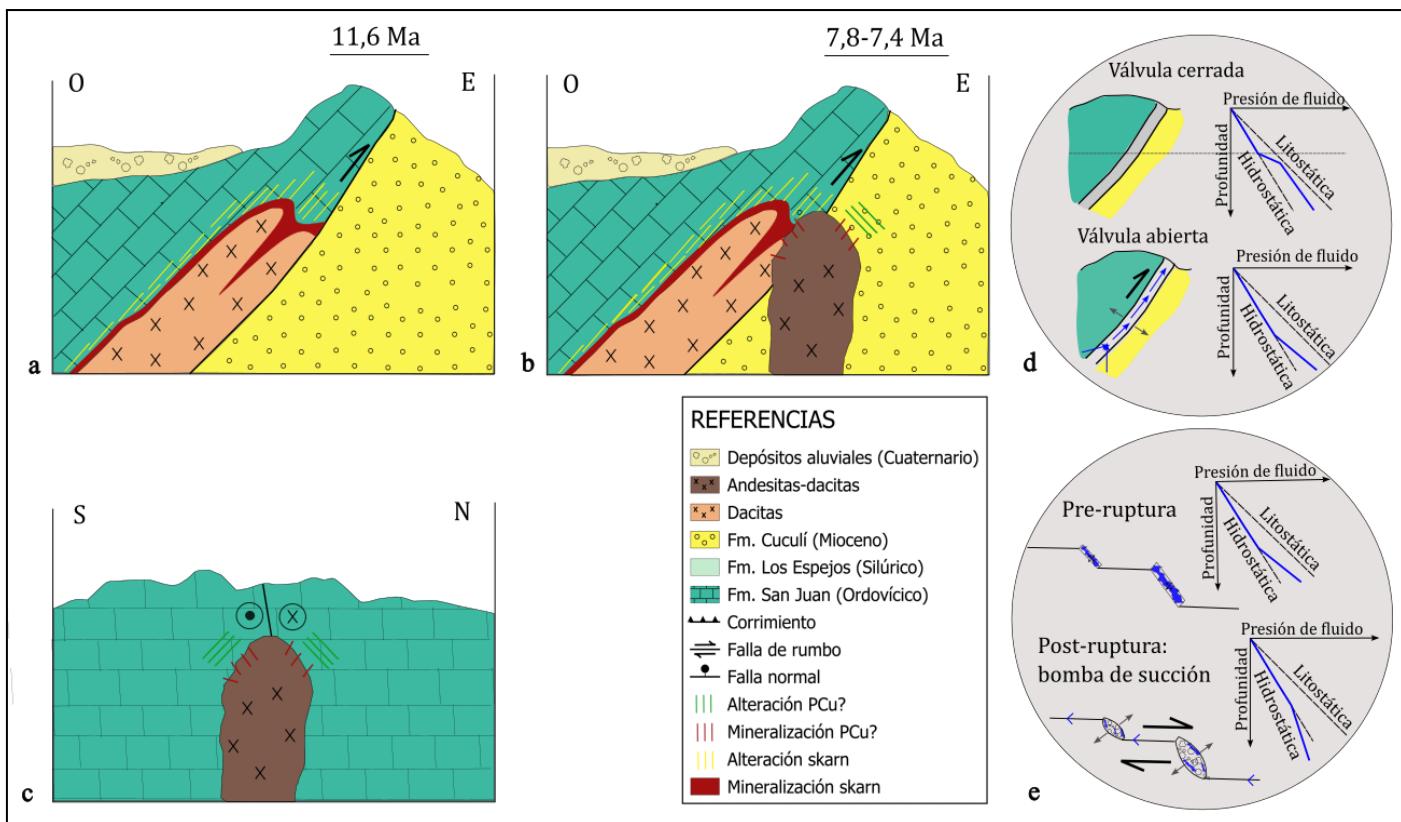


Figura 5.1. Modelo evolutivo estructural-magmático-hidrotermal para el distrito minero Hualilán. **a)** Intrusión de la unidad dacítica controlada por las estructuras inversas N-S asociadas a la formación de la faja plegada y corrida de la Precordillera Central, generando la alteración fílica cuya edad K/Ar es ca. 11,6 Ma, y la mineralización de skarn en el contacto con las calizas. **b y c)** Emplazamiento de la unidad andesítica-dacítica controlado por las estructuras oblicuas, y desarrollo del segundo pulso de alteración y mineralización hidrotermal (ca. 8-7 Ma), sobreimpuesto sobre la dacita y la primera etapa de alteración asociada. **d)** Modelo conceptual del mecanismo *falla válvula* (Sibson 1990), que predominó durante el primer pulso de deformación-magmatismo-actividad hidrotermal. **e)** Modelo conceptual del mecanismo *bomba de succión* (Sibson 1990), que predominó durante el segundo pulso de deformación-magmatismo-actividad hidrotermal.

5.3 Implicancias para la exploración

La mineralización primaria de interés del distrito minero Hualilán ha sido hasta el momento la pirita con oro vinculada a un modelo de skarn de zinc (Bengochea *et al.* 1988, Logan 1999, Taurà *et al.* 2000, Jenks 2003). De acuerdo a las evidencias mencionadas anteriormente, el skarn se asocia al primer pulso magmático, de composición dacítica, cuya intrusión estuvo controlada por la actividad de los corrimientos N-S, y generó el primer pulso de alteración hidrotermal debido al ascenso de los fluidos hidrotermales a través del mecanismo de *falla válvula*. Pero, además de ese pulso magmático, se ha identificado un pulso magmático-hidrotermal posterior, de composición andesítica-dacítica, cuya intrusión fue coetánea a la actividad de las fallas oblicuas a la sierra, por las cuales se dio el ascenso de los fluidos hidrotermales asociados a través del mecanismo de *bomba de succión*.

Sin embargo, el rol del pulso magmático andesítico-dacítico en la formación de mineralizaciones de interés es incierto. En primer lugar, las relaciones temporales entre ambos pulsos sugieren que, al menos, la deformación a lo largo de estructuras oblicuas podría generar una fuerte segmentación de la mineralización de skarn, por lo que es fundamental su caracterización desde el punto de vista exploratorio. Por otra parte, la empresa minera Golden Mining S.A. ha informado recientemente el descubrimiento de un *target* de cobre en profundidad (Challenger Gold Limited 2024). El hallazgo posee valores de concentración de cobre entre 800 y 6230 ppb, además de una concentración considerable de metales como plata, molibdeno, entre otros. En base a este reporte oficial de una posible nueva mineralización en profundidad con altas concentraciones de cobre, más la determinación de alteraciones tipo SCC y potásica sobre las unidades ígneas descritas en este trabajo, se propone la posibilidad de la existencia de una mineralización de tipo pórfito de cobre, no expuesta en superficie, que podría estar vinculada al pulso magmático andesítico-dacítico.

