



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

Trabajo Final de Licenciatura

**GEOLOGÍA Y CARACTERIZACIÓN YACIMIENTOLOGICA
DEL ÁREA PORTEZUELO VIDAL GORMAZ, REGIÓN DE
ATACAMA, REPÚBLICA DE CHILE Y PROVINCIA DE
CATAMARCA, REPÚBLICA ARGENTINA**

Andrés Gustavo Chifflet

Directora

Dra. Diana Irene Mutti

Co-Director

Dr. Alejandro Di Marco

- 2016 -

A MI FAMILIA

TABLA DE CONTENIDOS

ÍNDICE DE FIGURAS	5
ÍNDICE DE ABREVIATURAS.....	6
RESUMEN	8
1.0 GENERALIDADES.....	9
1.1 INTRODUCCIÓN Y OBJETIVO	9
1.2 UBICACIÓN Y ACCESOS.....	9
1.3 METODOLOGÍA DE TRABAJO	10
1.4 GEOGRAFÍA	14
1.5 ANTECEDENTES.....	16
2.0 GEOLOGÍA DISTRITAL.....	19
2.1 ESTRATIGRAFÍA	19
2.1.1 Sedimentitas paleozoicas (Fm. Chinchas y equivalentes)	19
2.1.2 Vulcanitas permo-triásicas (Grupo Choiyoi, Fm. Pantanoso y equivalentes).....	21
2.1.3 Granitoides permo-triásicos (Fm. Carnerito y equivalentes)	22
2.1.4 Sedimentitas mesozoicas	22
2.1.5 Sedimentos continentales paleógenos y neógenos (Estratos de Laguna Verde y equivalentes)	23
2.1.6 Vulcanitas paleógenas y neógenas (Fm. Astaburuaga y complejos volcánicos miocenos)	23
2.1.7 Sedimentos cuaternarios	25
2.2 MARCO GEOTECTÓNICO	25
2.3 METALOGÉNESIS DE LA FAJA DE MARICUNGA	28
2.4 HISTORIA GEOLÓGICA DEL DISTRITO DEL NEVADO JOTABECHE	31
3.0 GEOLOGÍA LOCAL	35
3.1 GEOMORFOLOGÍA	35
3.2 LITOLOGÍAS	39
3.2.1 Hornfels de la Fm. Chinchas (Paleozoico superior)	39
3.2.2 Riolitas permo-triásicas	42
3.2.3 Intrusivos permo-triásicos.....	43
3.2.4 Lavas eocenas-oligocenas.....	44
3.2.5 Domos dacíticos eoceno-miocenos	44
3.2.6 Depósitos piroclásticos miocenos	47
3.2.7 Depósitos mixtos cuaternarios.....	48
3.3 ESTRUCTURAS.....	49
3.3.1 Lineamientos NO-SE: Inca Pillo – Negro Francisco (LIP).....	50
3.3.2 Lineamiento E-O: Pisis – Caspiche (LPC).....	50
3.3.3 Lineamiento NNE-SSO: Pantanillo – Quebrada Seca (LPQ).....	52
3.3.4 Lineamiento NE-SO	52
3.3.5 Lineamiento ONO-ESE.....	52
4.0 EL SISTEMA MAGMÁTICO-HIDROTHERMAL DEL PORTEZUELO VIDAL GORMAZ	54
4.1 ALTERACIÓN HIDROTHERMAL.....	54
4.1.1 Grupo noroeste	57

4.1.2 Anomalía norte	57
4.1.3 Anomalía este	58
4.1.4 Grupo central	58
4.2 MINERALIZACIÓN METALÍFERA	61
4.3 GEOQUÍMICA	63
4.3.1 Definición de anomalías.....	63
4.3.2 Correlación geoquímica	68
4.4 MODELO DE DEPÓSITO PROPUESTO.....	71
5.0 CONCLUSIONES	83
6.0 AGRADECIMIENTOS.....	85
7.0 BIBLIOGRAFÍA CITADA EN EL TEXTO	86

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1.1. PLANO DE UBICACIÓN DEL ÁREA DE TRABAJO.....	11
FIGURA 1.2. CAMPAMENTO.....	12
FIGURA 1.3. PLANO DE UBICACIÓN DETALLADO Y MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL DISTRITAL	15
FIGURA 2.1. ESQUEMA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DE LA COMARCA DEL NEVADO JOTABECHE	20
FIGURA 2.2. MARCO GEOTECTÓNICO.....	26
FIGURA 2.3. VENILLAS DE CUARZO BANDEADO AFLORANTES EN EL PROYECTO QUEBRADA SECA.....	29
FIGURA 2.4. MODELO GENÉTICO SIMPLIFICADO DE UN TÍPICO SISTEMA DE PÓRFIDO DE AU.....	30
FIGURA 2.5. EVOLUCIÓN DE LAS CUENCAS CARBONÍFERO-PÉRMICAS DEL CENTRO-OESTE ARGENTINO	32
FIGURA 3.1. MAPA GEOMORFOLÓGICO Y MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL	37
FIGURA 3.2. GEOFORMAS DE EROSIÓN, METEORIZACIÓN Y ACUMULACIÓN	38
FIGURA 3.3. MAPA Y PERFIL GEOLÓGICOS Y COLUMNA ESTRATIGRÁFICA	40
FIGURA 3.4. HORNFELS EQUIVALENTES A LA FM. CHINCHES	41
FIGURA 3.5. RIOLITA PORFÍRICA CORRELACIONADA CON EL GRUPO CHOIYOI.....	42
FIGURA 3.6. INTRUSIVOS PERMO-TRIÁSICOS.....	43
FIGURA 3.7. VULCANITAS EXTRUSIVAS ANDESÍTICAS.....	44
FIGURA 3.8. ROCAS DACÍTICAS DEL PORTEZUELO VIDAL GORMAZ Y DE LA COIPA	46
FIGURA 3.9. AFLORAMIENTOS DE BANCOS SUBHORIZONTALES DE PIROCLASTITAS	47
FIGURA 3.10. ASPECTO GENERAL DE LOS DEPÓSITOS CUATERNARIOS PARCIALMENTE CUBIERTOS POR NIEVE	48
FIGURA 3.11. DIAGRAMAS DE ROSETA DE LAS DIRECCIONES DE LOS LINEAMIENTOS OBSERVADOS	49
FIGURA 3.12. PLANO DE LINEAMIENTOS ESTRUCTURALES INTERPRETRADOS	51
FIGURA 3.13. FOTOGRAFÍAS DE ESTRUCTURAS RECONOCIDAS EN EL CAMPO	53
FIGURA 4.1. FOTOGRAFÍA DE LA VISTA HACIA EL NORESTE DESDE EL SECTOR CENTRAL	54
FIGURA 4.2. IMÁGENES SATELITALES PROCESADAS.....	55
FIGURA 4.3. DISTRIBUCIÓN DE MINERALES DE ALTERACIÓN DETECTADOS MEDIANTE ESPECTROMETRÍA	56
FIGURA 4.4. BRECHAS FREATOMAGMÁTICAS ALTERADAS Y AFLORANTES EN EL GRUPO DE ANOMALÍAS NOROESTE	57
FIGURA 4.5. VULCANITAS DACÍTICAS CON TEXTURA PORFÍRICA ASIGNADAS A LA UNIDAD DE DOMOS MIOCENOS.....	58
FIGURA 4.6. ESTILOS DE ALTERACIÓN EN CAMPO Y MUESTRAS DE MANO.....	59
FIGURA 4.7. DACITAS CON DISTINTOS GRADOS DE ALTERACIÓN A ARCILLAS VISTAS EN MUESTRAS DE MANO.	60
FIGURA 4.8. MINERALIZACIÓN DE ALUNITA HIPOGÉNICA.....	61
FIGURA 4.9. MUESTRA 6393	62
FIGURA 4.10. MUESTRA 6429	63
FIGURA 4.11. CONCENTRACIÓN PROMEDIO DE ELEMENTOS EN LA CORTEZA TERRESTRE	64
FIGURA 4.12. GRÁFICOS DE DISPERSIÓN DE ELEMENTOS ALCALINOS Y ALCALINOTÉRREOS.	64
FIGURA 4.13. MAPAS TEMÁTICOS DE DISTRIBUCIÓN DE ELEMENTOS Au, Ag, As, Hg, Sb, Bi, Zn, Pb y Cu.....	66
FIGURA 4.14. MAPAS TEMÁTICOS DE DISTRIBUCIÓN DE ELEMENTOS Te, Tl, Sn, Mo, Se, Ba, Mn, W y Li	67
FIGURA 4.15. TABLA DE CORRELACIÓN DE PEARSON ENTRE CONCENTRACIONES DE ELEMENTOS QUÍMICOS.....	69
FIGURA 4.16. CORRELACIONES ANÓMALAS ENTRE PARES DE ELEMENTOS.....	71
FIGURA 4.17. SECCIÓN ESQUEMÁTICA PROPUESTA PARA DEPÓSITOS AURÍFEROS EN LA FAJA DE MARICUNGA.....	72
FIGURA 4.18. SECCIONES E-O REPRESENTATIVAS DEL DEPÓSITO BRECHA NORTE DEL DISTRITO MINERO LA COIPA	74
FIGURA 4.19. MINERALES Y TEXTURAS DEL PROYECTO ATLAS	77
FIGURA 4.20. MINERALOGÍA DE ALTERACIÓN EN SISTEMAS HIDROTÉRMICOS	78
FIGURA 4.21. ESQUEMA DE VARIACIONES DE ELEMENTOS TRAZA EN SISTEMAS DE PÓRFIDO	79
FIGURA 4.23. ESQUEMA TRANSVERSAL DE UN DEPÓSITO TIPO PÓRFIDO DE CU.....	80
FIGURA 4.24. ESQUEMA INTEGRADO DE ESTRUCTURAS MAYORES Y MENORES RELACIONADAS CON SISTEMAS TRANSCURRENTES.....	82

ÍNDICE DE ABREVIATURAS

depto.: departamento

Ej.: por ejemplo

ETM+: *Enhanced Thematic Mapper Plus*

FCEyN: Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Fm.: Formación

g: gramos

GDEM: *Global digital elevation model*

ha: hectáreas

HS: *High sulphidation*

IS: *Intermediate sulphidation*

Km: kilómetros

Lat.: latitud

LIP: lineamiento Inca Pillo – Laguna del Negro Francisco

Long.: longitud

LPC: lineamiento Pissis - Caspiche

LPQ: lineamiento Pantanillo – Quebrada Seca

LS: *Low sulphidation*

Ltda: Limitada

m: metros

Ma: millones de años

mm: milímetros

Minerales:

Act: actinolita

Alun: alunita

Bn: bornita

Bt: biotita

Calc: calcita

Chl: clorita

Cp: calcopirita

Epid: epidoto

Fspar: feldespato potásico

Ga: galena

Hem: hematita
Hrn: hornblenda
Ilm: ilmenita
Kaol: caolinita
Mgt: magnetita
Musc: muscovita
oz: onzas
Plg: plagioclasa
Py: piritita
Pyroph: pirofilita
Qz: cuarzo
Sl: esfalerita
Smect: esmectita

Mlb: millones de libras
Moz: millones de onzas
Mtn: millones de toneladas
nm: nanómetros
ppm: partes por millón
Prov.: Provincia
PSAD56: Provisional sudamericano '56
SA: Sociedad Anónima
Segemar: Servicio Geológico Minero Argentino
Sernageomin: Servicio de Geología y Minería de Chile
SIG: sistema de información geográfica
s. n. m.: sobre el nivel del mar
SpA: Sociedad por Acción
SRTM v2: *Shuttle Radar Topography Mission Versión 2*
SWIR: *Short-wave infrared*
tn: toneladas
UBA: Universidad de Buenos Aires
USGS: *United States Geological Service*
UTM: *Universal Transverse Mercator*
WGS84: *World Geodetic System 84*

RESUMEN

Con el fin de optar al título de Licenciado de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires se llevó a cabo un trabajo inédito de investigación geológica que consistió en la búsqueda de información bibliográfica, tareas de campo, análisis químicos y espectrométricos, y producción de mapas y perfiles representativos de un área de estudio (previamente seleccionada) en la Cordillera de los Andes argentino-chilena. La misma se ubica al este de la faja metalogenética aurífera de Maricunga, a una altitud promedio de 4.800 m s. n. m. y en un distrito minero moderadamente explorado. El contexto geológico es de rocas volcánicas y volcanoclásticas eocenas a pliocenas con alteración hidrotermal y mineralización de metales preciosos y base detectadas, y un basamento pre-Terciario muy deformado. El control estructural aparente está dado por lineamientos NO-SE paralelos a los megalineamientos de Valle Ancho y Valle Fértil, intersectados por lineaciones en el basamento paleozoico NNE-SSO, y por lineamientos E-O con antecedentes de fertilidad metalífera a nivel distrital.

La mineralogía, composición química y texturas observadas en el campo, en gabinete y surgidas de los análisis de laboratorio realizados sobre muestras de roca permiten sugerir una probable extensión en profundidad de mineralización de metales preciosos correspondiente con un sistema epitermal de alta sulfuración con características similares a otros depósitos conocidos en la Faja de Maricunga.

1.0 GENERALIDADES

1.1 Introducción y objetivo

Este trabajo se realizó para optar al título de Licenciado en Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires. Para ello se presenta la investigación yacimientológica de un prospecto en un área con mineralización metalífera comprobada en los Andes argentino-chilenos a la latitud 27,70° S y longitud 69,07° O, cuya superficie es 2.814 ha (28,14 km²).

Para cumplir con tal objetivo se concretó en el campo y en gabinete el reconocimiento de rocas y minerales con características megascópicas y microscópicas que las vinculan con la acción de fluidos hidrotermales en el área; se establecieron relaciones con las litologías encajantes y el probable origen de la mineralización. Este estudio permite proponer parámetros o guías prospectivas-exploratorias para desarrollar posibles proyectos mineros futuros en el área, contribuyendo así con la información yacimientológica del distrito.

El conjunto de actividades de gabinete, campo y laboratorio que figuran en este estudio son complementarias entre sí. Cabe mencionar que el soporte logístico para la realización de este trabajo fue aportado por la empresa Prospex SpA, quién además brindó valiosas herramientas geológicas para su concepción. A su vez, la empresa Guanaco Exploration SpA brindó datos de imágenes satelitales y espectrométricos mineralógicos.

1.2 Ubicación y accesos

El área se ubica a 640 km de la ciudad de Santiago de Chile y 1.270 km de la Ciudad de Buenos Aires, en el límite internacional entre las Repúblicas de Chile y Argentina y yace en el distrito minero del Nevado Jotabeche (figura 1.1). Políticamente pertenece parcialmente a la Región de Atacama de la República de Chile, así como también a la Provincia de Catamarca de la República Argentina. Se accede desde la ciudad de Copiapó hacia el sureste por la ruta C-35 hasta el km 25, donde se toma la ruta C-401 hacia el este, en dirección al Paso Internacional Pircas Negras (figura 1.1), recorriendo 120 km de camino consolidado para luego tomar una huella minera (únicamente apta para vehículos 4x4) hacia el noreste hasta el km 170. En total, se transitan 195 km desde Copiapó (25 km por asfalto y 170 km por ripio y tierra).

El aeropuerto más cercano se ubica en la localidad de Caldera (figura 1.1). El abastecimiento de combustible, víveres e insumos puede realizarse en la localidad de Tierra Amarilla (figura 1.1). Por otro lado, desde Argentina se puede acceder al área a por la ruta nacional 76, través del Paso Internacional Pircas Negras, que une la Región de Atacama con la Provincia de La Rioja a través de la localidad de Jagüé (figura 1.1). Otros accesos en desuso se conocen desde el norte y desde el oeste por el lado chileno, y desde el sur por el lado argentino.

La región cuenta con la presencia de áreas de reserva natural protegida, tanto al norte como al sur. En Chile, 20 km al noroeste del área de estudio, se encuentra el Parque Nacional Nevado Tres Cruces

(que se compone de 2 sectores separados por una zona de actividad minera); mientras que 25 km hacia el sur se ubica la Reserva Provincial Laguna Brava, perteneciente a la Provincia de La Rioja (figura 1.1).

1.3 Metodología de trabajo

El trabajo se abordó inicialmente desde la investigación bibliográfica de la región, consultando fuentes públicas, tales como servicios geológicos y revistas, y fuentes privadas consistentes especialmente en informes técnicos de proyectos mineros avanzados en el distrito. Se investigaron, de tal manera, aspectos geográficos y geológicos sobre el área de interés, y a partir de ellos se realizaron mapas preliminares del área de estudio, se seleccionaron puntos de control de campo y diseñó un muestreo acorde con los objetivos previamente definidos.

A su vez, el uso de herramientas de teledetección posibilitó delimitar las zonas con probable alteración hidrotermal, y, por ende, de mineralización potencial asociada. Para ello la empresa Guanaco Exploration SpA obtuvo y procesó la imagen satelital Landsat ETM+ p233-r079 (tomada el 26/11/2000) mediante diferentes métodos que buscaron resaltar diferencias litológicas y alteraciones hidrotermales en el área, la que fue brindada para esta investigación. Los accesos y otras características geológicas como lineamientos, geofomas y texturas litológicas fueron mapeadas utilizando el *software Google Earth* previamente a la salida de campo. Los métodos aplicados fueron:

- combinación de bandas 741 en Landsat, para discriminar litologías;
- combinación de cocientes de bandas 5/7, 3/1 y 4/3 en Landsat para discriminar zonas con alteración hidrotermal: resaltan en color rojo áreas con alta probabilidad de alteración argílica (minerales con ión OH^- en su estructura), en verde las portadoras de minerales oxidados (hidróxidos de Fe, Fe^{3+} y combinación de Fe^{2+} y Fe^{3+}) y en amarillo aquellas tanto con alteración argílica como con oxidación, siendo esta última la que, de acuerdo con Abrams *et al.* (1988), permite predecir una alta probabilidad de hidrotermalismo.

Estas imágenes procesadas se presentan en los incisos 3.2 y 4.1 de este trabajo, respectivamente.

Las tareas de campo se realizaron durante el mes de diciembre de 2015, en un área de 2.814 hectáreas, seleccionada por la presencia de una anomalía satelital central identificada durante los procesamientos de imágenes descriptos previamente. Las tareas consistieron en la construcción de un mapa geológico local preliminar de escala 1:26.000, un perfil transversal geológico y un muestreo geoquímico y mineralógico orientado a la definición de unidades litológicas y caracterización de la alteración. Se buscó reconocer la correlación entre éstas y las anomalías de color detectadas en las imágenes satelitales e identificar minerales metalíferos asociados. Con este fin se estableció un campamento a 8 km al sur del área, a una altitud de 4.650 m s. n. m. (figura 1.2). Se visitaron proyectos mineros vecinos, se reconocieron litologías de importancia distrital y se recorrió el área de trabajo en detalle mediante el uso de vehículos “todo terreno”. Dentro de la misma se revisaron puntos de interés

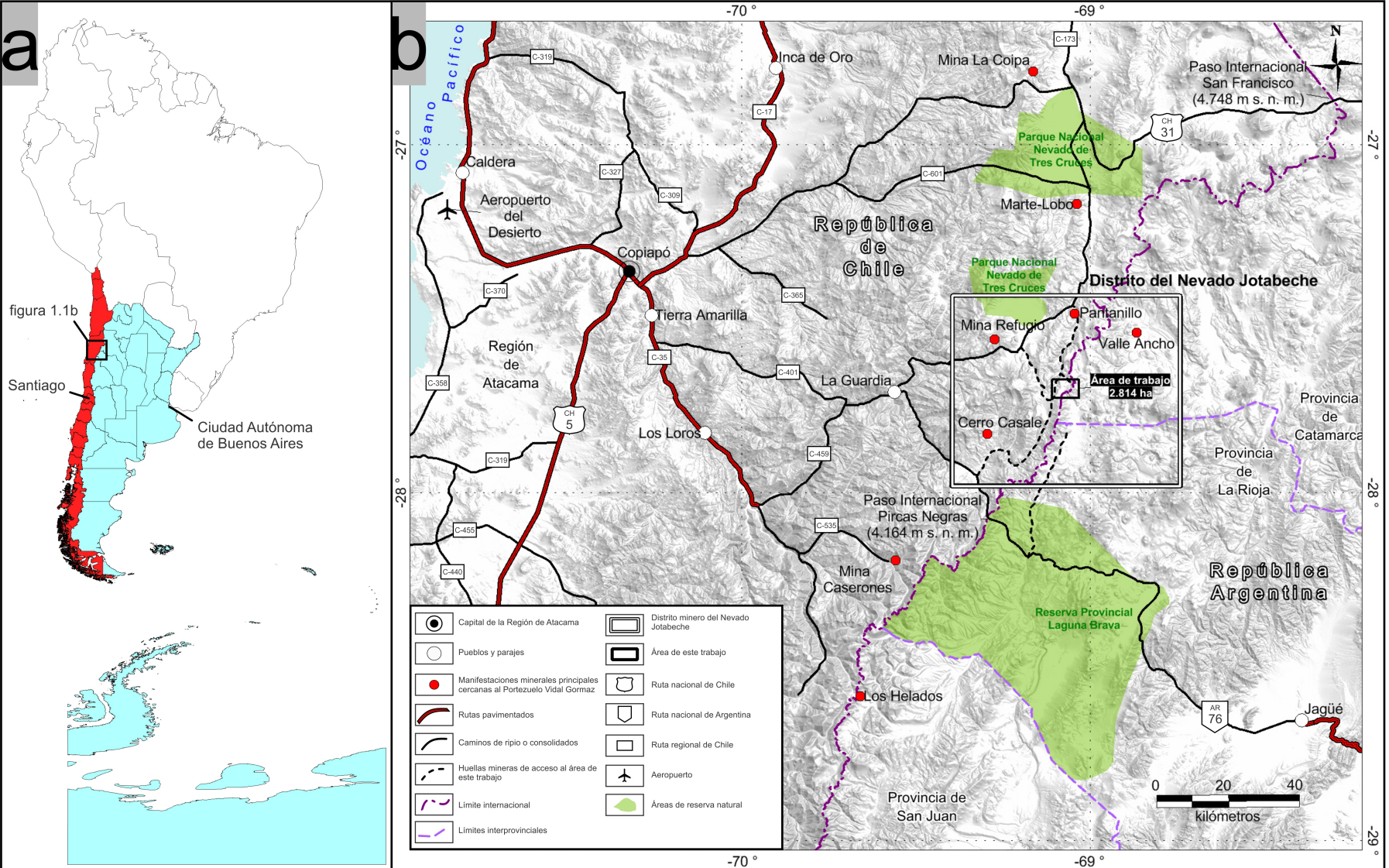


Figura 1.1. Imágenes que ilustran la ubicación del área de trabajo Portezuelo Vidal Gormaz. **a)** Ubicación relativa en América del Sur; en rojo se indica la República de Chile y en celeste la República Argentina con sus respectivas divisiones políticas regionales y provinciales. **b)** Plano de ubicación y accesos al área de trabajo. FUENTE: Ministerio de Obras Públicas de Chile y Vialidad Nacional de Argentina. Aster GDEM v2, USGS, 2011. Proyección Lat./Long., Datum WGS84.

Y de control previamente definidos en gabinete, y en particular, contactos geológicos, estructuras inferidas, zonas alteradas y geoformas periglaciares. La cobertura de nieve presente durante la campaña dificultó las tareas de mapeo y el acceso a los afloramientos ubicados a mayor cota y en quebradas. La obtención de coordenadas geográficas se llevó a cabo mediante la utilización de un equipo *Garmin GPSmap 62*, y se usó una brújula tipo Brunton para determinar la actitud de las estructuras aflorantes. El muestreo se realizó de forma tal de lograr la mayor representatividad posible dadas las condiciones de intensa meteorización de los afloramientos y rodados de toda el área, tomando la mayor cantidad de muestras en las zonas con anomalía satelital.

Posteriormente, las 119 muestras obtenidas fueron enviadas a los laboratorios que la firma *ALS Minerals* posee en la ciudad de Copiapó, donde fueron preparadas y analizadas por el método de espectrometría de masas para determinar el contenido promedio de 50 elementos químicos (expresados en partes por millón o porcentajes según el caso), y por el método de ensayo a fuego/espectroscopía de absorción atómica para identificar contenidos de oro en partes por millón. A su vez, se obtuvieron muestras de mano para ser analizadas por espectrometría óptica en gabinete y determinar el posible contenido de minerales relacionados con alteración según Hedenquist *et al.* (2000) y Corbett y Leach (1998). Para este último fin se utilizó un equipo *ASD Terraspec 4 Hi-Res Mineral Spectrometer* perteneciente a Guanaco Exploration SpA.



Figura 1.2. Campamento levantado a 4.650 m s. n. m. 8 km al sur del área de trabajo, en territorio chileno. Al fondo se aprecia el Nevado Jotabeche, Chile (5.870 m s. n. m.).

A continuación, en el Área Geología Minera del Depto. de Ciencias Geológicas (FCEyN – UBA), se procedió a la realización de secciones pulidas con fines calcográficos en muestras cuyos valores anómalos positivos en elementos metálicos preciosos y base y cuyas texturas relacionadas con mineralización justificaron la búsqueda de minerales de mena en microscopio. Además, se realizaron cortes petrográficos de las diferentes litologías reconocidas para complementar el mapeo y de las rocas con evidencias macroscópicas de alteración, para su posterior caracterización y correlación con la mineralización metalífera.

En gabinete se realizó el reconocimiento de las muestras macroscópicas mediante lupa binocular y a partir de los cortes delgados y pulidos seleccionados se definieron litologías y arreglos cristalinos mediante microscopía de refracción y reflexión respectivamente en equipos pertenecientes al Área Geología Minera del Depto. de Geología (FCEyN – UBA).

Con la información obtenida se ajustaron el mapeo y los perfiles geológicos realizados en el campo y se delimitaron áreas con alteración.

Finalmente, se buscó la asignación de un modelo de depósito mineral mediante las siguientes tareas de gabinete:

- empleo de métodos estadísticos y gráficos temáticos para comparar las diferentes observaciones y contribuir con la interpretación del sistema magmático-hidrotermal hallado;
- identificación de los tipos de alteración hidrotermal hallada y su representación gráfica en un mapa del sector investigado, confeccionado mediante la propuesta de zonas con presencia de minerales de alteración identificados con representatividad de 3,1 ha por cada muestra portadora de dichos minerales;
- confección de mapas temáticos de distribución de los elementos indicadores de posible mineralización de Au y Cu recomendados por Vila y Sillitoe (1991), Hedenquist *et al.* (2000) y Halley *et al.* (2015) para esta provincia metalogénica definida en el inciso 2.3 de este trabajo;
- determinación de la secuencia paragenética de los minerales de alteración;
- análisis de las características de los fluidos hidrotermales que dieron origen a la mineralización hallada en el área;
- definición e interpretación de las estructuras del Distrito del Nevado Jotabeche;
- interpretación de los posibles controles estructurales en la circulación de fluidos y depositación de la mineralización a escala local;
- correlación entre la información de los valores químicos con la alteración hidrotermal, mineralización y estructuras del área.

En este trabajo se presentan los datos seleccionados por su representatividad y para lograr los objetivos planteados. Las conclusiones obtenidas se expresaron gráficamente en mapas: geológico,

geomorfológico y otros temáticos, junto con un perfil transversal A-A' (de azimut 68°), confeccionados mediante software tipo SIG (MapInfo *Professional* 2015) y los editores gráficos Corel *DRAW X8* y Adobe Photoshop CS6.

1.4 Geografía

El Distrito Jotabeche está dominado por un paisaje de altiplano y se ubica a un promedio de 4.800 m s. n. m. (figura 1.3). Las máximas alturas se registran en los cerros de origen volcánico Pissis (6.794 m), en Argentina, y Dos Hermanas (5.530 m) y Jotabeche (5.870 m) en Chile. Dentro del área de estudio la topografía alcanza alturas de hasta 5.123 metros sobre el nivel del mar.

Debido a su ubicación el clima es de tipo “desierto marginal de altura” (Educar Chile, 2016). Se caracteriza por una oscilación térmica media diaria relativamente alta, presentando temperaturas extremas que varían en torno a los -20° C y los 25° C. Los cielos presentan baja nubosidad y las precipitaciones tienden a concentrarse en los meses de invierno, siendo predominantemente nivales. Durante el estivo se registran máximos pluviales en enero, provenientes del norte.

Dada la escasa precipitación, el drenaje es mayormente endorreico, encontrándose en la parte más austral de la cuenca del Salar de Maricunga (figura 1.3) que drena hacia el norte, y es exorreico hacia el sur a través de los ríos Nevado (Chile) y Salado (Argentina) (figura 1.3), que se alimentan de los deshielos y lluvias estivales.

La región presenta cobertura vegetal natural xerófila en valles debajo de los 4.000 m s. n. m. y rastrera de forma muy escasa hasta los 5.000 m de altura, además de escasos cuerpos y cursos de agua permanentes que, en ocasiones, constituyen reservas de flora y fauna.

En los valles chilenos, por debajo de los 3.500 m s. n. m., se encuentra asentada la “Comunidad Colla del Río Jorquera y sus Afluentes”, cuya población principal es La Guardia (figura 1.3). En esta zona pueden encontrarse hospedajes, servicios de alquiler de animales y guías de montaña para asistir en las actividades prospectivas. El sector cuenta con la presencia de campamentos de exploración minera actualmente abandonados o en desuso pertenecientes a los proyectos Cerro Casale, Caspiche, Delta y Quebrada Seca (figura 1.3). También, existen campamentos de gendarmería argentina y carabineros chilenos que funcionan permanentemente en el Paso Pircas Negras. Las actividades económicas de los pobladores son principalmente ganaderas, con participación intermitente del turismo y una importante presencia minera.

Este sector del límite internacional es regido por el criterio de divisoria de aguas atlánticas y pacíficas (Tratado de Límites entre Argentina y Chile de 1881 y Ley N° 22.963 de la República Argentina), el cual se encuentra remarcado por la presencia del hito XV-3 (4.897 m s. n. m.) que está ubicado dentro del área de trabajo e indica la ubicación del Portezuelo Vidal Gormaz (figura 1.3b), sobre una huella de vehículos actualmente bloqueada por caída de rocas y cubierto por nieve la mayor parte del año.

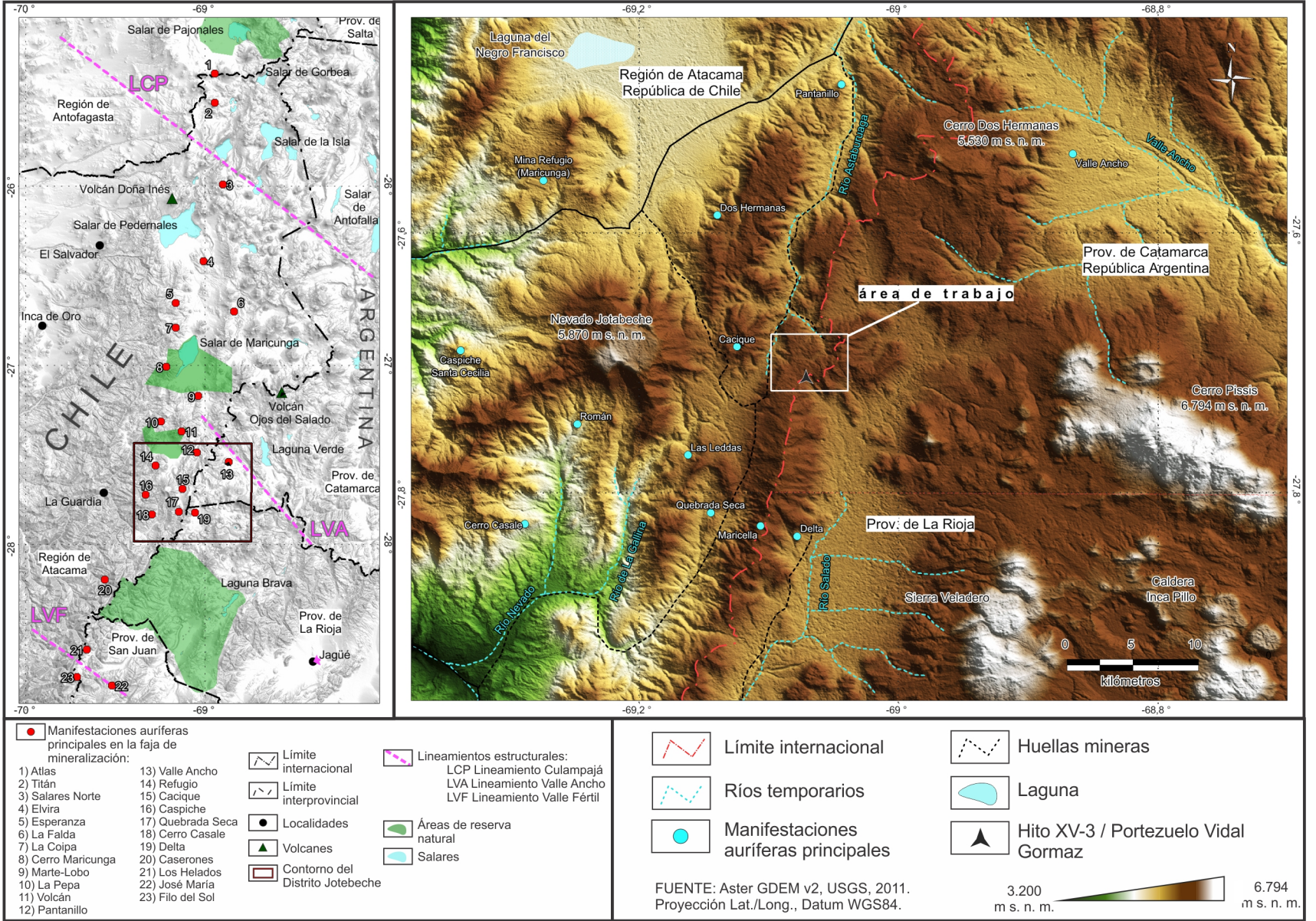


Figura 3. Plano de ubicación del Distrito del Nevado Jotabeche y lineamientos estructurales regionales en la zona fronteriza y modelo de elevación digital que señalizan de las manifestaciones auríferas principales. **a)** Faja de Maricunga. **b)** Distrito del Nevado Jotabeche y Portezuelo Vidal Gormaz.

1.5 Antecedentes

El área de estudio se denomina Portezuelo Vidal Gormaz en la Carta Topográfica Fiambalá (2769-IV, escala 1:250.000) del Instituto Geográfico Nacional argentino. Desde el punto de vista geológico puede ubicarse en el Distrito del Nevado Jotabeche y cercana a los edificios volcánicos Pisis y Dos Hermanas (figura 3). Si bien la zona fue incluida en cartas geológicas editadas por el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (Segerstrom 1:250.000 1968, Mercado 1:100.000 1982), no hay registros publicados de la geología de detalle previo a los trabajos de Mpodozis *et al.* (1991) y Mpodozis *et al.* (1995), donde fueron descritas por primera vez las litologías, sus edades y estructuras a escalas mayores a 1:250.000. En estos trabajos se reconocen el basamento del Paleozoico superior, la secuencia sedimentaria marina mesozoica deformada y una extensa cubierta volcánica y volcanoclástica oligocena-miocena con dataciones de roca total que abarcan desde $34,9 \pm 1,5$ hasta $5,9 \pm 0,6$ Ma. Además, fueron reconocidas las principales estructuras regionales y locales, se propuso la secuencia de deformación de la región y se interpretó la geoquímica generando un modelo de evolución de los magmas parentales y su implicancia tectónica. Sin embargo, el mapeo del área del Portezuelo Vidal Gormaz resultó inconcluso y falto de detalle.