En cuanto a las estructuras, el descubrimiento de la anomalía de cobre por debajo de la cubierta sedimentaria apoya la posibilidad de que las estructuras oblicuas continúen por debajo de la pampa, en línea con datos geofísicos previos (Oriolo *et al.* 2014), y por lo tanto, las mismas mineralizaciones que fueron detectadas y propuestas sobre la sierra también podrían extenderse en profundidad. Además, se resalta la relevancia de las estructuras oblicuas en la prospección de depósitos de interés económico, ya que, por un lado, el mecanismo de *bomba de succión* suele ser más eficaz para concentrar fluidos que el de *falla válvula*, siendo además los sectores que muestran mayor intensidad de alteración hidrotermal y supergénica, lo que demuestra que son zonas de alta permeabilidad y, por lo tanto, de mayor potencial mineralizante. De todos los sectores, se considera que especialmente las zonas de intersección de estructuras, tanto oblicuas como inversas, son aquellos de mayor interés económico, como controles para el desarrollo de potenciales clavos mineralizados.

6. CONCLUSIONES

El distrito minero aurífero Hualilán, ubicado en la Precordillera Central de San Juan, muestra evidencias de dos pulsos magmáticos claramente diferenciados, los cuales están íntimamente ligados a los procesos deformacionales que controlaron la mineralización y alteración hidrotermal en el área. Los resultados obtenidos permiten establecer las siguientes conclusiones:

- A través de la datación K/Ar en micas blancas de grano fino hidrotermal, se obtuvieron las primeras edades para la mineralización del distrito Hualilán: $11,6 \pm 0,3$ Ma (fracción de grano 6-2 μm), $7,8 \pm 0,3$ Ma ($<2 \mu\text{m}$), y $7,4 \pm 0,3$ Ma ($<0,2 \mu\text{m}$). Estas edades fueron utilizadas para la determinación de, por lo menos, dos pulsos de magmatismo y mineralización/alteración hidrotermal (parte de un mismo gran sistema magmático) y dos pulsos de deformación sucedidos durante el Mioceno.
- Primer pulso magmático dacítico (ca. 11,6-8 Ma): este pulso magmático se produjo de forma coetánea, si bien siendo posiblemente tardío, a la deformación andina que dio lugar a la faja plegada y corrida de la Precordillera Central. Las fallas inversas de orientación N-S, como la falla Hualilán, jugaron un rol fundamental en la intrusión de los magmas y fluidos hidrotermales, operando bajo el mecanismo de *falla válvula*. Estas fallas controlaron el ascenso del magmatismo dacítico y de los fluidos hidrotermales, que dieron lugar a la mineralización de skarn en la intrusión con las calizas de la Formación San Juan y a la alteración fílica asociada en las zonas de contacto.
- Segundo pulso magmático andesítico-dacítico (ca. 8-7 Ma): este segundo pulso magmático estuvo asociado a la reactivación de fallas oblicuas con orientación

ENE-OSO y ONO-ESE de cinemática mayormente dextral y sinistral, respectivamente. Estas estructuras, mediante el mecanismo de *bomba de succión*, promovieron el emplazamiento de los cuerpos, la circulación de fluidos hidrotermales asociados y la alteración fílica resultante, y posiblemente también una alteración potásica y tipo SCC.

- Los relevamientos de campo y la interpretación de las alteraciones a través de imágenes multiespectrales indican que las zonas de cruce entre estructuras (sobre todo entre fallas oblicuas) podrían haber actuado como focos de concentración de los fluidos, lo que resalta su potencial para la explotación minera.
- La identificación de alteración SCC (sericitita-clorita-cuarzo) y una alteración potásica sugiere la posible presencia de un cuerpo en profundidad con características de un depósito tipo pórfido. Este escenario es apoyado por el reciente hallazgo de un *target* de cobre reportado por la empresa minera en el área, lo que sugiere la existencia de un evento posterior de mineralización, potencialmente con mena de cobre en profundidad y posiblemente asociado al segundo pulso de deformación.

APÉNDICE A: Informes petrográficos

- **H26** ($30^{\circ}44'00,57''S$; $68^{\circ}57'03,66''O$)

Textura

Roca volcánica de textura porfírica, en la que se observan fenocristales (55 %) inmersos en una pasta de textura felsítica (45 %).

Fenocristales

La plagioclasa (55 %) se presenta en cristales de hábito tabular y formas euhedrales, cuyo tamaño varía de 1,40 a 0,25 milímetros. En algunos individuos se reconoce la característica macla polisintética, zonación inversa y una leve textura cribada (Fig. 4.8a). Los fenocristales de plagioclasa se observan reemplazados por micas blancas de grano fino, con una intensidad que va de suave a moderada, y por carbonatos que se distribuyen siguiendo la zonación.

El cuarzo (20 %) se presenta en fenocristales subhédrales de forma redondeada y bordes engolfados, cuyo tamaño varía entre 1,5 y 0,5 milímetros. Este mineral se encuentra fresco.

Las folias de biotita (15 %) presentan formas subhédrales y su tamaño varía entre 0,25 y 2,5 milímetros. La mayoría de cristales están frescos; aunque algunos individuos se observan levemente alterados.

Los fenocristales de anfíbol (10 %) presentan formas euhedrales a subhédrales y tamaños de alrededor de 0,75 milímetros. Se encuentran completamente reemplazados

por una asociación de micas blancas de grano fino, agregados de filosilicatos con alto relieve, cristales opacos en sus bordes (posiblemente de pirita) y motas de óxidos de hierro (Fig. 4.8b).

Pasta

La pasta (45 %) presenta textura felsítica y está compuesta principalmente por un mosaico de feldespato alcalino anhedral (35 %), cuarzo (35 %) de formas anhedrales, algunos microlitos de plagioclasa (20 %), minerales máficos (5 %) y un fino diseminado de minerales opacos con hábito cúbico, posiblemente pirita (5 %). Dispersos en la pasta, se reconocen circones y apatitas euhedrales. En general, la pasta se encuentra en estado fresco.

Los valores recalculados de los porcentajes de los minerales son: plagioclasa (40 %), cuarzo (27 %), feldespato alcalino (16 %), biotita (9 %), anfíboles (7 %) y minerales opacos (1 %).

De acuerdo a los valores de Q (33 %), A (28 %), P (72 %) y F (0 %), la roca clasifica como dacita del campo 4 del diagrama QAPF para rocas volcánicas.

Alteración

Dacita con alteración moderada, de tipo penetrativa, a una asociación de micas blancas de grano fino + pirita, carbonato + óxidos (alteración fílica).

- **H2 (30°42'29,45"S; 68°56'26,18"O)**

Textura

Roca volcánica de textura porfírica, donde se observan fenocristales (60 %) inmersos en una pasta de textura felsítica (40 %).

Fenocristales

La plagioclasa (50 %) se presenta en cristales de formas euhedrales a subhedrales, cuyo tamaño varía entre 1,6 y 0,5 mm, con macetas polisintética y zonación. Algunos individuos se encuentran ligeramente fracturados y, esas fracturas, llenas por feldespato y micas blancas de grano fino en forma de vetillas/bandas (Fig. 4.7a). Además, se reconocen inclusiones de cuarzo secundario. En general, los cristales se observan levemente alterados a micas blancas de grano fino, sobre todo en los bordes.

El cuarzo (15 %) se presenta en cristales de tamaños que varían entre 1,6 y 0,25 mm de diámetro, cuyos bordes son redondeados y engolfados. Están mayormente en estado fresco.

La biotita (20 %) se presenta en cristales euhedrales a subhedrales, cuyo tamaño varía entre 1,25 a 0,25 mm de largo en su eje mayor. Estos fenocristales poseen inclusiones de circón, se encuentran levemente corroídos y alterados a micas blancas.

Los fenocristales de anfíbol (10 %) presentan forma subhedral, con una longitud en su eje mayor que varía entre 1,5 y 0,75 milímetros. Los individuos se observan fuertemente alterados a micas blancas de grano fino, carbonatos, óxidos y un filosilicato de birrefringencia alta y coloración verdosa (Fig. 4.7b) que podría corresponder a un intercrecimiento de clorita y esmectita. En su conjunto, la alteración está presente también en la pasta, posiblemente por obliteración total de otros cristales que ya no pueden ser identificados. Además, algunos cristales de anfíboles contienen rellenos de sílice

secundaria e inclusiones de rutilo, con óxidos asociados, que en conjunto forman bandas vermiculares.

Los fenocristales de titanita (5 %) poseen formas euhedrales, cuyo tamaño no supera los 1 mm de longitud, y están en estado fresco.

Pasta

La pasta (40 %) presenta textura felsítica y está compuesta por feldespato alcalino anhedral (35 %), cuarzo (35 %), plagioclasa (15 %), minerales opacos (5 %), anfíbol (5 %) y biotita (5 %). La pasta está levemente alterada a una asociación de micas blancas de grano fino, carbonato, óxidos e intercrecimientos de clorita y esmectita.

Los valores recalcados de los porcentajes de los minerales son: plagioclasa (36 %), cuarzo (23 %), feldespato alcalino (14 %), biotita (14 %), anfíboles (8 %), titanita (3 %) y minerales opacos (2 %).

De acuerdo a los valores de Q (32 %), A (28 %), P (72 %) y F (0 %), la roca clasifica como dacita del campo 4 del diagrama QAPF para rocas volcánicas.

Alteración

Dacita con alteración suave a moderada, de tipo penetrativa, a: feldespato (feldespatización), a una asociación de intercrecimientos de clorita y esmectita + micas blancas de grano fino + óxidos que reemplazan a sulfuros (posiblemente pirita) + carbonatos (alteración tipo SCC), y una asociación de micas blancas de grano fino + cuarzo + sulfuros + rutilo (alteración fílica).

- **H13 (30°43'59,6"S; 68°57'40,39"O)**

Textura

Roca volcánica de textura porfírica a glomeroporfírica, donde se observan fenocristales (55 %) inmersos en una pasta de textura felsítica (45 %).

Fenocristales

La plagioclasa (40 %) se presenta en fenocristales de forma euhedral a subhedral que exhiben macla polisintética y zonación, cuyos tamaños varían entre 1,2 y 4 milímetros. Los fenocristales están cribados y moderadamente alterados a micas blancas de grano fino, acompañada de carbonatos y óxidos. Además, en la mayoría de cristales es posible identificar un relleno de otro feldespato que forma venillas. La mayoría de los cristales de plagioclasa presentan inclusiones de apatito y circón.

El cuarzo (25 %) se presenta en formas euhedrales a subhedrales, cuyo diámetro promedio es de 3 milímetros. Dichos fenocristales se presentan frescos y con bordes engolfados.

El mineral máfico dominante es el anfíbol (15 %), el cual se reconoce por sus secciones prismáticas, de formas euhedrales. En la muestra es posible reconocer dos modas de anfíboles (Fig. 4.6a; Fig. 4.6b): una, cuyos cristales poseen mayor tamaño entre 1 y 2 milímetros y están completamente alterados a clorita, epidoto y óxidos; y otra moda de cristales más pequeños, cuyo tamaño varía entre 0,5 y 1 mm, que poseen una alteración fuerte a carbonato, micas blancas de grano fino y óxidos. La diferencia en la alteración sugiere que la roca habría tenido originalmente dos anfíboles de composiciones distintas. En ambos tipos, es posible identificar inclusiones de apatita, titanita y circones.

Los fenocristales de biotita (10 %) se presentan en formas subhédrales a euhédrales, cuyo tamaño varía entre 1 y 3 milímetros. La biotita en esta muestra se encuentra casi totalmente reemplazada por muscovita, que está, además, vinculada a una asociación de micas blancas de grano fino, clorita y óxidos.

La titanita (5 %) está presente como fenocristales euhédrales de hasta 0,75 mm y como inclusión en los fenocristales de anfíboles. Poseen una alteración moderada a óxidos y micas blancas de grano fino.

El apatito (5 %) se reconoce como inclusiones y como pequeños fenocristales de 0,5 mm, por su relieve medio y formas prismáticas hexagonales.

Pasta

La pasta (45 %) presenta textura felsítica y está compuesta por feldespato alcalino (35 %), cuarzo (35 %), microlitos de plagioclasa (20 %), máficos (5 %) y minerales opacos (5 %). Todos tienen formas anhédrales y tamaño menor a 0,5 milímetros. La pasta está moderadamente alterada a micas blancas de grano fino y posee parches de carbonatos.