Posteriormente, Mpodozis *et al.* (1997) describieron la geología del sector fronterizo argentino a la misma latitud, con el enfoque puesto en el área del Valle Ancho.

Una versión del mapeo de la geología regional a escala 1:250.000 es conocida para el sector argentino, realizada y editada por el Servicio Geológico Minero Argentino (2001), pero es preliminar y no se encuentra publicada a la fecha de este trabajo. Sin embargo, Rubiolo y Hickson (2002) publicaron una versión simplificada de este mapa y describieron la evolución magmática y su relación con la mineralización de la zona.

La estructura de la comarca fue descrita por Mpodozis *et al.* (1991 y 1995). En estos trabajos se mapearon lineamientos locales y se los relaciona con la presencia de depósitos minerales de tipo epitermal y de pórfido de Au-Cu. Los grandes lineamientos NO-SE que atraviesan la Cordillera de los Andes entre los 20° y los 30° de latitud Sur fueron definidos por Salfity (1985) y Salfity y Gorustovich (1998) y se abordan en el inciso 2.2 de este trabajo. La relación entre estos lineamientos, la estructura, la mineralización y la distribución de la actividad volcánica andina fue enfatizada por García (1969), Figueroa (1971), Baldis (1980), Bassi (1992), King (1992) y Chernicoff *et al.* (2002).

La zona en la que se ubica el área de estudio, ha sido explorada por empresas privadas desde principio de la década del '80 en busca de pórfidos (Au-Cu) y depósitos epitermales económicos (Vila y Sillitoe 1991). Como consecuencia, se descubrieron y desarrollaron numerosos proyectos hasta convertir en mina a los yacimientos Refugio (pórfido de Au-Cu) y La Coipa (epitermal de alta sulfuración), con los proyectos avanzados de Marte, Lobo, La Pepa, Cerro Casale y Caspiche, entre otros (figura 1.3). Inicialmente, el metalotecto aurífero definido en la zona se relaciona con las rocas volcánicas de edad miocena inferior a media dentro de un corredor estructural de dirección N-S en la zona meridional del *plateau* puneño dentro de Chile. Sin embargo, la escasez de exploración hacia los extremos norte y sur y la presencia del límite internacional con Argentina al este dejaron abierta la posibilidad extender la faja (Vila y Sillitoe 1991). Los posteriores descubrimientos en los extremos

(Caserones, Los Helados y Salares Norte entre otros., figura 1.3) permitieron proyectar su continuación en la dirección N-S, conectando así con otros sectores de la Cordillera de los Andes con antecedentes mineros (Mpodozis y Kay, 2003; Nano *et al.*, 2015; Gamonal, 2015). Además, la presencia de abundantes zonas de alteración hidrotermal hacia el este avaló proponer la prospección de depósitos epitermales en esta dirección, encontrando nuevas ocurrencias minerales en territorio argentino (*ej.* proyectos Valle Ancho, Delta, Josemaría y Filo del Sol; figura 1.3). Este cinturón metalogénico fue definido como Faja de Maricunga por Vila y Sillitoe en 1991.

Existen antecedentes que expresan la presencia de numerosas manifestaciones de Au y Cu, así como también áreas de alteración hidrotermal. La principal fuente de información de geología económica es el Mapa Metalogénico Atacama publicado por Díaz y Vivallo en 2005, donde se compila la ubicación y descripción básica de muchos de los proyectos, manifestaciones y depósitos conocidos en la Región de Atacama. En tal sentido, los principales depósitos y proyectos conocidos históricamente son:

Mina Refugio: consiste en pórfidos dioríticos y dacíticos de Au y Cu de 3 km de diámetro, hospedados en rocas volcánicas (andesitas-dacitas) con alteración potásica, sericítica y propilítica. La mineralización se ubica en venillas de cuarzo tipo A, bandeadas, de cuarzo-pirita y cuarzo-alunita, con leyes entre 0,5 y 1 ppm en sectores con alteración potásica y mayores en sectores de venillas bandeadas concentradas. También existen brechas intrusivas mineralizadas. Fue descubierta en 1984 y se encuentra en explotación desde el año 1996. Actualmente se halla bajo el control de la firma Kinross Gold Corporation.

Mina La Coipa: es una mina operada por Kinross actualmente. Consiste en un nido de depósitos epitermales de alta sulfuración. El área fue explorada inicialmente por Phelps Dodge y luego por Goldfields. Las muestras de suelo con valores anómalos de Ag (900 ppm) y Au (12 ppm) generaron un área de interés exploratorio. Cuenta con reservas de Au medidas de 19,4 Mtn con 1,4 g/tn y de Ag de 19,4 Mtn con 37,6 g/tn. Recientemente, fue estudiada por Gamonal (2015), que en su tesis doctoral definió la estratigrafía, las edades de mineralización y el control estructural del distrito.

Cerro Casale: está integrado por pórfidos dioríticos de Au (Cu, Mo) en caja de tobas andesíticas con alteración potásica y mineralización en *stockwork* de cuarzo-hematita especular. Además, hay sectores con alteración argílica avanzada y anomalías de Pb, Zn, Ag, Sb, As y Hg en el sector apical. Se hallaron reservas probadas de 230 Mt con 0,64 g/tn de Au (4,8 Moz), 1,88 g/tn de Ag (14 Moz) y 0,19 % de Cu (963 Mlb), y además reservas probables de 18,4 Moz de Au, 44,7 Moz de Ag y 4819 Mlb de Cu. El proyecto comenzó a explorarse en los años 80 y la construcción de la mina se encuentra paralizada actualmente.

Caspiche-Santa Cecilia: es una propiedad perteneciente a la minera Exeter que posee mineralización de tipo pórfido de Au-Cu y epitermal de sulfuración alta e intermedia en intrusivos del Mioceno inferior con hasta 1,5 km de diámetro. Los recursos medidos constituyen 457 millones de toneladas con 0,55 g/t de Au y Cu-Ag con una ley equivalente de 0,92 g/t de

Au. Los primeros trabajos de prospección comenzaron en 1986 y llegaron a 2011 con más de 75 mil metros perforados (66 mil de diamantina y 9 mil de aire reverso).

Marte-Lobo: actualmente perteneciente a la empresa Kinross, posee mineralización aurífera en un *stockwork* de cuarzo, rodeado por alteración argílica intermedia (clorita + sericita + alunita), acompañada por abundante hematita y pirita diseminadas. La presencia de sulfuros es escasa, mientras que es común el contenido de yeso en todo el yacimiento. Fue descubierto en 1981 durante un reconocimiento aéreo de la Cordillera de Chile por parte de la firma Anglo Cominco y un posterior muestreo de taludes que reveló 6 anomalías con valores de Au > 200 ppb (acompañada por anomalías moderadas de Cu, As y Pb). Se calculó una reserva de 46 millones de toneladas con 1,43 g/tn de Au.

Cerro Maricunga: actualmente pertenece a Atacama Pacific Gold y se encuentra en etapa de pre-factibilidad. Fue descubierto en 2008 por la empresa Newcrest y posteriormente, un *joint venture* entre Goldfields y SBX Consultores retomó las tareas exploratorias. Las reservas probadas sumadas a las probables de Au consisten en 294,4 millones de toneladas con 0,4 g/tn (3.743.000 oz). Desde el punto de vista geológico, la mineralización se encuentra asociada a venilleos bandeados grises y negros, y a *stockworks* tempranos de clorita + magnetita + cuarzo en trenes estructurales de dirección predominante NO-SE, dentro de un pórfido y complejos de brechas.

Localmente, el área estudiada en este trabajo fue visitada en 1997 por la consultora Howe Chile Ltda. En esa ocasión se tomaron 9 muestras de esquirlas de roca de afloramientos de vulcanitas argilizadas y propilitizadas, así como también de una estructura aflorante con alteración argílica. Además, se definió un área de alteración hidrotermal subaflorante de 1 km² sobre la cual se extrajeron 14 muestras de suelos que arrojaron anomalías geoquímicas de elementos traza. Finalmente se recomendó ampliar el muestreo y mapear correctamente la propiedad por su similitud con el estilo de mineralización observada en otros proyectos cercanos a Cerro Casale (Howe Chile Ltda 1997).

2.0 GEOLOGÍA DISTRITAL

2.1 Estratigrafía

Para definir la estratigrafía en el área de estudio se consultaron los estudios previamente realizados en el distrito del Nevado Jotabeche (Marcos *et al.* 1971, Mpodozis *et al.* 1991, Mpodozis *et al.* 1995, 1996 y 1997; Rubiolo y Hickson 2002, Mpodozis y Kay 2009), correlacionándose para este trabajo según las descripciones litológicas y las relaciones entre las mismas con antelación.

Las rocas del distrito poseen edades que abarcan desde el Paleozoico superior hasta el Cuaternario, y pueden ser divididas en un basamento cristalino pre-Terciario y una extensa cubierta volcánica constituida por unidades paleógenas, neógenas y cuaternarias (Mpodozis *et al.* 1991).

El conocimiento litológico y metalogénico del distrito ha sido preferentemente estudiado en relación con la faja de mineralización aurífera chilena (figura 1.3). En el sector argentino se conocen escasas publicaciones sobre el área abarcada por el Distrito Jotabeche, cuyas fechas son previas a 2009 (Mpodozis *et al.* 1997, Rubiolo y Hickson 2002, Mpodozis y Kay 2009, Goss *et al.* 2009). Los servicios geológicos de ambos países adeudan la publicación y actualización de los mapeos geológicos de escala 1:250.000 para la zona a la fecha. Es por ello que se han tomado descripciones de comarcas vecinas (especialmente chilenas) donde hay un mayor grado de conocimiento público para correlacionar las unidades estratigráficas identificadas en este trabajo.

El sustrato neopaleozoico está formado, en la zona del Nevado Jotabeche (figura 2.1), por una serie pelito-arenosa, afectada por metamorfismo de contacto, que aflora en la zona del Portezuelo Vidal Gormaz y se puede correlacionar con las formaciones Chinchas en Chile (Mpodozis *et al.* 1991) y Ranchillos en Argentina (Limarino *et al.* 1996). Está intruída por pórfidos riolíticos y granitos pérmicos. La asociación representa el basamento típico de gran parte de la Cordillera Frontal que se extiende hacia el sur dentro del territorio argentino (Azcuay *et al.* 1999).

El Mesozoico del sector chileno inicia con la Fm. La Ternera (Triásico superior) y corresponde a una potente serie de lavas basáltico-andesíticas con niveles de tobas e intruída por *sills* y cuellos basálticos. Sobre ellas se apoyan en concordancia una serie de conglomerados y areniscas rojas continentales, pertenecientes a la Fm. Quebrada Monardes del Jurásico-Cretácico, culminando el conjunto con lavas asignadas a la Fm Quebrada Seca del Cretácico.

El vulcanismo terciario cubre en discordancia las unidades anteriores, extendiéndose ampliamente en toda la comarca y edificando complejos volcánicos que superan los 6.000 m de altura.

A continuación se describen las unidades geológicas de base a techo de la secuencia estratigráfica que caracteriza la comarca.

2.1.1 Sedimentitas paleozoicas (Fm. Chinchas y equivalentes)

Fue definida por Mercado (1982) en la primera carta geológica de la Región de Atacama (en Chile), pero las rocas pertenecientes a la Fm. Chinchas fueron por primera vez descritas en detalle en la quebrada homónima ubicada 50 km al noroeste del Distrito del Nevado Jotabeche por Davidson *et*

al. (1978). Posteriormente fue mapeada y estudiada hacia el sur por Muzzio (1980) y Bell (1985) como parte de una investigación del basamento metasedimentario paleozoico de los Andes entre los 25° y 29°, en el norte chileno. Hacia el este, se describieron rocas equivalentes en las áreas de los salares de Maricunga y Pedernales en Chile (Segerstrom 1967, Kubanek y Zeil 1971, Cisternas 1977 y Cisternas *et al.* 1978).

Al norte del área de estudio aflora, en el sector ubicado 8 km al sureste del Salar de Maricunga (figura 1.3), como una secuencia de *roof-pendants* en los intrusivos Pérmico-Triásico (Clavero *et al.* 2012). Se encuentra parcialmente cubierta, en discordancia angular, por rocas volcánicas ácidas del Pérmico-Triásico (Grupo Choiyoi) y vulcanitas del Oligoceno-Mioceno (Clavero *et al.* 2012). Por otro lado, en el Distrito del Jotabeche se las localiza bien representadas en la zona del límite internacional chileno-argentino, al este del cerro homónimo (figura 2.1). En esta zona se presentan expuestas con signos de metamorfismo de contacto y como parte de la exhumación de un bloque de basamento paleozoico, para luego desaparecer por debajo de sedimentos cuaternarios hacia el este. Dentro del territorio argentino han sido ubicadas 25 km al sureste de la caldera Inca Pillo, en relación intrusiva con granitoides permo-triásicos (Goss *et al.* 2009).

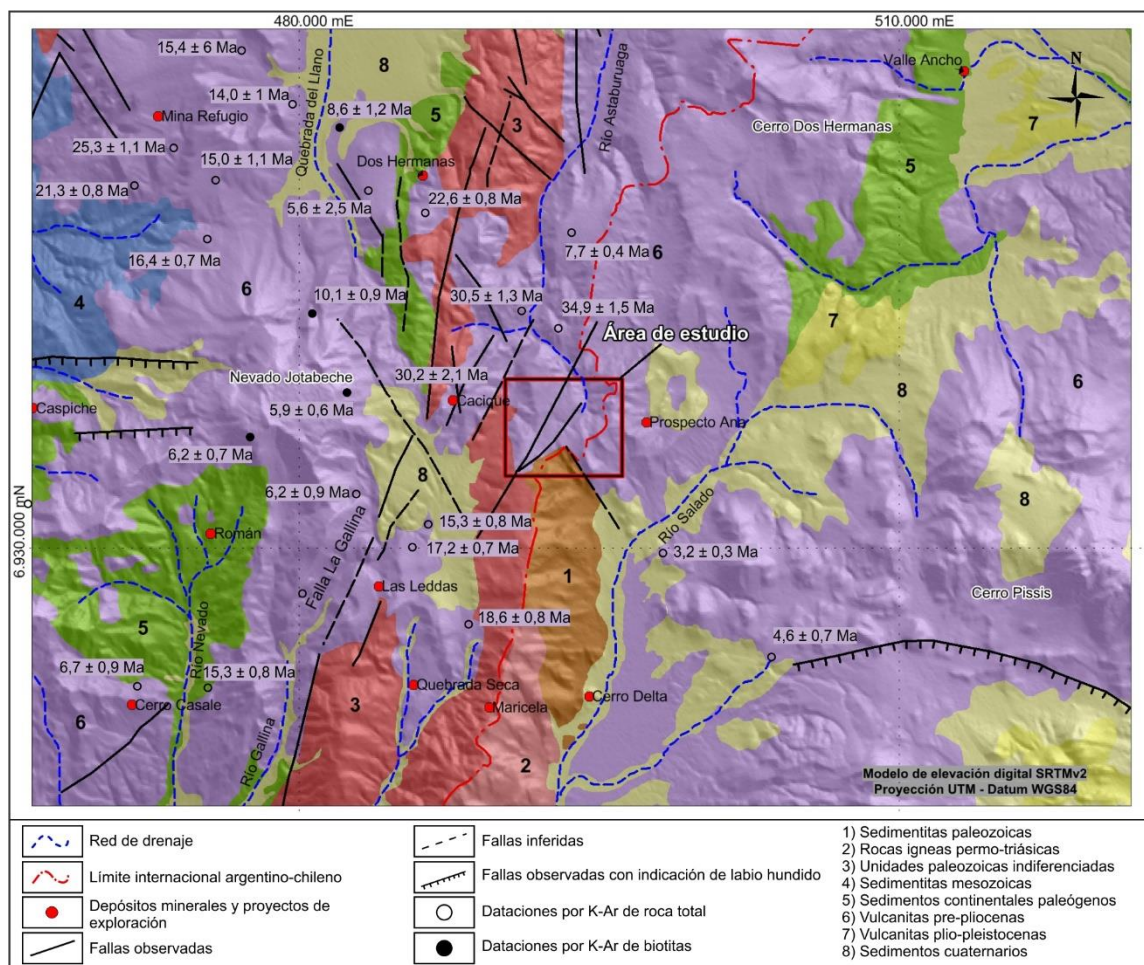


Figura 2.1. Esquema geológico simplificado de la Comarca del Nevado Jotabeche, modificado de Mpodosiz y Kay (1995) y Rubiolo y Hickson (2002); y ubicación del área de estudio denominada Portezuelo Vidal Gormaz.

Fue descrita por Clavero *et al.* (2012) como una secuencia formada por lutitas y areniscas arcóscas finas, negras a grises, finamente laminadas, con laminación entrecruzada y marcas de carga. Habitualmente se presentan muy silicificadas y afectadas por metamorfismo de contacto (Clavero *et al.* 2012). Bell (1985) indicó que la secuencia es portadora de trazas de tetrápodos, restos de dientes y escamas de peces que indicarían una edad del Carbonífero inferior.