Los valores recalculados de los porcentajes de los minerales son: plagioclasa (31 %), cuarzo (29 %), feldespato alcalino (16 %), anfíbol (9 %), biotita (7 %), titanita (3 %), apatito (3 %) y minerales opacos (2 %).

De acuerdo a los valores de Q (39 %), A (34 %), P (66 %) y F (0 %), la roca clasifica como dacita del campo 4 del diagrama QAPF para rocas volcánicas.

Alteración

Dacita con alteración suave, de tipo penetrativa, a: mayormente clorita + muscovita +/- carbonatos, epidoto y óxidos (alteración tipo SCC), y a feldespatos (feldespatización).

- **H22** (30°44'20,07"S; 68°56'48,77"O)

Textura

Roca volcánica de textura porfírica, en donde se observan fenocristales (70 %) inmersos en una pasta de textura felsítica (30 %).

Fenocristales

La plagioclasa (50 %) se presenta en cristales con hábito tabular, forma euhedral a subhedral, de bordes angulosos y fracturados, cuyo tamaño alcanza los 4 milímetros. La mayoría de los individuos exhibe la característica macla polisintética y algunos otros se presentan zonados. Los fenocristales de plagioclasa están moderadamente alterados a micas blancas de grano fino y óxidos. Además, la mayoría de los cristales poseen vetillas con relleno de feldespatos.

El cuarzo (25 %) está presente como fenocristales cuyo tamaño alcanza 3 mm de diámetro, de formas subhendrales, bordes engolfados y estado fresco.

El anfíbol (15 %) se presenta en fenocristales de tamaños de entre 0,4 a 1,2 mm, con formas prismáticas euhedrales. Este mineral se encuentra totalmente alterado a una asociación de micas blancas de grano fino, óxidos y, de forma subordinada, carbonatos.

La biotita (10 %) se presenta en fenocristales de formas subhendrales, de tamaño que varía entre 0,25 y 2 mm, y que están casi completamente reemplazados a micas blancas de grano fino y gránulos de óxidos. Además, es posible identificar agregados de un mineral máfico transparente y laminar, probablemente biotita secundaria, reemplazado totalmente por una asociación de un óxido rojizo y un mineral opaco en agregados (posiblemente rutilo) (Fig. 4.10b).

Todos los fenocristales están fragmentados y sus tamaños varían hasta llegar hasta el tamaño de la pasta.

Pasta

La pasta (30 %) presenta textura felsítica, y está compuesta por feldespato alcalino (30 %), cuarzo (30 %), plagioclasa (15 %), biotita (15 %), anfíboles (7 %) y minerales opacos (3 %). Todos tienen forma anhedral y tamaño menor a 0,5 milímetros. En la pasta, es posible observar cumulatos de biotita secundaria, que están alteradas a micas blancas de grano fino y óxidos, y presentan un incipiente grado de orientación y deformación (Fig. 4.10a). En general, la pasta está alterada a una asociación de biotita, micas blancas de grano fino, óxidos y carbonatos. Adicionalmente, en algunos sectores se observan una serie de venillas llenas de micas blancas de grano fino.

Los valores recalcados de los porcentajes de los minerales son: plagioclasa (40 %), cuarzo (26 %), anfíboles (13 %), biotita (11 %), feldespato alcalino (9 %) y minerales opacos (1 %).

De acuerdo a los valores de Q (35 %), A (19 %), P (81 %) y F (0 %), la roca clasifica como dacita del campo 4 del diagrama QAPF para rocas volcánicas.

Alteración

Andesita-dacita con alteración penetrativa suave a moderada a: una asociación de micas finas (illita) + carbonatos + óxidos (alteración fílica) y una asociación de feldespato alcalino + biotita + rutilo (alteración potásica).

- **H18** (30°44'01,12"S; 68°57'22,75"O)

Textura

Roca volcánica de textura porfírica, en donde se observan fenocristales (60 %) inmersos en una pasta de textura felsítica (40 %).

Fenocristales

La plagioclasa (45 %) se presenta en fenocristales de hábito tabular con formas subhédrales a anhédrales, con desarrollo de macla polisintética y, en algunos cristales, zonación. En su mayoría, los fenocristales están fragmentados y no superan los 2 milímetros. Los individuos presentan una alteración a micas blancas de grano fino y carbonatos, de suave a moderada.

El cuarzo (25 %) se presenta fresco y muy fragmentado. El tamaño máximo de los cristales alcanza los 1,5 mm de diámetro. Además, posee bordes engolfados y se encuentra fresco.

Los fenocristales de anfíbol (15 %) se reconocen por su hábito prismático. En su mayoría, presentan formas euhédrales a subhédrales de tamaños que varían entre 0,4 y 6

mm, y poseen una fuerte alteración a carbonatos, clorita, óxidos y epidoto (Fig. 4.11a; Fig. 4.11b). Además, poseen inclusiones de circones.

La biotita (15 %) está presente como fenocristales euhedrales a subhedrales, cuyo tamaño varía entre 0,5 y 1 milímetros. En su mayoría, estos cristales están fuertemente alterados a muscovita y, en sus bordes, a gránulos de óxidos asociados con minerales fibrosos de baja birrefringencia y ligeramente coloreados (castaño verdoso), que posiblemente correspondan a intercrecimientos de clorita y esmectita.

Pasta

La pasta (40 %) presenta textura felsítica y está compuesta por feldespato alcalino (30 %), cuarzo (30 %), plagioclasa (20 %), minerales máficos (15 %) y minerales opacos (5 %). Todos tienen forma anhedral, tamaño menor a 0,5 mm y están en estado fresco.

Los valores recalculados de los porcentajes de los minerales son: plagioclasa (35 %), cuarzo (27 %), feldespato alcalino (12 %), anfíbol (12 %), biotita (12 %) y minerales opacos (2 %).

De acuerdo a los valores de Q (36 %), A (25 %), P (75 %) y F (0 %), la roca clasifica como dacita del campo 4 del diagrama QAPF para rocas volcánicas.

Alteración

Andesita-dacita con alteración moderada, de tipo penetrativa, a una asociación de intercrecimientos de clorita y esmectita + muscovita + carbonatos + óxidos +/- epidoto, típica de una alteración tipo SCC.

- **H-5-15** ($30^{\circ}44'19,95"S$; $68^{\circ}56'50,12"O$)

Textura

Roca de textura porfírica, donde se reconocen fenocristales (55 %) inmersos en una pasta (45 %) de textura felsítica.

La muestra al microscopio presenta una foliación determinada por la orientación preferencial de los fenocristales euhedrales y subhedrales de plagioclasa y, en menor medida, biotita, como también por la presencia de bandas donde los fenocristales están orientados, tienen menor tamaño y se observa una mayor proporción de fenocristales sobre pasta con respecto al resto de la muestra. Además, de forma local, la roca es atravesada por finas bandas (0,75 y 1 mm de espesor) con microestructuras cataclásicas y con las mismas características antedichas. Allí los cristales de biotita se flexuran alrededor de otros fenocristales y las plagioclasas llegan a tener microestructura tipo “bookshelf” o “antibookshelf”. Estas bandas son definidas por una variación textural y no poseen bordes netos que las separen de la matriz de la roca (Fig. 4.9a; Fig. 4.9b; Fig. 4.9c; Fig. 4.9d).

Fenocristales

La plagioclasa (55 %) se presenta en fenocristales euhedrales a subhedrales con bordes angulosos, cuyo tamaño varía entre 2,5 y 0,4 milímetros. Algunos individuos poseen macla polisintética y, algunos, zonación. En su mayoría, los cristales de plagioclasa están fuertemente fracturados. Algunos individuos presentan arreglos de tipo “bookshelf” o “antibookshelf” (Fig. 4.9c). Además, la plagioclasa está ligeramente cribada y alterada a una asociación de carbonatos y óxidos, que se concentran siguiendo los planos de fractura.

El cuarzo (20 %) está presente en cristales con bordes engolfados y angulosos debido a la fragmentación, cuyos tamaños varían entre 1,5 a 0,4 milímetros. En su mayoría, los cristales de cuarzo se encuentran frescos.

Además de estos minerales, se reconocen dos minerales máficos (25 %). El anfíbol (15 %) está presente en fenocristales subhédrales de hasta 1,2 mm de longitud, pero está completamente reemplazado por una asociación de carbonatos, óxidos rojizos de titanio (anatasa) y una ligera alteración de un mineral fibroso con pleocroismo verde (posiblemente clorita), por lo que se reconoce únicamente por sus secciones basales. La biotita (10 %) se encuentra como cristales euhédrales de entre 1,5 y 0,5 mm, que están completamente reemplazados por muscovita.

Pasta:

La pasta (45 %) presenta textura felsítica y está formada por feldespato alcalino (30 %), cuarzo (30 %) y plagioclasa (15 %) de tamaños menores a 0,4 milímetros. Además, se reconoce biotita (15 %), anfíbol (5 %) y minerales opacos (5 %). La biotita en la pasta no supera los 0,2 mm de longitud y, en algunas partes, está ligeramente flexurada y orientada. La pasta está suavemente reemplazada por una asociación de carbonatos y óxidos.

Los valores recalcados de los porcentajes de los minerales son: plagioclasa (37 %), cuarzo (24 %), feldespato alcalino (14 %), biotita (12 %), anfíbol (11 %) y minerales opacos (2 %).

De acuerdo a los valores de Q (33 %), A (27 %), P (73 %) y F (0 %), la roca clasifica como dacita del campo 4 del diagrama QAPF para rocas volcánicas.

Alteración

Andesita-dacita con una alteración suave, de tipo penetrativa, a una asociación de clorita + muscovita + carbonatos + óxidos, típica de una alteración tipo SCC.