También, ha sido correlacionada con otras unidades del Paleozoico tardío en el norte de Chile. Estas incluyen a las formaciones Las Placetas (Reutter 1974) y Río Hurtado (Cornejo y Mpodozis 1979). Del lado argentino puede correlacionarse con la Fm. Ranchillos (Polansky 1970, Marcos *et al.* 1971, Caminos *et al.* 1996, Limarino *et al.* 1996) y con las formaciones Punilla (Furque 1956, 1963 y 1972) y Jagüel (Limarino *et al.* 1996) debido a su amplitud entre el Devónico y el Carbonífero tardío (Morel *et al.* 1993 y 1996, Cingolani *et al.* 1992 y Caminos *et al.* 1993). Según estos autores, estas formaciones pueden asignarse al registro sedimentario de la sub-cuenca neopaleozoica de Río Blanco.

2.1.2 Vulcanitas permo-triásicas (Grupo Choiyoi, Fm. Pantanoso y equivalentes)

Tanto al norte como al oeste del Distrito del Jotabeche (figura 2.1) se han descrito afloramientos de rocas volcánicas y subvolcánicas de edad pérmica, definidas por Mercado (1982) como Fm. Pantanoso en Chile y como Fm. El Cuerno por Rubiolo y Hickson (2002) en Argentina. Principalmente se ubican en una faja N-S ubicada 40 km al oeste del área de estudio (en Chile), donde cubren en discordancia angular a la Formación Chinchas. Intruyen tonalitas pérmicas y están cubiertos en discordancia por sedimentitas y vulcanitas de edad triásica-jurásica inferior. También, se encuentran intruídos por granitoides pérmicos (Mpodozis *et al.*, 2012).

A estas vulcanitas se las encuentra al sureste del Salar de Maricunga (figura 1.3), donde se presentan cubiertas en discordancia angular por lavas y depósitos sedimentarios del Neógeno superior (Clavero *et al.* 2012). Asimismo, en el Distrito del Jotabeche (figura 2.1) cubren en discordancia a las sedimentitas carboníferas y fueron intruídas por pórfidos riolíticos y granitos pérmicos (Mpodozis *et al.* 1991).

En la zona cercana al Portezuelo Vidal Gormaz (figura 2.1) se describieron como lavas riolíticas (Mpodozis *et al.* 1991), mientras que fuera del Distrito del Jotabeche fueron citadas como una secuencia constituida principalmente por lavas ácidas, tobas y brechas piroclásticas riolíticas rojas de grano grueso, ricas en fenocristales de cuarzo y cogenéticas con numerosos cuerpos subvolcánicos riolíticos a dacíticos, de textura porfírica, color rojo y con abundantes fenocristales de cuarzo (Clavero *et al.* 2012).

Una toba aflorante 50 km al norte del área de estudio fue datada por K-Ar en biotita, obteniendo una edad de 228 ± 5 Ma (Gardeweg *et al.* 1997), lo que indicaría una edad mínima triásica para la secuencia. Además, por relaciones estratigráficas, la discordancia de las unidades del Triásico inferior apoyadas sobre la Fm. Pantanoso permite asignar esta unidad al Paleozoico superior inclusive (Mpodozis *et al.* 2012). Unidades similares definidas como Fm. La Tabla (Naranjo y Puig, 1984) y aflorantes 185 km al noreste del distrito (Coira 1971, Naranjo y Cornejo 1992) han sido correlacionadas con el Grupo Choiyoi (Seggiaro *et al.* 2002), que integra al conjunto de vulcanitas e intrusivos permo-triásicos que constituyen el basamento de la Provincia Geológica Cordillera Frontal, en Argentina (Rolleri y Criado Roque 1970).

2.1.3 Granitoides permo-triásicos (Fm. Carnerito y equivalentes)

Corresponden a un conjunto de cuerpos intrusivos que afloran en la zona del Portezuelo Vidal Gormaz (figura 2.1), al norte del Nevado Jotabeche y 8 km al este del Salar de Maricunga (figura 1.3), donde han intruido a tobas y lavas riolíticas de la Formación Pantanoso y a rocas de la Formación Chinchas. Hacia el norte, fuera del área de estudio, aparece solamente la facies monzodiorítica de esta unidad (Gardeweg *et al.* 1997). En afloramientos ubicados 30 km al oeste del Distrito del Jotabeche pueden hallarse numerosos cuerpos intrusivos de diferente composición litológica y relaciones de contacto (granodioritas, tonalitas y monzogranitos), pero con la característica unívoca de intruir a la Fm. Pantanoso (Mpodozis *et al.* 2012). Hacia el sur, y dentro del territorio argentino, han sido denominados por Marcos *et al.* (1971) como Formación Carnerito, agrupando bajo esta denominación a todas las litologías intrusivas de edad permo-triásica aflorantes en los bloques de basamento exhumados a lo largo del límite internacional.

En la Faja de Maricunga (figura 1.3), Clavero *et al.* (2012) y Mpodozis *et al.* (2012) han identificado diferentes composiciones y texturas asignables a esta unidad, encontrando **(a)** monzogranitos con biotita, de grano medio, parcialmente alterados y con incipientes rasgos de cataclasis; **(b)** monzodioritas cuarcíferas con piroxeno; **(c)** gabronoritas con olivina y hornblenda de grano grueso, con vetas tardío-magmáticas formadas por cristales euhedrales centimétricos de magnetita y cuarzo; **(d)** tonalitas y granodioritas de color gris pálido y grano medio, intruídas por diques andesíticos (de orientación NNO-SSE) y pórfidos riolíticos rosados; y **(e)** granodioritas y tonalitas de color gris y grano medio a grueso. Las dataciones K-Ar realizadas en la faja indicaron edades pérmico-triásicas entre 290 y 240 Ma (Mpodozis *et al.* 2012).

2.1.4 Sedimentitas mesozoicas

El paquete Triásico-Cretácico, que aflora en forma dominante al oeste del Nevado Jotabeche (figura 2.1), es una sucesión concordante de hasta 8.000 m de espesor (Mpodozis *et al.* 2012) con sedimentos continentales y rocas volcánicas en la base (Blanco 1994) que gradan hacia sedimentos marinos a partir del Sinemuriano-Bajociano (Mercado 1982). A partir del Cretácico inferior predomina el ambiente clástico continental (parcialmente eólico de acuerdo con Mercado 1982), cuyos estratos son cubiertos por una secuencia volcánica y sedimentaria concordante asignada al Cretácico superior (Cornejo *et al.* 1993), y son intruídos por ocasionales stocks afaníticos y/o porfíricos (Zentilli 1974). La secuencia es coronada por otra unidad sedimentaria y volcánica, apoyada en discordancia erosiva, cuyo límite superior actual se encuentra expuesto a erosión o cubierto por gravas del Mioceno medio (Muzzio 1980).

Las relaciones del paquete sedimentario con el basamento paleozoico son discordantes (Mpodozis *et al.* 2012), así como también con las vulcanitas cenozoicas que se observan en contacto en la zona del proyecto Cerro Casale (figura 2.1), donde pueden identificarse asomos en las quebradas así como también en las imágenes satelitales.

Las dataciones de las distintas unidades fueron realizadas por los autores varios antes mencionados, a través del método K-Ar en biotitas de las rocas volcánicas e intrusivas, y a través de la identificación de fósiles guía en las formaciones sedimentarias.

2.1.5 Sedimentos continentales paleógenos y neógenos (Estratos de Laguna Verde y equivalentes)

Comprenden dos niveles estratigráficos:

La unidad basal fue definida como Estratos Río Nevado en Chile (Mpodozis *et al.* 1991) y Estratos de Laguna Verde en Argentina (Rubiolo y Hickson 2002). Aflora al sur de la Comarca, en el valle del río Nevado, y en el sector argentino dentro de los valles Ancho y del río Salado (figura 2.1). Se presentan como una secuencia sedimentaria continental de edad oligocena, relacionada con un periodo de extensión regional (Mpodozis y Kay 2003). Esta secuencia tiene una actitud general homoclinal de orientación NO con inclinación 25° N (Shaw y Silva 2011). Está compuesta por un nivel inferior de ignimbritas lenticulares, a las que suceden más de 200 m de conglomerados rojos, areniscas y brechas sedimentarias que, al sur del río Nevado, engranan con limolitas yesíferas laminadas y calizas (Mpodozis *et al.* 1991). El nivel superior está formado por conglomerados y brechas volcánicas que pasan, hacia el techo, a lavas andesíticas y andesítico-basálticas, las cuales llegan a apoyarse directamente sobre el Mesozoico (Mpodozis *et al.* 1991).

Las edades radiométricas K-Ar obtenidas en las vulcanitas superiores al sur del Nevado Jotabeche se ubican en el intervalo 46-13 Ma (Mpodozis *et al.* 1991), aunque las relaciones de contacto permiten sugerir una edad principalmente eocena superior-oligocena inferior para los Estratos Río Nevado. Los autores de estas dataciones interpretaron que la gran dispersión de edades se debería probablemente a procesos de rejuvenecimiento asociados al vulcanismo mioceno.

La unidad superior cubre en discordancia erosiva a los Estratos Río Nevado y está formada por afloramientos dispersos de ignimbritas y tobas alteradas, asociadas a domos dacítico-riolíticos, que afloran en forma discontinua por más de 100 km hacia el norte y constituyen la roca de caja principal de los intrusivos asociados a mineralización de metales preciosos en la Faja de Maricunga (Mpodozis *et al.* 1991).

Al este del Nevado Jotabeche, en la cuenca del río Astaburuaga (figura 2.1), afloran una serie de lavas andesíticas, brechas y escasas intercalaciones sedimentarias que estarían aparentemente relacionadas con las tobas, aunque una afinidad con los Estratos Río Nevado no puede descartarse (Mpodozis *et al.* 1991). Edades K-Ar, tanto en rocas frescas como alteradas, se ubican alrededor de los 20-24 Ma (Mpodozis *et al.* 1991).

2.1.6 Vulcanitas paleógenas y neógenas (Fm. Astaburuaga y complejos volcánicos miocenos)

Las vulcanitas presentes en la comarca fueron descritas por primera vez por Mpodozis en 1991. Se encuentran apoyadas en marcada discordancia angular sobre las unidades anteriores y con edades comprendidas entre 34 y 5 Ma.

Según Mpodozis *et al.* (1995), la actividad volcánica en la región comenzó durante el Eoceno superior y Oligoceno inferior con la intrusión de cuerpos sintectónicos hipabisales en corredores estructurales de dirección NO-SE. Estas unidades son de composición dacítica y textura porfírica, y las dataciones realizadas por estos autores indicaron edades de $36,4 \pm 0,9$ Ma (K-Ar en roca total), 31,1 Ma y $30,2 \pm 2,1$ Ma (K-Ar en biotita). Además, dataron vulcanitas extrusivas, probablemente equivalentes

a los intrusivos, 6,5 km al NNO del Portezuelo Vidal Gormaz obteniendo edades de $34,9 \pm 1,5$ y $30,5 \pm 1,3$ Ma (K-Ar en roca total). A esta unidad se la denominó Fm. Astaburuaga.

Durante el Neógeno se levantaron edificios volcánicos cuyo mejor exponente actual es el Complejo Volcánico del Nevado Jotabeche (figura 2.1). A diferencia de otros centros volcánicos miocenos, ubicados más al norte (Ojos de Maricunga y Doña Inés entre otros, figura 1.3), está profundamente erodado, lo cual permite el análisis de su estratigrafía volcánica. Dos etapas caracterizan la evolución del Nevado Jotabeche según Mpodozis *et al.* (1991 y 1995):

- 1) Oligoceno superior – Mioceno inferior: intrusivos dacíticos-dioríticos porfíricos. En la parte sur de la Faja de Maricunga se conocen sistemas de domos múltiples porfíricos con composiciones que varían entre dacíticas y dioríticas asociados a fallas NO-SE principalmente. Ejemplo de esto son los intrusivos encontrados en la mina Refugio (K-Ar en roca total $25,3 \pm 1,1$ Ma, y K-Ar en biotita $22,8 \pm 0,6$ Ma) que está asociado a un anillo de brechas de explosión y tobas dacíticas (K-Ar en plagioclasa: $22,1 \pm 2,5$ Ma; y en roca total: $21,3 \pm 0,8$ Ma) que se extiende hasta 5 km al sur del yacimiento. Además, en el complejo Caspiche/Santa Cecilia se encuentran tres domos intensamente alterados, de 1,5 km de diámetro y alineados formando una franja de 4 km de longitud en la dirección ONO-ESE, emplazados sobre un basamento de rocas volcánicas paleógenas y con edades K-Ar obtenidas por Sillitoe *et al.* (1991) en minerales de alteración de $24,3 \pm 0,7$ (sericita) y $24,1 \pm 0,8$ (alunita). Finalmente, en el proyecto Pantanillo, ubicado al norte del Distrito del Jotabeche, estos autores reportaron una edad K-Ar roca total de $22,6 \pm 1,1$ y $2,2 \pm 0,9$ Ma.
- 2) Mioceno medio: vulcanismo andesítico en régimen extensional N-S. Está representado por un conjunto de lavas subhorizontales y flujos piroclásticos proximales, que forman cuatro cordones de dirección E-O, en echelón, de más de 5.000 m de altura (figura 1.3). Están formados por andesitas y dacitas de hornblenda, con edades K-Ar entre 16-13 Ma. Entre estos cordones se encuentran áreas deprimidas, que exponen extensas zonas de alteración hidrotermal (con edades K-Ar de 13-14 Ma), afectando a rocas del basamento pre-volcánico. Ellas se asocian a numerosos *stocks* porfíricos, andesítico-microdioríticos, que se alinean a lo largo de un eje mayor E-O. La fábrica estructural dentro de las zonas alteradas está dominada por un enrejado denso de fracturas y fallas de rumbo aproximado E-O e inclinación al sur (70°).
- 3) Mioceno superior: vulcanismo explosivo y colapso de calderas. Durante el Mioceno superior la actividad volcánica redujo su intensidad y se concentró en el extremo oriental de la cadena del Jotabeche. Su naturaleza cambió hacia un vulcanismo explosivo riolítico, seguido de lavas básicas, a la vez que el régimen tectónico pasó a ser controlado por un sistema conjugado de fallas NNE-SSO y NO-SE con un importante componente de rumbo. El núcleo mioceno superior (edad K-Ar $6,2 \pm 0,7$ Ma en biotita y $5,9 \pm 0,6$ Ma en roca total) del Nevado Jotabeche está formado por lavas andesítico-dacíticas en su base y más de 500 m de ignimbritas, lavas y tobas riolíticas. Un sistema de fallas limita por el norte controlando una estructura de colapso asimétrica, cuyo diseño hexagonal abierto al sur resulta de la interferencia de antiguas fallas normales E-O reactivadas con el sistema NNE. Domos riolíticos (con edad K-

Ar $10,1 \pm 0,9$ Ma), intruyen a las facies de intracaldera a la vez que hacia el norte de la estructura se encuentran extensos flujos de extra caldera que rellenan la cuenca de la Laguna del Negro Francisco (edad K-Ar 10-8 Ma, figura 1.3). Sobre la traza NNE de la gran falla La Gallina, que limita el flanco oriental del Nevado Jotabeche (figura 2.1), se emplazaron domos andesíticos y andesítico-basálticos. A ellos se asocian coladas de la misma composición que, si bien en el río La Gallina se interdigitan con las ignimbritas, generalmente las cubren. En estas lavas y domos, que representan el último episodio volcánico de importancia reconocido en la región, se han obtenido edades entre 8 y 5 Ma. Las fallas del sistema NNE a NO no sólo controlan el colapso de la caldera del Jotabeche sino que forman parte de una faja de deformación que afecta a toda la región ubicada al este del macizo, caracterizada por un enrejado de fallas de trazas rectas que limitan núcleos del basamento paleozoico dentro de los afloramientos de lavas y tobas del Paleógeno.

- 4) Plioceno: son lavas dacíticas, con riolitas y andesitas subordinadas. A partir del Plioceno la actividad volcánica en la zona fue remanente, representada por lavas dacítico-andesíticas, localizadas al sur del Valle Ancho (figura 2.1), en torno al Volcán Pissis y apoyadas en discordancia sobre las vulcanitas del Mioceno superior. Una datación K/Ar de esta unidad fue realizada por Mpodozis *et al.* (1998) en coladas lávicas similares al este de la comarca, obteniendo una edad de $4,5 \pm 0,3$ Ma. Hacia el sur, en los alrededores de la caldera Inca Pillo (figura 1.3), afloran domos riodacíticos y flujos piroclásticos de poca extensión areal. La datación de estas unidades permitió adjudicarlas al Plioceno medio ($2,9 \pm 0,4$ y $3,2 \pm 0,4$ Ma, Mpodozis *et al.* 1998).

2.1.7 Sedimentos cuaternarios

Están constituidos por depósitos fluviales aterrazados y planicies aluviales, que ocupan las partes bajas de las depresiones (figura 2.1), compuestos por gravas y arenas friables. Corresponden a los procesos actuales de erosión y transporte de sedimentos modernos, impulsados por los ciclos climáticos interanuales.