APÉNDICE B: Mapa geológico

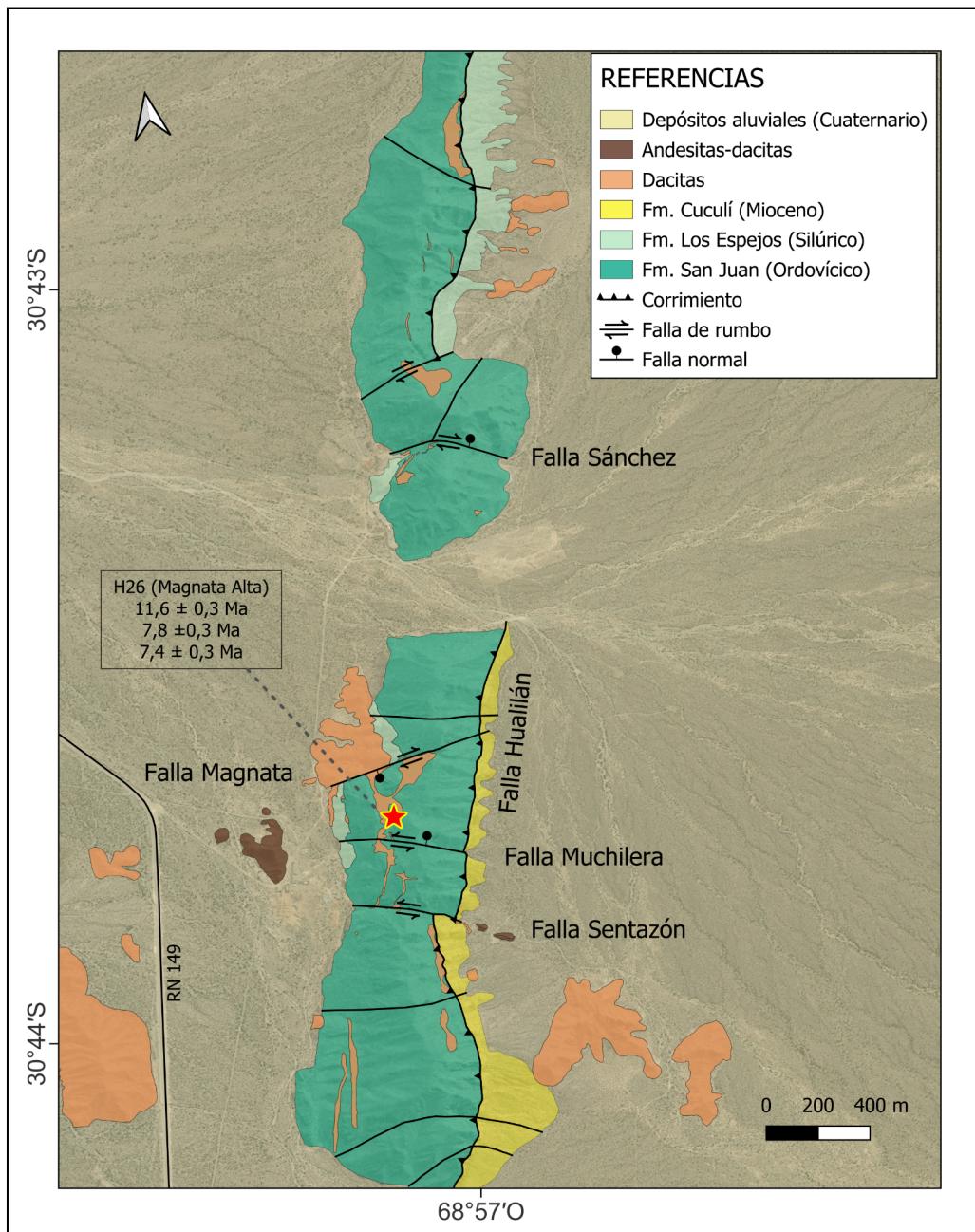


Figura B1. Mapa geológico y estructural de la sierra de la Mina, en el distrito minero Hualilán, departamento de Ullúm, provincia de San Juan, Argentina.

AGRADECIMIENTOS

A mis padres, por enseñarme a ser quien soy, por ser el mejor ejemplo de sacrificio, dedicación y perseverancia, pero también por enseñarme la importancia del disfrute y tener una pasión.

A mis hermanos, Valen, Fran y Emi, por darme el lujo de compartir todo con ellos y soportar mis repasos en voz alta.

A mis amigas del alma, que se bancaron todas las explicaciones geológicas aunque no entendieran nada, y mis largas ausencias para rendir finales.

A mis directores, Sebastián y Verónica, por acompañarme en el proceso de escritura de forma paciente y cálida. Los admiro por su conocimiento pero, sobre todo, por su calidad humana.

A Golden Mining S.A por recibirnos en Hualilán, y a Nora Rubinstein y Lorena Previley por compartir conmigo su conocimiento durante todo la experiencia.

A Klaus, por recibirme en su laboratorio en Alemania. Agradezco a todos los que hicieron posible esa experiencia.

A la Universidad de Buenos Aires y a quienes en ella trabajan, por sostener una institución de excelencia, pública y gratuita, que no solo me formó académicamente, además me hizo mejor persona.

A mis amigos de la facultad, sin ellos hubiese dejado la carrera en el CBC.

BIBLIOGRAFÍA

Ali, A., Pour, A. 2014. Lithological mapping and hydrothermal alteration using Landsat 8 data: a case study in Ariab mining district, red sea hills, Sudan. International Journal of Basic and Applied Sciences, 3 (3): 199–208.

Allmendinger, R.W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis C., Isacks, B.L., 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude, Tectonics 9(4): 789-809.

Allmendinger, R.W., Cardozo, N., Fisher, D. 2012. Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors in Structural Geology. Cambridge University Press, Cambridge.

Amos, A. 1954. Estructura de las Formaciones Paleozoicas de la Rinconada, Pie Oriental de la sierra Chica de Zonda, San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 9 (1): 3-32. Buenos Aires.

Angelelli, V. 1936. Las Minas de Oro de Hualilán. Dirección de Minas y Geología, publicación 113. Buenos Aires.

Astini, R.A., Ramos, V.A., Benedetto, J.L., Vaccari, N.E., Cañas, F.L. 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 351-368.

Bengochea, J., Bengochea, A., Mas, G. 1988. Inclusiones fluidas en el yacimiento de oro en calizas Hualilán. Provincia de San Juan. Argentina. 3° Congreso Nacional de Geología Económica, 1: 251-267.

Bengochea, L., Mas, G. 2006. Evolución de los fluidos hidrotermales durante el proceso de mineralización y alteración en el distrito minero Hualilán, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61 (1): 31-38.

Borelli, E. 1983. Hualilán. Exploración mina Sentazón (Plan San Juan). Oro y Plata en Argentina. Centro Internacional de Información Empresarial, 56-57 pp.

Cardó, R., Rojo, C. 1987. Prefase Proyecto Hualilán Norte. Inédito.

Cardó, R., Rojo, C. 1988. Evaluación del yacimiento de oro «Hualilán Norte». Dpto. Ullúm, provincia de San Juan. Secretaría de Minería de la Nación. Centro de Exploración Minera San Juan. Informe 159. Inédito. San Juan. 17 pp.

Challenger Gold Limited 2024. CEL defines 5 kilometres of copper target south of Hualilán. Informe técnico, Challenger Gold Limited. 41 páginas. Perth.

Chernicoff, C.J., Nash, C.R. 2002. Geological interpretation of Landsat TM imagery and aeromagnetic survey data, northern Precordillera region, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14 (8): 813-820.

Chernicoff, C.J., Richards, J.P., Zappettini, E.O. 2002. Crustal lineament control on magmatism and mineralization in northwestern Argentina: Geological, geophysical, and remote sensing evidence. *Ore Geology Reviews* 21 (3): 127-155.

Cortés, J.M., Pasini, M., Yamín, M. 2005. Paleotectonic controls on the distribution of Quaternary deformation in the southern Precordillera, Central Andes (31°30'-33°SL). In International Symposium on Andean Geodynamics, No. 6, Extended Abstracts: 186-189. Barcelona.

Cortés, J.M., Casa, A., Pasini, M., Yamín, M., Terrizzano, C.M. 2006. Fajas oblicuas de deformación neotectónica en Precordillera y Cordillera Frontal (31°30'-33°30'SL): controles paleotectónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (4): 639-646.

Cuerda, A.J., Furque, G. 1981. Depósitos carbonícos de la Precordillera de San Juan: Parte I. Comarca del cerro la Chilca (Río Francia). *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 36, 226–240.

D'Annunzio, M.C. 2016. Caracterización metalogenética y controles de la mineralización de Au diseminado en brechas del distrito minero Gualcamayo, Precordillera Central, provincia de San Juan. Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur- San Juan.

D'Annunzio, M.C., Rubinstein, N., Gómez, A., Hernández, L.B. 2017. Paragénesis mineral del depósito epitermal de Au Quebrada del Diablo Lower West, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 74: 407-415. Buenos Aires.

D'Annunzio, C., Rubinstein, N., Rabbia, O. 2018. Petrogenesis of the Gualcamayo Igneous Complex: Regional Implications of Miocene Magmatism in the Precordillera over

the Pampean Flat Slab Segment, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 88: 16-28. Amsterdam.

Fernández Lima, J.C., Oliveri, J. 1951. Informe geológico económico de las minas de Hualilán, Dpto. Ullúm, San Juan. Dirección Nacional de Minas y Geología. Buenos Aires. Informe interno.

Flinch, J.F., Casas, J.M. 1996. Inversion of a transfer system into lateral ramps: An example from the SouthCentral Pyrenees (Spain). *Geologische Rundschau* 85 (2): 372-379.

Fosdick, J.C., Carrapa, B., Ortíz, G. 2015. Faulting and erosion in the Argentine Precordillera during changes in subduction regime: Reconciling bedrock cooling and detrital records. *Earth and Planetary Science Letters* 432: 73–83.

Fuhrmann, U., Lippolt, H.J., Hess, J.C. 1987. Examination of some proposed K–Ar standards: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses and conventional K–Ar data. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 66: 41–51.

Furque, G. 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b. Guandacol, Provincia de La Rioja-Prov. San Juan. Boletín N° 92. Dirección Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires.

Furque, G. 1983. Descripción geológica de la Hoja 19 c, Ciénaga de Gualilán, San Juan. Serv. Geol. Nac., 111 pp.

Furque, G., González, P., Caballé, M., Pérez, L., Cardó, R., Godeas, M., Conde, A., Pucci, J.C. 2003. Hoja Geológica 3169-II, San José de Jáchal. Provincias de San Juan y La Rioja. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 259, 76 pp. Buenos Aires.

Giambiagi, L., Mescua, J., Bechis, F., Martínez, A., Folguera, A. 2010. Pre-Andean deformation of the Precordillera southern sector, southern Central Andes. *Geosphere* 7 (1): 219-239.

Guggenheim, S., Adams, J.M., Bain, D.C., Bergaya, F., Brigatti, M.F., Drits, V.A., Formoso, M.L.L., Galán, E., Kogure, T., Stanjek, H. 2006. Summary of recommendations of

nomenclature committees relevant to clay mineralogy: report of the Association Internationale Pour L'étude Des Argiles (aipea) Nomenclature Committee for 2006. *Clays and Clay Minerals*, 54 (6): 761–772.

Han, T., Nelson, J. 2015. Mapping hydrothermally altered rocks with Landsat 8 imagery: A case study in the KSM and Snow field zones , northwestern British Columbia. In: Geological Fieldwork 2014, British Columbia Ministry of Energy and Mines, British Columbia Geological Survey Paper, 2015 (1): 103-112.

Heinrichs, H., Herrmann, A.G. 1990. *Praktikum der Analytischen Geochemie*. Springer, Berlin, Alemania.

Japas, M.S. 1998. Aporte del análisis de fábrica deformacional al estudio de la faja orogénica andina. Homenaje al Dr. Arturo J. Amos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53 (1): 15.

Japas, M.S., Urbina, N.E., Sruoga, P. 2010. Control estructural en el emplazamiento del volcanismo y mineralizaciones neógenas, distrito Cañada Honda, San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67: 494–506.

Japas, M.S., Rubinstein, N.A., Kleiman, L.E. 2013. Strain fabric analysis applied to hydrothermal ore deposits emplaced during changing geodynamical conditions. *Ore Geology Reviews*, 53: 357-372.

Jenks, J. 2003. The Hualilán Property - Geological Appraisal. Prepared for La Mancha Resources Inc. North Vancouver, B.C., Canada.

Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Clegg, P., McCaffrey, K., Tavarnelli E. 2004. Inclined transpression. *Journal of Structural Geology*, 26: 1531–1548.

Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damanti, T., Drake, R.E. 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30-31°S, Andes Mountains. *Journal of Geology*, 101:135-156.

Jordan, E.T., Schlunegger, F., Cardozo, N. 2001. Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo foreland basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14 (7): 775-798.

Kay S.M., Orrell, S., Abruzzi, J.M. 1996. Zircon and whole rock Nd-Pb isotopic evidence for a Grenville age and Laurentia origin for the basement of the Precordilleran terrane in Argentina. Geological Society of America South-Central Section, Abstracts with Programs, 28 (1): 21-22.

Kübler, B. 1967. La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. In: Équipe de Recherches sur les Unités Mésozoïques du Jura (eds.), Etages Tectoniques, 105-121.

Leveratto, M.A. 1968. Geología del oeste de Ullúm-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23 (2): 129-157.

Leveratto, M.A. 1976. Edad de intrusivos cenozoicos en la Precordillera de San Juan y su implicancia estratigráfica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 31 (1): 53-58.

Logan, M.A.V. 1999. Mineralogy and geochemistry of the Gualilan skarn deposit in the Precordillera of western Argentina. *Ore Geology Reviews*, 17: 113–138.

Lincon Terluk, L., Bastias Torres, M.V., Rubinstein, N., Oviedo de Cara, C.S. 2023. Estudio de la petrografía y asociaciones de alteración hidrotermal de las rocas aflorantes en el proyecto Tres Amigos, Precordillera Occidental, San Juan. Congreso; XIV Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica y Metalogénesis.

Martínez, R.N., Colombi, C.E. 2011. Evolución litofacial y edad de la Formación Cañón del Colorado. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 68 (1): 96-108.

Marrett, R.A., Allmendinger, R.W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12: 973–986.

Merriman, R.J., Frey, M. 1999. Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. In Frey, M., & Robinson, D. (Eds.), *Low-Grade Metamorphism* (pp. 61-107). Blackwell Science, Oxford.

Moore, D. M., Reynolds, R.C. Jr. 1997. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals, 2nd ed. Oxford, New York: Oxford University Press, XVIII + 378 pp.

Munroe, S., McKibben, J., Thin, A. 2019. Independent Geologist's Report on the Mineral Assets of Challenger Exploration Limited. Informe técnico, SRK Consulting (Australasia) Pty Ltd. 65 páginas. Sydney.

Mwaniki, M.W., Moeller, M.S., Schellmann, G. 2015. A comparison of Landsat 8 (OLI) and Landsat 7 (ETM+) in mapping geology and visualising lineaments: A case study of central region Kenya. ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, XL-7/W3: 897–903.

Oriolo, S. 2012. Análisis de la deformación en la región de Hualilán, Precordillera de San Juan. Tesis de licenciatura. Universidad de Buenos Aires.

Oriolo, S., Cristallini, E.O., Japas, M.S. 2012. Modelos análogos aplicados a sistemas transpresivos y transtensivos. Jornada Abierta del Instituto de Geociencias IGEBA, Tectónica de Desplazamiento de Rumbo, actas, 12.