2.2 Marco geotectónico

Desde un punto de vista tectónico, el Portezuelo Vidal Gormaz se ubica en el extremo septentrional de la provincia geológica argentina Cordillera Frontal, inmediatamente al oeste de la extremidad meridional de la Puna argentina y de la zona volcánica activa de los Andes Centrales (figura 2.2). Además, se localiza sobre la zona de transición suave entre el segmento de subducción inclinada norte y el segmento central de los Andes chileno-argentinos ($28-30^\circ$ S), donde la subducción de la plaza de Nazca es subhorizontal (Smalley e Isacks 1987, y Cahil e Isacks 1992). La división entre zonas con subducción inclinada y subducción subhorizontal se produjo en forma progresiva entre los 20 y 6 Ma (Mpodozis *et al.* 1995), de modo que en la estratigrafía volcánica, geoquímica y evolución tectónica de la Faja de Maricunga están registrados los cambios ocurridos en la corteza continental y manto litosférico durante el proceso de progresiva disminución del ángulo de subducción; culminando a los 6-5 Ma con la migración final hacia el este del frente volcánico (Mpodozis *et al.* 1995). Al sur, en la región

La Faja de Maricunga, en el sentido definido por Vila y Sillitoe (1991), Davidson y Mpodozis (1991) y Moscoso *et al.* (1993), se extiende a lo largo del borde occidental del Altiplano entre los 26° y 28° S, formando una cadena N-S de edificios volcánicos inactivos, afectados por diversos grados de erosión. Constituye una faja estrecha de 45 km de ancho, construida durante el Neógeno sobre un basamento que incluye unidades volcánicas e intrusivas del Paleozoico, Mesozoico y Paleógeno. Dentro de la Faja de Maricunga se desarrollan las cuencas cerradas de los salares de Pedernales, de Maricunga y la Laguna del Negro Francisco (figura 1.3), que ocupan un *plateau* elevado de 3.800 m de altura promedio y encuentran, al oriente, un macizo formado por rocas del basamento paleozoico deformado (Kubaneck y Zeil 1971, y Zentilli 1974) y secuencias volcano-sedimentarias terciarias (Clavero *et al.* 2012). De norte a sur, esta cadena es interrumpida en la intersección con el lineamiento Valle Ancho (figura 2.2), donde el vulcanismo neógeno cubre el basamento, posiblemente hundido por fallas NO-SE con una componente normal (Rubiolo y Hickson 2002), para luego aparecer nuevamente en la zona del Portezuelo Vidal Gormaz y extenderse hacia el sur en lo que en Argentina se conoce como Provincia Geológica Cordillera Frontal (figura 2.2). Esta cadena antecede, hacia el este, al arco volcánico activo, ubicado 60 km al este del frente volcánico mioceno de la Faja de Maricunga y que incluye al complejo holoceno de Ojos del Salado (figura 2.2), que, con sus 6.893 m s. n. m., es el edificio volcánico de mayor altura en la Tierra (González-Ferrán *et al.* 1985, Baker *et al.* 1987). Álvarez *et al.* (2015) propusieron que la cadena volcánica de gran altura y dirección ENE-OSO a la que pertenece el cerro Ojos del Salado debe su origen a la subducción de la dorsal asísmica de Copiapó durante el Neógeno (figura 2.2).

La Faja de Maricunga es atravesada por grandes lineamientos estructurales de importancia en la historia de la exploración minera y regional, como los lineamientos Culampajá y Valle Ancho (figura 2.2), que debieron tenerse en cuenta a la hora de interpretar la geología y distribución de los depósitos y alteraciones hidrotermales. La geología estructural regional es dominada por el estilo de fallamiento andino. Los tres principales sistemas de falla son NNE-SSO, NO-SE y E-O (Mpodozis *et al.* 1995). La presencia de alineamientos de cráteres y edificios volcánicos con direcciones preferenciales NO-SE, NE-SO y E-O indica que fallas y/o fracturas no expuestas, con esas mismas orientaciones, ubicadas en el basamento pre-volcánico, habrían servido de conducto para el ascenso de magmas hasta la superficie (Clavero *et al.* 2012). Por su parte, King (1992) definió el marco estructural en la Faja de Maricunga como controlado por una serie de fallas E-O relacionadas con otros juegos por esfuerzos transpresivos.

En la Puna, Coutand *et al.* (2001) obtuvieron direcciones de acortamiento principales ONO-ESE y de estiramiento subverticales a partir del estudio de fallas cenozoicas. Este juego de esfuerzos es coherente con la actitud principal del orógeno andino, que se desarrolla en la dirección NNE-SSO a esta latitud. Las direcciones de acortamiento ONO-ESE pueden interpretarse como las resultantes de los esfuerzos principales aplicados sobre la región.

El sistema NNE tiene la mayor continuidad aflorante. Estas fallas pueden mapearse durante más de 50 km y pueden haber comenzado a actuar durante el Eoceno, formando grandes *horsts*, continuando su accionar durante el Oligoceno y hasta el Plioceno (Mpodozis *et al.* 1995). Mpodozis y Clavero (2002) propusieron que estas fallas mayores serían el resultado de un evento de deformación regional ocurrido probablemente entre los 20 y 19 Ma. Las fallas exponen el basamento más profundo conocido en la región y tienen desplazamientos verticales del orden de 0,5 a 3 km, con una probable

componente de movimiento dextral (King 1992). En la zona de estudio es ejemplo de ello la falla La Gallina (figura 2.1), que presenta una escarpa de falla en vulcanitas del Mioceno superior sobre la ladera oriental del Nevado Jotabeche, sugiriendo que la deformación continuó hasta los 5 Ma aproximadamente.

Los otros juegos de fallas en la región son NNO a ONO con componentes sinestrales (Mpodozis *et al.* 1997). Hacia el norte, en la zona del Salar de Maricunga (figura 2.2), Mpodozis *et al.* (1995) demostraron que esas fallas también fueron activadas durante el Eoceno y sufrieron reactivaciones intermitentes hasta finales del Mioceno. Un ejemplo de este lineamiento es la depresión de Valle Ancho (figura 2.1), relleno en parte por sedimentos paleógenos continentales que indican que este rasgo morfo-estructural es pre-Oligoceno, presentando evidencias de actividad sinistral (Mpodozis *et al.* 1997).

El rol del fallamiento E-O en la región es controversial. King (1992) propuso que esas estructuras eran en realidad los elementos deformacionales fundamentales de la región.

2.3 Metalogénesis de la Faja de Maricunga

La faja metalogénica de pórfidos de Au (+Cu) de Maricunga fue definida por Vila y Sillitoe (1991) y comprende una cadena de centros volcánicos miocenos de 45 km de ancho y 200 km de longitud en la dirección N-S. Forma parte del arco volcánico de margen continental que se estableció en la región durante el ciclo Andino. Es tradicionalmente incluida en su totalidad dentro del territorio chileno y está comprendida entre el Volcán Doña Inés por el norte (figura 2.2) y el río Nevado por el sur (figura 1.3).

Contiene por lo menos 20 proyectos de exploración y 2 minas en operación avanzada (Refugio y La Copia). También hospeda una serie de estratovolcanes variadamente erodados, con domos dacíticos asociados, que abarcan edades de entre 32 y 5 Ma (Vila y Sillitoe 1991). De los 6 pulsos magmáticos reconocidos que produjeron la mayoría de las rocas volcánicas e hipabisales, Mpodozis *et al.* (1995) indicaron que hubo solamente 2 eventos en la Faja que han sido fuertemente asociados con mineralización aurífera: una fase de vulcanismo dacítico entre 26 y 21 Ma (minas Refugio y La Coipa) y otra entre 16 y 12 Ma (proyectos Cerro Casale y Marte entre otros). En la Faja del Indio-Pascua (150 km al SSO del área de estudio) Makshev *et al.* (1984) describieron 2 pulsos mayores de vulcanismo de las mismas edades fértiles detectadas en Maricunga. Posteriormente, Gamonal (2015) propuso que la mineralización en la faja ocurrió de forma continua a lo largo del periodo entre 26 y 9 Ma debido a nuevas dataciones de mineralizaciones realizadas en el distrito minero La Coipa (figura 1.3) que otorgaron resultados de 19 y 17 Ma. Mpodozis y Kay (2003) han discutido la posibilidad de unir las Fajas de Maricunga y El Indio-Pascua dentro de un mismo cinturón metalogénico debido a la similar edad de los depósitos y, más recientemente, a manifestaciones en el sector que conecta ambas fajas (mina Caserones y proyectos Filo del Sol, Los Helados, Némesis y Delta, entre otros; figura 1.3). Estos proyectos de exploración han sido interpretados como la continuación hacia el norte de la Faja El Indio-Pascua, agrupados bajo el nombre de Faja El Toro-Potro o Faja del Salado (Panteleyev y Cravero 2001), debido a las características yacimientológicas en común: sistemas epitermales de alta sulfuración y pórfido en rocas volcánicas de edad miocena cuyo basamento es exclusivamente permo-triásico, mientras que en Maricunga se reconoce que el basamento corresponde a una secuencia sedimentaria

mesozoica muy deformada que cubre a las unidades paleozoicas. Hacia el norte del volcán Doña Inés (figura 1.3) se pueden datar las mineralizaciones auríferas por sus minerales de alteración (proyectos Salares Norte, Titán, Atlas, etc.) obteniendo que esta faja metalogénica miocena continúa hacia el norte por lo menos hasta el Salar de Pajonales (figura 1.3), 275 km al norte del Portezuelo Vidal Gormaz (Perelló *et al.* 2003, Kapusta 2012; Nano *et al.* 2015 y Gamonal 2015).

Las manifestaciones minerales conocidas al oeste de la Faja de Maricunga poseen características yacimientológicas notoriamente diferentes, siendo éstas pórfidos de Cu-Mo y las vetas polimetálicas relacionadas a eventos porfídicos, con ocasionales depósitos de tipo skarn y estratoligados asociados. Además, las edades calculadas para estos eventos abarcan desde el Eoceno superior hasta el Oligoceno superior. A diferencia de ello, la Faja de Maricunga contiene una serie de yacimientos minerales epitermales de alta sulfuración y pórfidos de Au-Cu, siendo los más importantes La Coipa, La Pepa, Marte/Lobo, Refugio (Maricunga) y Cerro Casale (figura 1.3). Los recursos conocidos de la Faja combinados alcanzan un mínimo de 55 millones de onzas de Au (Cole 2011).



Figura 2.3. Venillas de cuarzo bandeado aflorantes en el proyecto Quebrada Seca.

Los pórfidos de Au-Cu son esencialmente de composición diorítica/cuarzo-diorítica con venillas de cuarzo bandeadas (figura 2.3), orientadas en la dirección NO-SE, en los sectores apicales de intrusivos porfíricos someros (500 a 700 m de profundidad). Están asociados a alteraciones silícica, argílica y potásica, donde la mayoría del oro es contenido en venillas. Los sulfuros suelen ser pirita, calcopirita, bornita y molibdenita (Vila y Sillitoe 1991). Algunos de estos depósitos suelen tener un sistema epitermal telescópico, con la presencia de pórfidos con alteración potásica con argilización sobrepuesta (ej. Cerro Casale, Marte y Caspiche). Esta característica particular de los pórfidos de Au responde, según Sillitoe (1992, 1994 y 2000), a la liberación de elementos volátiles y una rápida disminución de la presión litostática sobre el intrusivo por degradación catastrófica del edificio

volcánico. Mpodozis *et al.* (1995) sugirieron que este fenómeno puede ser interpretado, en la Faja de Maricunga, como una intensa erosión de la región en sincronismo con el emplazamiento de sistemas de pórfidos (figura 2.4). La erosión ha sido adjudicada, por los mismos autores, a cambios en el nivel de base por levantamiento regional (engrosamiento de la corteza), lo que generó la sobreimposición de los sistemas hidrotermales activos.

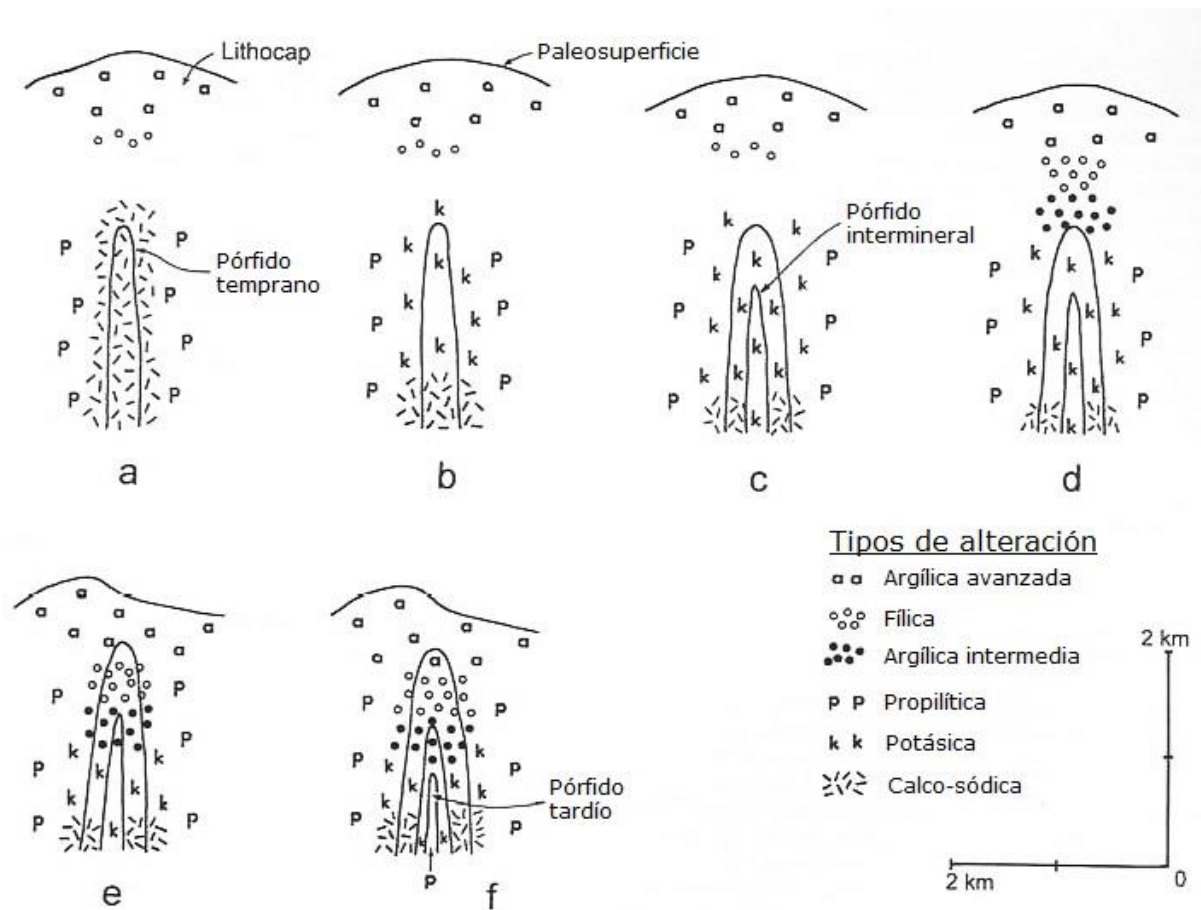


Figura 2.4. Modelo genético simplificado mostrando la evolución de un típico sistema de pórfido de Au. Traducido de Sillitoe (2000). **a)** Intrusión temprana de un pórfido con desarrollo de alteración calco-sódica estéril a partir de una salmuera magmática de alta temperatura, con alteración propilítica en los márgenes y una *lithocap* temprana por condensación de elementos volátiles. **b)** La salmuera magmática se enfría para formar alteración potásica con introducción de la mayoría del Au y el Cu en el sistema. **c)** La intrusión de un pórfido intermineral causa inflación del *stock* y continúan la alteración potásica y la mineralización de Au y Cu pero con intensidades y grados menores que en el estado “a”. **d)** El enfriamiento progresivo del sistema, probablemente con el ingreso inicial de aguas meteóricas, genera desarrollo de alteración argílica intermedia a expensas de las partes apicales de la zona de alteración potásica. **e)** Degradación catastrófica de la paleosuperficie genera *telescoping* en el sistema, con alteraciones argílica avanzada, fílica y argílica intermedia progresivamente sobreimpuestas a la zona de alteración potásica causando removilización parcial de arreglos de sulfuros preexistentes. **f)** La intrusión pos-mineral de pórfidos causa mayor inflación del *stock* y desarrollo de un núcleo propilítico estéril.

Los sistemas de fallas previamente descritos ejercieron un fuerte control estructural sobre el vulcanismo mioceno; ello se refleja en el alineamiento de los edificios y calderas volcánicas tanto en el sentido NNE-SSO como en direcciones E-O y NE-SO. Estas estructuras y las manifestaciones minerales de tipo pórfido en el ambiente circumpacífico han demostrado estar directamente relacionadas con la actividad volcánica (Corbett y Leach 1998).

Por otro lado, el conocimiento de los depósitos minerales de la Faja de Maricunga se debe en gran medida a la profundidad alcanzada por los procesos erosivos durante el Neógeno, que expusieron los sectores ventrales de complejos volcánicos. De este modo, los edificios volcánicos poco erosionados no constituyen un metalotecto por la gran profundidad de los sistemas mineralizados que pudieran tener, siendo este el caso de aquellos de edad miocena superior a cuaternaria.

2.4 Historia geológica del Distrito del Nevado Jotabeche

Los primeros acontecimientos de los que se tiene registro en la comarca están relacionados con la depositación de las facies marinas someras de la Fm. Chinchos dentro de la parte septentrional de la sub-cuenca de Río Blanco durante el Carbonífero (Fm. Ranchillos, Limarino *et al.* 1996). Estas sedimentitas habrían sufrido deformación durante el Paleozoico superior a partir de los movimientos sanrafaélicos (figura 2.5), originados por el proceso de subducción en el borde sudoccidental de Gondwana (Ramos 1988, Caminos y Azcuy 1996, Azcuy *et al.* 1999). Posteriormente se habría emplazado un conjunto de rocas plutónicas, hipabisales ácidas y volcánicas correspondientes a magmas asociados con un régimen post-orogénico (Llambías y Sato 1990), en un ambiente de intraplaca, con características geoquímicas de fusión cortical en un régimen extensional (Llambías 1999).

Durante el Mesozoico temprano tanto la depositación de sedimentos continentales como la efusión de vulcanitas alcalinas ha sido relacionada con la apertura de cuencas de *rift*, que luego fueron cubiertas por transgresiones marinas durante el Jurásico (Cornejo *et al.* 1993). Las secuencias marinas y los sedimentos continentales cretácicos representan facies acumuladas en cuencas de trasarco, al este del arco magmático del Jurásico-Cretácico inferior, cuyo eje se ubicaba en el sector próximo a la actual costa chilena (Mpodozis y Ramos 1990 y Mpodozis y Allmendinger 1993).

Las secuencias mesozoicas fueron deformadas en el Cretácico superior por una fase de compresión generalizada (Arévalo y Mpodozis 1991). Además durante el Cretácico superior-Eoceno inferior la región al oeste del Distrito del Jotabeche fue afectada por la erupción de magmas calcoalcalinos potásicos en un ambiente extensional (Mpodozis *et al.* 1995). Los productos volcánicos de este período, datados entre 80 y 52 Ma por Mpodozis *et al.* (1995), se encuentran en la zona del Nevado Jotabeche y cercanos al proyecto Pantanillo (figura 1.3), y consisten en lavas junto con sedimentos de retroarco (Estratos de Laguna Verde y equivalentes).

Durante el evento eoceno se formó un sistema estructural que incluye un corredor de fallas sinestrales, de rumbo NO, subverticales, que probablemente se extendieron desde la comarca aledaña a La Coipa hasta la región del Valle Ancho (Mpodozis *et al.* 1995, figura 1.3). Estas fallas fueron, con posterioridad, reactivadas en forma intermitente, ejerciendo durante el Oligoceno y el Mioceno un

notable control en el emplazamiento de los sistemas volcánicos de la Faja de Maricunga (Cornejo y Mpodozis, 1994).

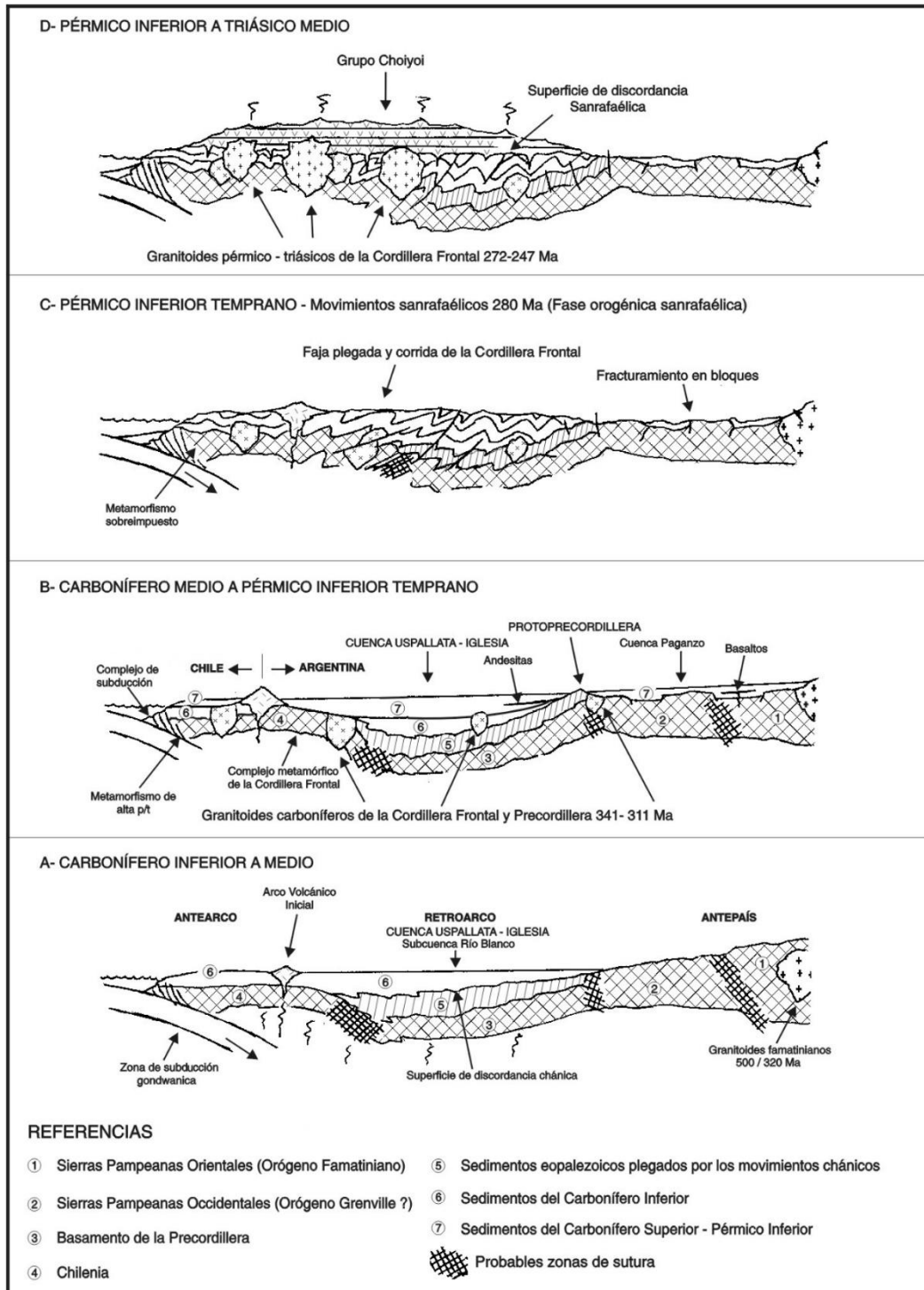


Figura 2.5. Cortes esquemáticos que muestran la evolución de las cuencas carbonífero-pérmicas del centro-oeste argentino (28°-35° Latitud Sur) y los procesos magmáticos y tectónicos asociados. Modificado de Caminos y Azcuy (1996) y de Azcuy *et al.* (1999).

En el Oligoceno inferior se emplazaron algunos cuerpos de pórfidos dacíticos (Proyecto Cacique, edad K-Ar biotita: $30,2 \pm 2,1$ Ma, Mpodozis *et al.* 1995). Lavas, probablemente equivalentes a los intrusivos, se encuentran en la zona del río Astaburuaga (figura 2.1) donde se han obtenido edades K-Ar (en roca total) de $34,9 \pm 1,5$ y $30,5 \pm 1,3$ Ma (Mpodozis *et al.* 1995). En Pantanillo, 20 km al norte del área de estudio, afloran al menos cinco domos y pórfidos dacíticos, con distinto grado de alteración hidrotermal, datados en $22,6 \pm 1,1$ Ma y $22,2 \pm 0,9$ Ma (K-Ar en roca total, Mpodozis *et al.* 1995).

El Mioceno inferior registró una importante actividad magmática en las zonas de los yacimientos Caspiche y Refugio (figura 1.3) representada por domos dacíticos (K-Ar en roca total $25,3 \pm 1,1$ Ma; Mpodozis 1995) y pórfidos subvolcánicos (K-Ar, biotita, $22,8 \pm 0,6$ Ma, Mpodozis 1995) portadores de mineralización aurífera, que se correlacionan con facies piroclásticas (K-Ar, sericita: $24,3 \pm 0,7$ Ma; alunita: $24,1 \pm 0,8$ Ma, Sillitoe *et al.* 1991) y brechas de explosión hacia el este (K-Ar, plagioclasa: $22,1 \pm 2,5$ Ma; roca total: $21,3 \pm 0,8$ Ma, Mpodozis *et al.* 1995).

La deformación datada para el Mioceno inferior a medio, entre los 20-16 Ma, en la zona del Jotabeche se manifiesta por el estilo “piel gruesa” (Mpodozis *et al.* 1991). Durante este periodo se elevaron bloques del basamento producto de las fallas inversas que ponen en contacto granitos paleozoicos con rocas oligocenas (Mpodozis *et al.* 1991). Con esta fase, se produjo un significativo engrosamiento tectónico de la corteza y se habría iniciado una progresiva disminución del ángulo de inclinación de la zona de Benioff (Mpodozis *et al.* 1991). A su vez, la actividad magmática se redujo durante este periodo con respecto al Mioceno inferior, conociéndose únicamente escasos y aislados complejos dacíticos con ignimbritas asociadas (Kay *et al.* 1994, Mpodozis *et al.* 1995).

Yañez *et al.* (2001) dataron, entre los 13 y los 6 Ma, la migración de la Dorsal de Juan Fernández (figura 2.2), subducida por debajo del área de estudio. La evolución del vulcanismo del Complejo Jotabeche muestra, en resumen, una fase andesítica en el Mioceno medio (16-13 Ma) acompañada de extensión norte-sur, una fase explosiva de magmatismo ácido en el Mioceno superior (11-8 Ma) y una fase póstuma con lavas básicas (8-5 Ma), posteriores al colapso del macizo volcánico (Mpodozis *et al.* 1991). Es probable que la existencia de esta evolución en 3 etapas se deba a que la zona estuvo especialmente afectada, a partir del Mioceno medio, por deformación extensional asociada con fracturas frágiles (extensión N-S) durante el alzamiento de la Puna (Mpodozis *et al.* 1991). Una familia de fallas de rumbo NNE y NNO afectó las rocas volcánicas de más de 13 Ma de edad en la comarca, pero no a las posteriores, sugiriendo un episodio de deformación para ese periodo temporal (Mpodozis *et al.* 1995).

La relocalización del arco volcánico sobre el límite entre Argentina y Chile durante el Plioceno generó efusiones volcánicas en el Volcán Pissis y en la caldera de Inca Pillo (figura 1.3) durante el Cuaternario (Rubiolo y Hickson 2002).

Al cesar el vulcanismo, los rasgos mayores del relieve actual ya se encontraban determinados, como la serie de cuencas endorreicas independientes que caracterizan la morfología actual del altiplano de Maricunga (Mpodozis *et al.* 1991). Al este del Jotabeche se formó, después de una fase erosiva intensa, una pequeña cuenca cerrada de 10 km de diámetro (Cuenca de La Gallina) que fue rápidamente rellenada por 100-150 m de gravas y conglomerados, que culminan con un nivel de tobas ricas en pómez

(Mpodozis *et al.* 1991). El drenaje de la cuenca de la Gallina fue finalmente capturado hacia el sur por el sistema del río Copiapó y el descenso del nivel de base generó cárcavas por retroceso al sureste del Nevado Jotabeche. Tanto el relleno de la cuenca como la cubierta de coluvio cuaternario están afectadas por escarpas de falla muy recientes que resultan de la reactivación de fallas previas (Mpodozis *et al.* 1991). A su vez, en el sector argentino, el valle del río Salado (figura 2.1) se forma entre el bloque ascendido de Vidal Gormaz y el Volcán Pissis y registra depósitos sedimentarios a lo largo de todo el Cenozoico. El proceso fluvial excavó quebradas profundas en los edificios volcánicos exponiendo rocas terciarias y mesozoicas. Los procesos geomorfológicos de ambiente periglacial dominaron la formación de los rasgos menores durante el Cuaternario, generando geoformas de acumulación mixtas (fluvial y soliflucción) y facilitando la remoción en masa. Este último proceso desencadenó numerosos deslizamientos complejos, glaciares de roca y flujos de detritos en las áreas de mayor cota y mayor pendiente.

3.0 GEOLOGÍA LOCAL

La geología del área se compone de varias de las unidades estratigráficas descritas en el apartado 2.1 (Estratigrafía), principalmente por las vulcanitas básicas efusivas con presencia de rocas subvolcánicas en su área central. Hacia el SO asoman rocas del basamento, compuesto por plutonitas y vulcanitas ácidas, y metamorfitas de contacto.

Todos estos afloramientos se encuentran profusamente meteorizados, y sólo están expuestos bien consolidados en los filos y en los laterales de las quebradas. El área presenta una evolución del paisaje coherente con la descrita para la Comarca del Nevado Jotabeche a nivel distrital, y en ella se hallan estructuras que se interpreta que cumplieron un rol de gran importancia en el desarrollo del sistema magmático-hidrotermal establecido en este trabajo para la comarca.

Tanto las litologías como las geoformas pudieron discriminarse mediante el análisis de imágenes satelitales previamente a la salida de campo. Luego, con la información obtenida *in situ* se complementó la definición de unidades y procesos geomórficos que gobiernan la geología local.

3.1 Geomorfología

El paisaje en el área de estudio es de tipo monocíclico, compuesto y montañoso, debido a la acción de procesos fluviales y periglaciales. Las condiciones climáticas dominantes durante el Cuaternario han influenciado en la formación del paisaje actual sobre macizos rocosos deformados por la acción tectónica previa. El clima es frío de altura. El drenaje es efímero y de diseño sub-dendrítico por presentar un control moderado sobre los ríos tributarios que corren sub-paralelos y por laterales de los valles fluviales, así como los ríos principales tienden a disponerse paralelos entre sí a escala del Distrito del Jotabeche. Los cursos fluviales más desarrollados poseen hábito entrelazado y corren con dirección predominante NE-SO, en ambos sentidos. No se observa cobertura vegetal en el área de estudio, encontrándose de forma aislada en los valles fluviales más amplios.

Las geoformas de erosión periglaciales son planicies de crioplanación, suelos estructurados y lóbulos de soligelifluxión, y las de acumulación son depósitos mixtos (fluvial-coluvial) sobre las planicies mencionadas. Las superficies de crioplanación (o nivaciones) son la geoforma periglacial dominante y se extienden por más de 6 km al noroeste de la divisoria de aguas (figura 3.1). Esta geoforma evolucionó a partir de la degradación de los afloramientos rocosos por acción de la nieve y el hielo, dejando escasos asomos rocosos intactos en planicies de regolito de tamaños muy variados (figura 3.2a), con poco o nulo transporte, que pueden ser interpretados como sub-afloramientos. En las zonas de acumulación nívica se observan suelos poligonales poco evolucionados (figura 3.2c) que pasan a suelos estriados y a guirnaldas a medida que aumenta la inclinación de las pendientes hasta encontrar lóbulos de soligelifluxión dominantes en las áreas de mayor ángulo.

Sobre las superficies de crioplanación se hallan depósitos detríticos incipientes formados a partir del aporte de material clástico por acción combinada entre solifluxión y transporte fluvial estival (figura 3.2b). La composición de estos depósitos es mixta, pudiéndose encontrar rodados de hasta 20 cm de diámetro correspondientes a las diferentes litologías presentes en el área.

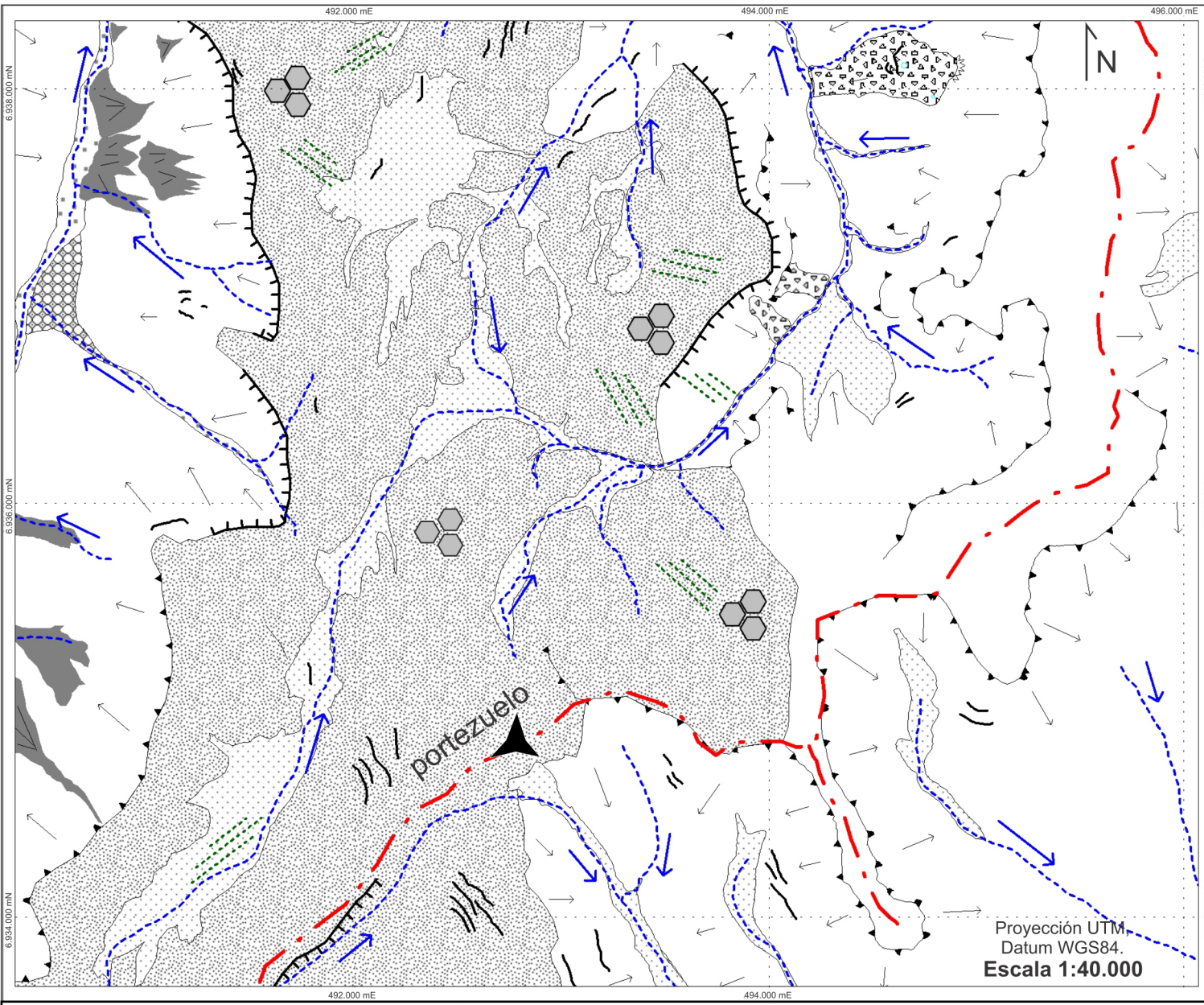
Las geoformas de erosión fluviales son los valles, mientras que las de depositación son las planicies fluviales y los abanicos aluviales. Los laterales de valles son extensos y de ángulo muy variado, y encuentran su fin en escarpas y farallones donde quiebra la pendiente abruptamente y da lugar al ambiente de crioplanación. Las planicies son angostas (< 50 m) y recientes. Dentro del área estudiada solamente se reconoció un abanico aluvial, en el sector oeste, donde nace el Río Astaburuaga.