Oriolo, S., Japas, M.S., Cristallini, E.O., Giménez, M. 2013. Cross-strike structures controlling magmatism emplacement in a flat-slab setting (Precordillera, Central Andes of Argentina). In Deformation Structures and Processes within the Continental Crust (Llana-Fúnez, S., Marcos, A., Bastida, F., editors). Geological Society of London, Special Publications 394.

Oriolo S., Japas M.S., Cristallini E.O., Gimenez M. 2014. Cross-strike structures controlling magmatism emplacement in a flat-slab setting (Precordillera, Central Andes of Argentina). Geological Society, London, Special Publications, 394: 113-127.

Oriolo, S., Cristallini, E.O., Japas M.S., Yagupsky D.L. 2015. Neogene structure of the Andean Precordillera, Argentina: insights from analogue models. Andean Geology 42 (1): 20-35.

Pelichotti, R. 1976. Estudio geológico-económico y proyecto de exploración del Distrito Minero Gualilán, Dpto. Ullum, Pcia. de San Juan. Servicio Minero Nacional, Plan San Juan.

Pohn, H.A. 2001. Lateral ramps in the folded Apalaches and in overthrust belts overwide-A fundamental element of thrust-belt architecture. U.S. Geological Survey Bulletin, 2163: 71.

Previley, L.C., Bastias Torres, M.V., Oviedo, C., Lincon, L., Balsari, B., Oriolo, S., Rubinstein, N., Wemmer, K., Ceballos, J.P., Pezzani, G. 2024. Petrogenesis of the Tres Amigos prospect (Western Precordillera of Argentina): Implications for the metallogenesis of the Gondwanide porphyry-type deposits in the Central Andes. International Journal of Earth Sciences (en revisión).

Ramos, V.A., Cristallini, E.O., Pérez D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. Journal of South American Earth Sciences, 15 (1): 59-78.

Ramsay, J.G., Huber, M.I. 1987. The Techniques of Modern Structural Geology (2: Fold and Fractures). Academic Press, London.

Sabins, F.F. 1999. Remote sensing for mineral exploration. Ore Geology Reviews, 14: 157–183.

Rubinstein, N.A., Zappettini, E.O., Gómez, A.L.R. 2021. Porphyry Cu deposits in the Central Andes of Argentina: An overview. Journal of South American Earth Sciences, 103898.

Sanderson, D.J., Marchini, W.R.D. 1984. Transpression. Journal of Structural Geology, 6: 449–458.

Schumacher, E. 1975. Herstellung von 99.9997 % 38 Ar für die $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ Geochronologie. Geochronologia Chimia 24: 441–442.

Siame, L.L., Bellier, O., Sebrier, M., Araujo, M. 2005. Deformation partitioning in flat subduction setting: case of the Andean foreland of western Argentina (288S–338S). Tectonics, 24.

Sibson, R.H., Scott, J. 1998. Stress/Fault Controls on the Containment and Release of Overpressured Fluids: Examples from Gold-Quartz Vein Systems in Juneau, Alaska; Victoria, Australia and Otago, New Zealand. Ore Geology Reviews, 13: 293-306.

Sibson, R.H. 1990. Conditions for fault-valve behaviour. Geological Society, London, Special Publications, 54: 15-28.

Sillitoe, R.H., Gappe, I.M. Jr. 1984. Philippine porphyry copper deposits: Geologic setting and characteristics: Bangkok, Thailand, United Nations ESCAP, CCOP Technical Publication, 14: 89.

Sillitoe, R.H. 2010. Porphyry Copper Systems. Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology, 105: 3–41.

Steiger, R.H., Jäger, E. 1977. Subcommission on geochronology; Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters, 36: 358-362.

Suriano, J., Limarino, O.C. 2009. Sedimentación pedemontana en las nacientes del Río Jáchal y Pampa de Gualilán, Precordillera de San Juan. Revista Asociación Geológica Argentina, 65 (3): 516-532.

Taurá, D., Bengochea, L., Soler, A., Más, G., Cardellach, E. 2000. El skarn mineralizado en Zn-Cu(Au) de Hualilán (Provincia de San Juan, Argentina): Datos preliminares. Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe Coruña, 25: 321-323.

Terrizzano, C.M., Fazzito, S.Y., Cortés, J.M., Rapalini, A.E. 2010. Studies of Quaternary deformation zones through geomorphic and geophysical evidence. A case in the Precordillera Sur, Central Andes of Argentina. Tectonophysics, 490: 184-196.

Tuffen, H., Dingwell, D.B., Pinkerton, H. 2003. Repeated fracture and healing of silicic magma generate flow banding and earthquakes? Geology, 31 (12): 1089–1092.

USGS, 2015. Earth Explorer. <http://earthexplorer.usgs.gov>.

USGS, 2022. Landsat 9 Data User's Handbook (Version 1.0). NASA Goddard Space Flight Center.

https://landsat.gsfc.nasa.gov/document/lsds-2082_l9-data-users-handbook_v1.

Warr, L.N. 2018. Standardization of the Kübler Index and the Scherrer Equation to determine illite crystallinity and crystallite size. Clay Minerals, 53 (3): 377-393.

Warr, L.N., Ferreiro Mähmann, R. 2015. Recommendations for Kübler Index standardization. Clay Minerals 50: 282-285.

Warr, L., Rice, H. 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of Metamorphic Geology*, 12: 141–152.

Weaver, C.E. 1956. The distribution and identification of mixed-layer clays in sedimentary rocks. *American Mineralogist*, 41 (3-4): 202-221.

Wemmer, K. 1991. K/Ar-Altersdatierungsmöglichkeiten für retrograde Deformationsprozesse im spröden und duktilen Bereich—Beispiele aus der KTB-Vorbohrung (Oberpfalz) und dem Bereich der Insubrischen Linie (N-Italien). *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie*, 51: 1-61.

Zapata, T.R., Allmendinger, R.W. 1996. La estructura de la Precordillera Oriental y valle de Bermejo a los 30° de latitud sur. 13° Congreso Geológico Argentino, 2: 211-224.

Zapata, T. R. 1998. Crustal structure of the Andean thrust front at 30°S latitude from shallow and deep seismic reflection profiles, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 131–151.

Zardini, R.A., Iglesias, V.H. 1981. Distrito minero Huachi, Provincia de San Juan, Jáchal. Informe final, primera etapa. Servicio Geológico Nacional y Servicio Minero Nacional. 23 páginas.