La remoción en masa tiene mayor presencia en la comarca con dominio de rocas volcánicas en forma de flujos complejos relícticos (con ocasionales lagunas circulares), conos de deyección y caída de rocas, encontrándose también algunos conos en torno a los farallones de rocas plutónicas. La composición de las vulcanitas y su posible estratificación pueden haber favorecido la formación de los flujos observados.

La acción tectónica, que elevó bloques de basamento, y la construcción de edificios volcánicos durante el Cenozoico llevaron la zona a una altura superior a los 4.500 m s. n. m. donde la acción de la nieve estacionaria se volvió prevalente. A su vez, las lluvias estivales y el deshielo profundizaron los valles fluviales y desarrollaron remoción en masa en sus laterales. Si bien se conocen evidencias del retroceso fluvial en la zona del Río de la Gallina, no se observan en el área de estudio. Actualmente continúan los procesos fluvial y periglacial, y los taludes se encuentran activos y alimentan los valles con detritos.

Figura 3.1. Mapa geomorfológico del área del Portezuelo Vidal Gormaz y modelo de elevación digital.

MAPA GEOMORFOLÓGICO DEL ÁREA DEL PORTEZUELO VIDAL GORMAZ



MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL

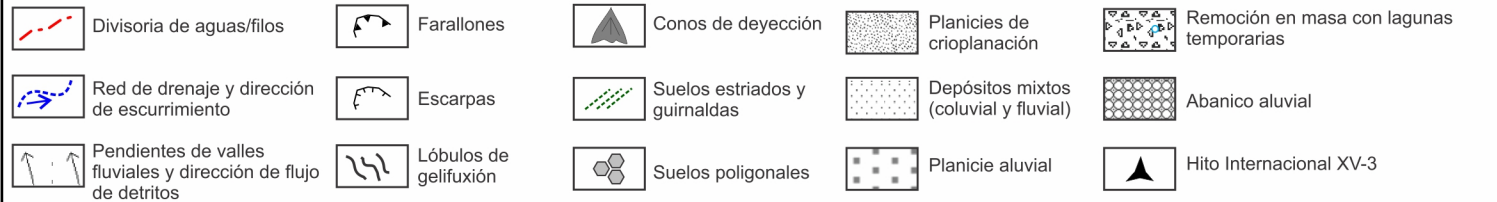
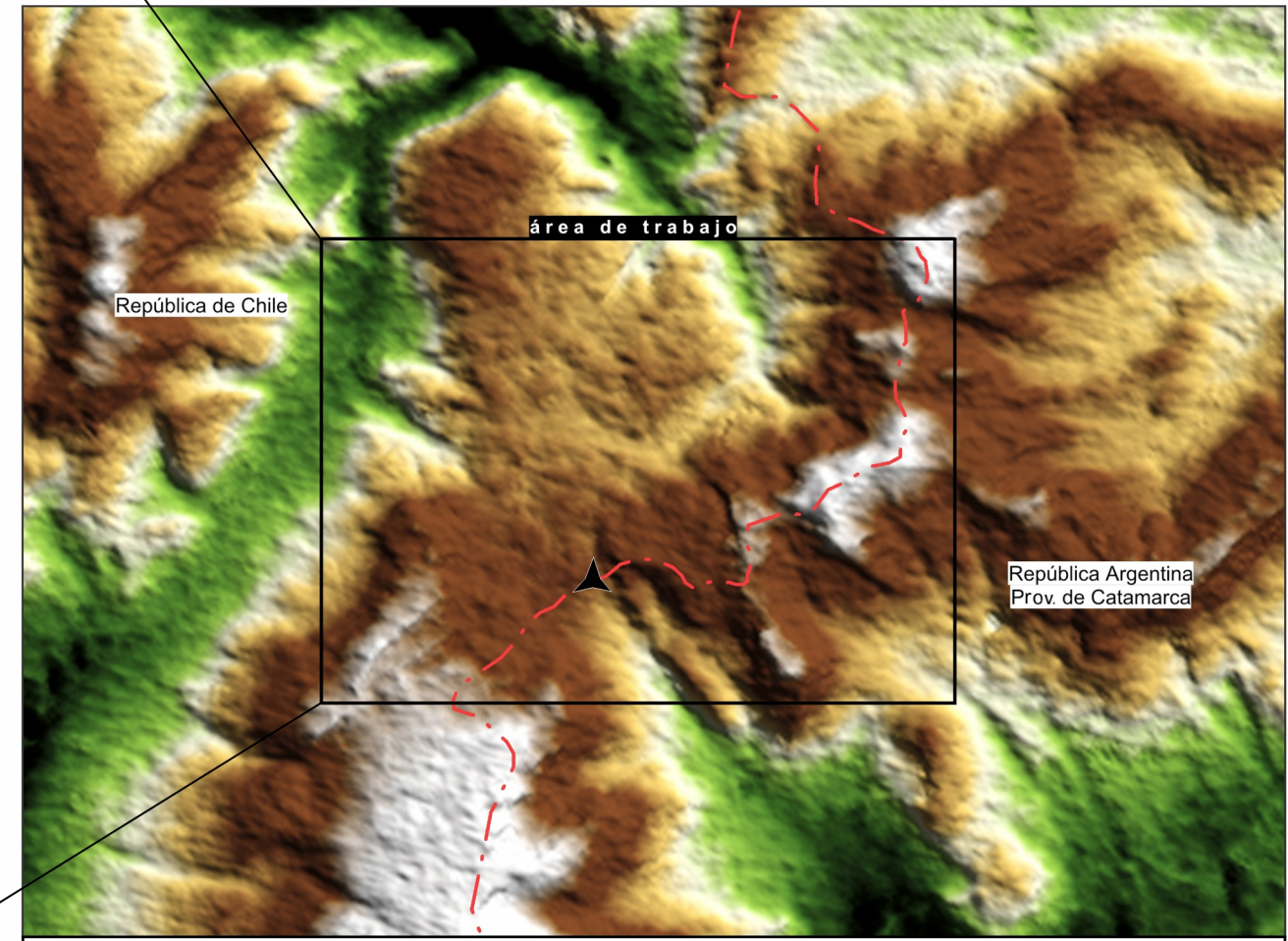




Figura 3.2. Geoformas de erosión, meteorización y acumulación. **a)** Aspecto general de los afloramientos de rocas volcánicas en crioplanicies. Se aprecia la degradación de las rocas circundantes subaflorantes. **b)** Aspecto general de los depósitos mixtos (fluvio-coluviales). Al fondo se aprecian afloramientos de plutonitas, vulcanitas y metamorfitas paleozoicas. **c)** Suelos poligonales sobre regolito originado a partir de degradación de afloramientos *in situ*; al fondo se distinguen afloramientos de plutonitas y vulcanitas permo-triásicas (tonos rojizos y amarillentos) y metamorfitas paleozoicas (tonos oscuros).

3.2 Litologías

Las rocas expuestas en el área de estudio se pueden agrupar en dos grupos principales según sus edades y grado de deformación. El grupo de unidades estratigráficas más antiguas son parte de un bloque de basamento distrital ascendido por fallas inversas de dirección NNE-SSO (figura 2.1) y compuesto por rocas ígneas y metamorfitas de edad paleozoica superior-triásica. Localmente, afloran en el sector suroeste del área estudiada (figura 2.1) y son fácilmente reconocibles en el campo y en imágenes satelitales por sus colores y texturas características (figura 3.3). Además, se aprecia una erosión diferencial dada por la susceptibilidad a los procesos de meteorización que depende de la composición y las texturas de las rocas, que genera un macizo elevado con incipientes quebradas transversales y pendientes de alto ángulo.

Por otro lado, el grupo de unidades jóvenes que abarcan la mayor parte del área estudiada se compone de rocas volcánicas y subvolcánicas que representan el arco volcánico que estuvo activo en el distrito entre el Eoceno superior y el Plioceno. En sectores pueden reconocerse lavas andesíticas y basálticas, domos dacíticos y depósitos piroclásticos cuyas relaciones estratigráficas no son claras debido a la intensa degradación de los afloramientos que afectan el reconocimiento de los contactos litológicos. Finalmente, se observan apoyados sobre las rocas ígneas los depósitos sedimentarios fluvio-coluviales modernos relacionados a los procesos de erosión y transporte activos y recientes que fueron descritos previamente.

Todas las unidades rocosas se reconocen a través de regolito *in situ* y pequeños afloramientos menores a 6 m² (figura 3.2a), con excepción de algunos asomos de mayor tamaño. La relación de contacto entre estos dos grupos se encontró oculta por una cubierta de regolito, detritos y nieve sobre una ladera de bajo ángulo atravesada por un importante lineamiento regional de dirección NO-SE que será analizado más adelante.

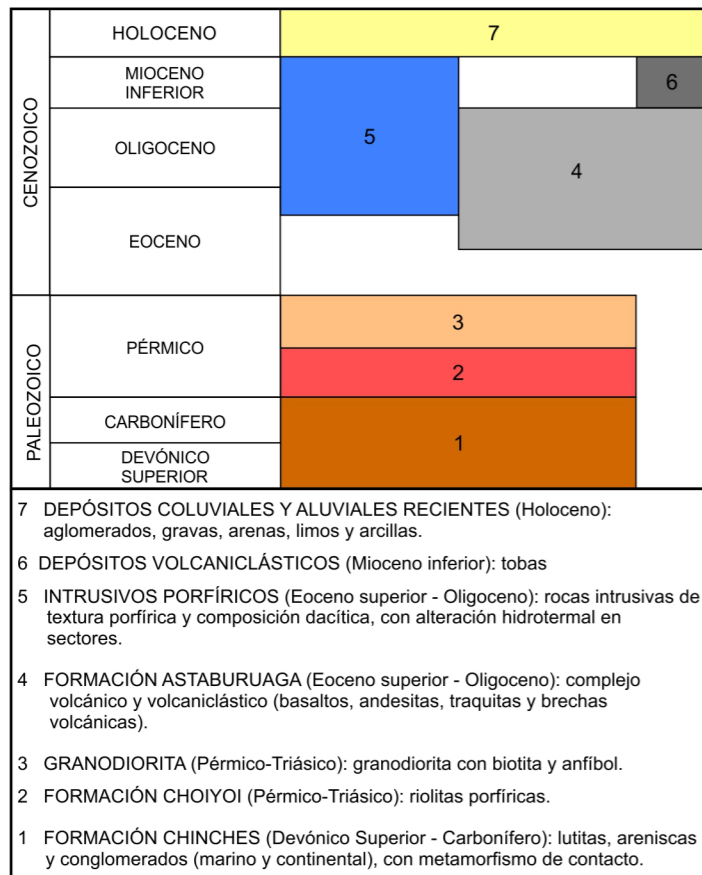
La extensión de las diferentes unidades litológicas, sus formas, relaciones de contacto, y demás elementos geológicos presentes en el área de estudio se exponen en el mapa y en el perfil de la figura 3.3.

3.2.1 Hornfels de la Fm. Chinchas (Paleozoico superior)

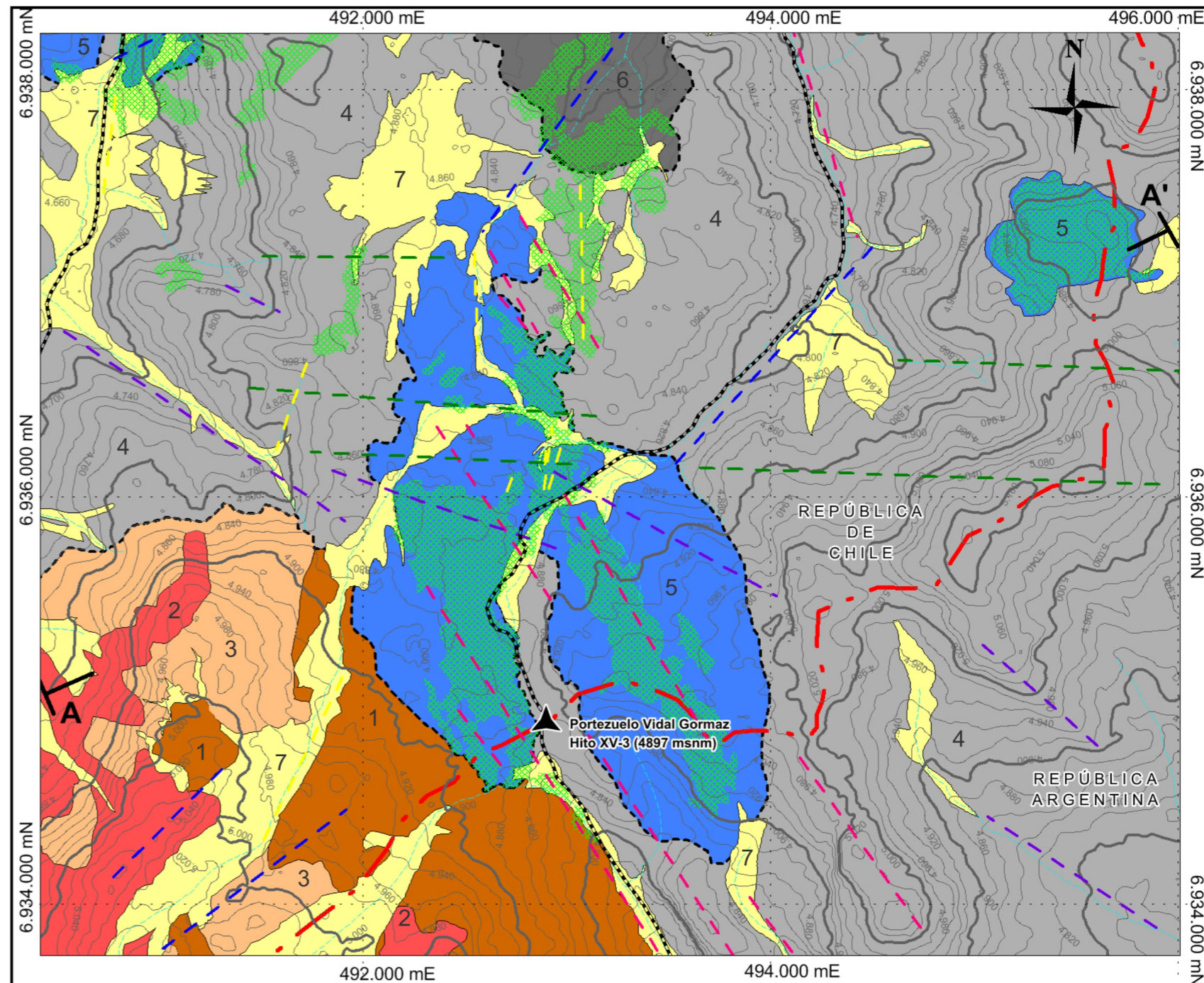
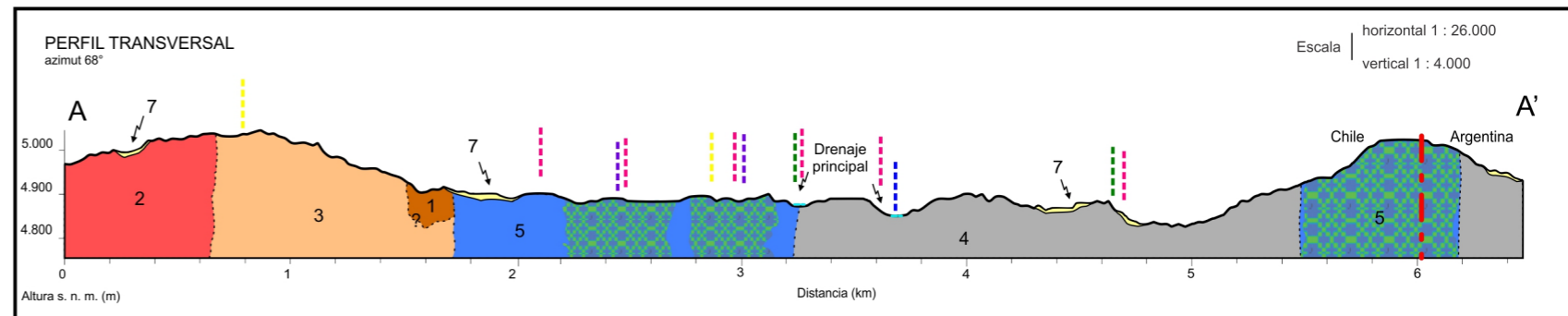
Esta unidad aflora en el sector suroeste del área estudiada y se extiende hacia el sur por la ladera oriental del bloque de basamento ascendido en el Distrito Jotabeche (mayormente en territorio argentino). Las sedimentitas que fueron afectadas por metamorfismo de contacto son asignadas a la secuencia sedimentaria devónica-carbonífera que en la región se conoce como Fm. Chinchas, en Chile, y Fm. Ranchillos o Punilla en Argentina.

A partir de las imágenes satelitales utilizadas se pudieron mapear afloramientos de esta unidad con precisión mediante el uso del procesamiento 741 en una imagen Landsat, destacándose por su color pardo (figura 3.3).

CUADRO ESTRATIGRÁFICO



REFERENCIAS CARTOGRÁFICAS Y GEOLÓGICAS

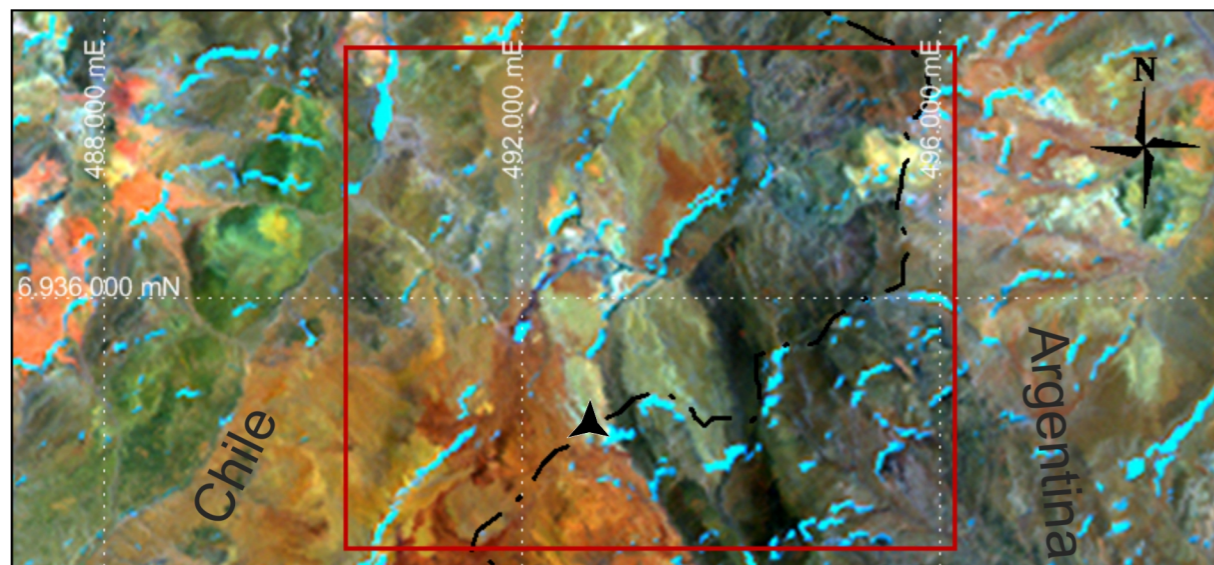


Escala 1:26.000

Sistema de Coordenadas UTM Faja 19 Sur
 Datum WGS84
 Información topográfica de ASTER GDEM v2.
 Imagen satelital Landsat tomada de SRTM v2. USGS 2001.

Figura 3.3. Mapa geológico del área del Portezuelo Vidal Gormaz, perfil geológico, imagen satelital Landsat procesada y cuadro estratigráfico de las unidades presentes en el área.

IMAGEN LANDSAT CON COMBINACIÓN DE BANDAS 741. En rojo se indica el área del mapa geológico y en negro el límite internacional.



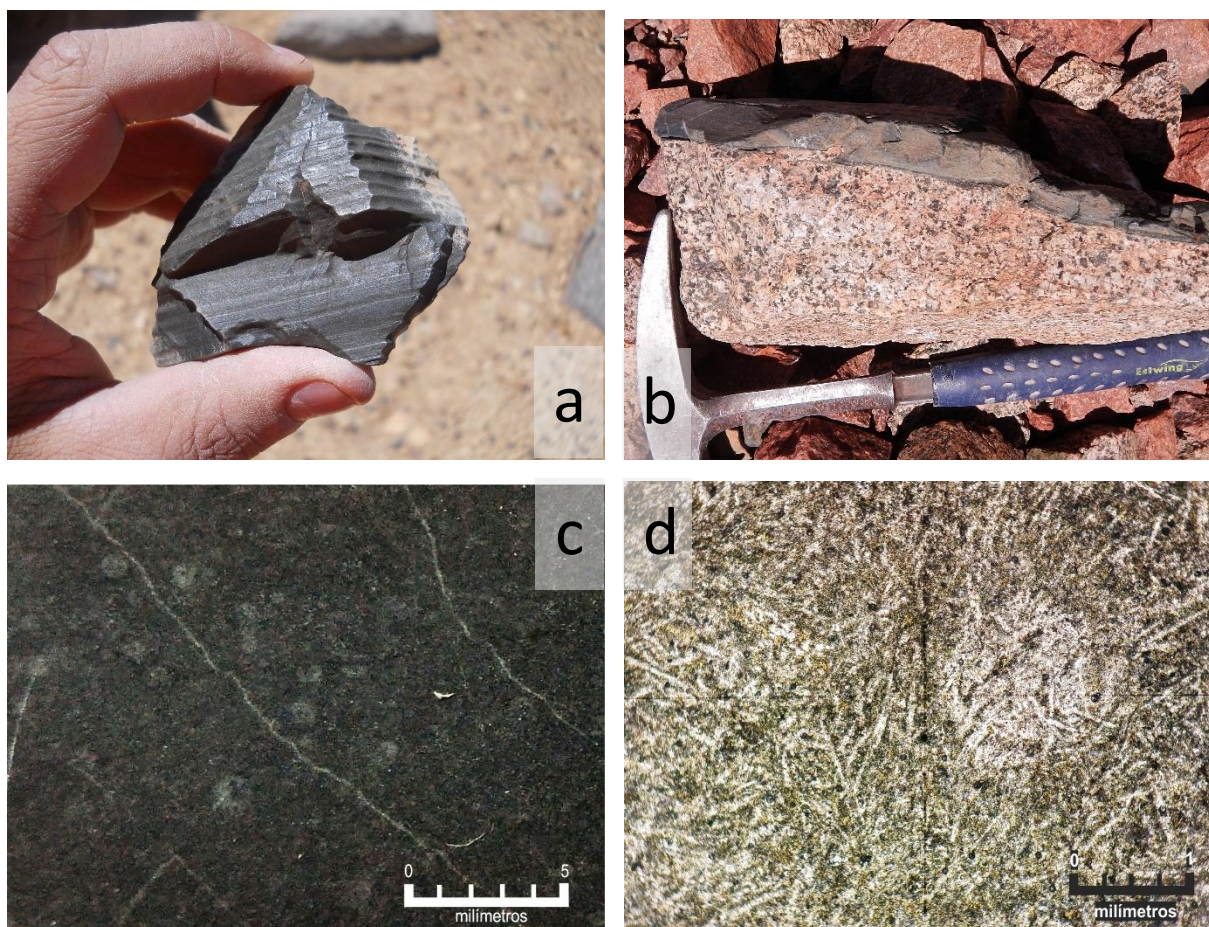


Figura 3.4. Hornfels equivalentes a la Fm. Chinchas. **a)** Fragmento de hornfels en el que se observa la laminación con resistencia diferencial a la meteorización. **b)** Contacto intrusivo entre un hornfels engolfado y una roca intrusiva. **c)** Sección pulida de un hornfels moteado con venillas de epidoto. **d)** Microfotografía con nicoles paralelos en la que se observan minerales metamórficos de grano muy fino y hábito acicular, y una mota interpretada como cordierita relictica pinitizada por metamorfismo retrógrado.

En el campo se distinguen por su tono oscuro debido a que la composición del protolito en esta zona es predominantemente pelítica, siendo el hornfels de color pardo oscuro y de grano muy fino (figura 3.2c). En muestra de mano se reconoce fácilmente la laminación original por la persistencia de bandas de diferentes composiciones con meteorización diferencial (figura 3.4a). En corte delgado se pudo observar una textura moteada con individuos pseudo-hexagonales de menos de 1 mm de diámetro que tienen una intensa alteración y pueden interpretarse como cristales de cordierita pinitizada por metamorfismo retrógrado relacionado a la exhumación del bloque de basamento (figura 3.4b). Además se observan venillas de epidoto de menos de 1 mm de ancho (figura 3.4c).

El contacto con rocas más jóvenes es de tipo intrusivo. Se lo reconoce con rocas plutónicas permo-triásicas hacia el oeste y suroeste, y se presume que el mismo ocurre hacia el noreste con rocas dacíticas cenozoicas, aunque la intensa meteorización de los afloramientos genera una cobertura de regolito que dificulta su observación en el campo. El protolito pelítico es asignado a la Fm. Chinchas (y

equivalentes de la subcuenca neopaleozoica de Río Blanco), de edad carbonífera inferior según Bell (1985).

3.2.2 Riolitas permo-triásicas

Esta unidad aflora en el sector suroeste del área de estudio. Se la reconoce en el campo por sus colores rojizos y rosados (figura 3.2c) y se la identifica en la imagen satelital 741 por sus tonos anaranjados. Los afloramientos se ubican en el bloque de basamento que continúa hacia el sur, alcanzando las mayores cotas del área de estudio en filos donde resaltan asomos muy meteorizados rodeados por pendientes cubiertas con regolito. Las texturas plutónicas observadas en estos fragmentos varían de porfírica a granosa fina. En muestra de mano se puede reconocer la textura porfírica de vulcanitas ácidas compuestas por una fase de fenocristales de cuarzo anhedral (60%) y de feldespatos (40%), que constituyen el 40% de la roca, y por una fase de pasta rojiza que complementa el 60% restante (figura 3.5a). No se pudieron reconocer los contactos con otras unidades por la intensa cobertura de nieve que presentó la zona durante los trabajos de campo, por lo que fueron mapeados utilizando la imagen satelital 741 (figura 3.3).

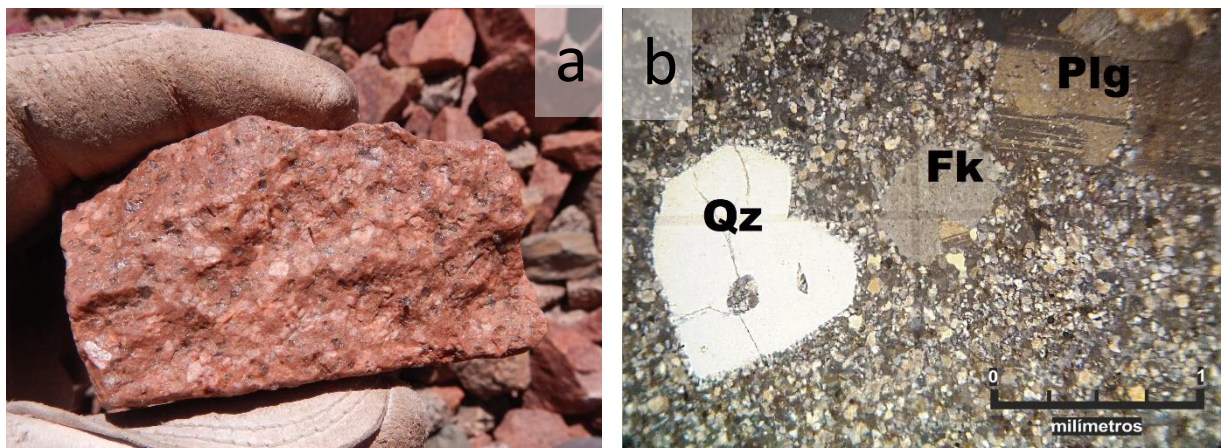


Figura 3.5. Riolita porfírica correlacionada con el Grupo Choiyoi. **a)** Muestra de mano. **b)** Microfotografía con nicoles cruzados de la misma donde se aprecian los fenocristales y la pasta microgranosa.

En microscopio se observa una roca de textura porfírica con pasta microgranosa compuesta por cuarzo y feldespato potásico. Los fenocristales son 60% de cuarzo anhedral, 40% de feldespatos subhedrales y menos de 1% de opacos. Los feldespatos pueden clasificarse en un 90% como de ortosa y un 10% de oligoclasa con macla polisintética (figura 3.5b).

Se asignó esta unidad a la Fm. Pantanoso (y equivalentes de la provincia magmática Choiyoi), por la similitud de su composición con las descripciones texturales y composicionales realizadas en el Distrito Jotabeche por Mpodozis *et al.* (1995) y Rubiolo y Hickson (2002).

3.2.3 Intrusivos permo-triásicos

Esta unidad asoma en el bloque de basamento ubicado al suroeste del área de estudio. Se la reconoce en el campo por el color gris rosado y amarillento y la textura rugosa de los afloramientos que contrasta con las demás litologías de la comarca (figura 3.2). Se la observa en contacto intrusivo con el hornfel de protolito pelítico carbonífero, generando engolfamientos en los bordes y metamorfismo de contacto (figura 3.4). En muestra de mano posee una superficie amarillenta rica en óxidos de hierro mientras que en la superficie fresca expone una textura granosa gruesa equigranular y apariencia fresca (figura 3.6a), con venillas de epidoto + clorita de hasta 5 mm de ancho. La composición estimada es 45% de microclino, 35% de minerales máficos y 20% de cuarzo.

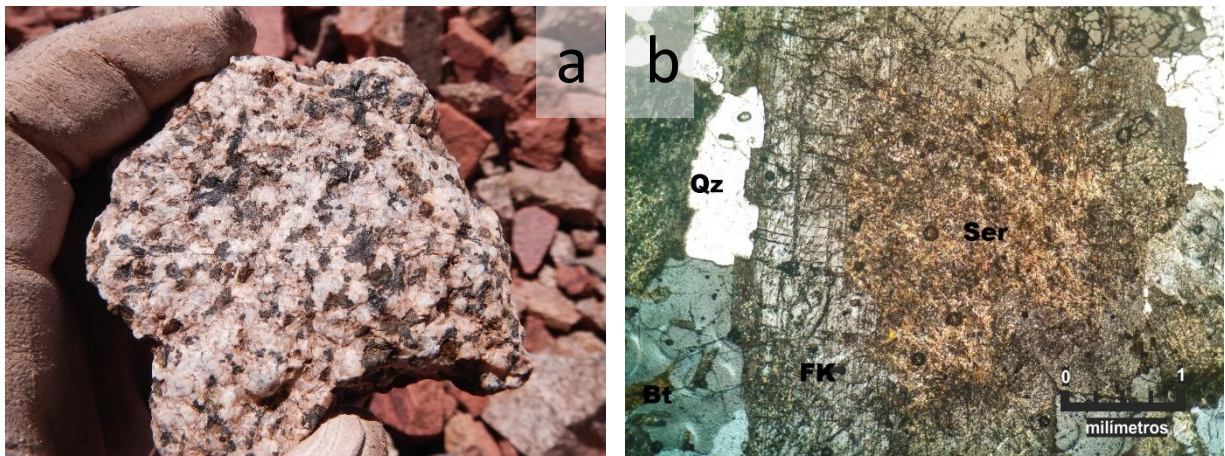


Figura 3.6. Intrusivos permo-triásicos. **a)** Muestra de mano de una granodiorita. **b)** Microfotografía de la misma con nicoles cruzados en la que se observan un cristal de feldespato potásico moderadamente alterado a sericita y cristales de cuarzo anhedrales.

En corte delgado se reconoció una roca de textura granosa gruesa con una composición estimada de 40% de cristales de microclino, 20% de cuarzo, 20% de anfíbol, 15% de biotita y 5% de plagioclasa, con menos de 1% de minerales opacos. Los individuos de microclino son euhedrales y presentan una moderada alteración penetrante a sericita controlada por los planos de debilidad (figura 3.6b). Los cristales de cuarzo son anhedrales y los de anfíbol son subhedrales y están moderadamente alterados a epidoto. La biotita refleja alteración a clorita. La paragénesis de alteración integrada por sericita \pm clorita \pm epidoto indica un proceso de propilitización según Corbett y Leach (1998), aunque la ausencia de albita y carbonatos detectados, entre otros componentes, sólo permite avalar un posible metasomatismo alcalino-térrico acontecido a una temperatura probable superior a los 240° C según los conceptos vertidos por Thompson y Thompson (1996).

Estas rocas son correlacionadas con los intrusivos descritos como Fm. Carnerito por Marcos *et al.* (1971) a lo largo del límite internacional, y por Gardeweg *et al.* (1997), Clavero *et al.* (2012) y Mpodosis *et al.* (2012) en la Faja de Maricunga. Su edad aproximada es pérmica superior (290 y 240 Ma) debido a las relaciones de contacto con las rocas de caja y las dataciones realizadas por dichos autores.

3.2.4 Lavas eocenas-oligocenas

Comprenden el conjunto de vulcanitas que cubre la mayor parte del área de trabajo. Presentan una meteorización intensa y exhiben escasos afloramientos mayores a 2 m² únicamente en los sectores del noreste cercanos al límite internacional y que suelen encontrarse a mayor cota, por lo que las superficies se distinguen por su textura llana y suave a la distancia. En la imagen satelital con combinación de bandas 741 (figura 3.3) se caracterizan por presentar colores verdosos oscuros mientras que en el campo el color de los mismos varía entre gris oscuro y rojizo dependiendo de la composición. Litológicamente se reconocen andesitas gris claro, con textura seriada a glomeroporfírica y con fenocristales de plagioclasa de hasta 2 mm de ancho. También se identificaron andesitas gris oscuras con vesículas rellenas parcialmente de óxidos de hierro, textura seriada a glomeroporfírica y compuesta por un 60% de pasta alterada a limonitas y arcillas, y un 40% de fenocristales de plagioclasa (figura 3.7). Las relaciones de estratificación no son claras por la intensa degradación de los afloramientos y la presencia de intrusivos subvolcánicos posteriores con alteración hidrotermal que oblitera los contactos.

La edad de estas rocas puede estimarse en relación a las dataciones realizadas por Mpodozis *et al.* (1995) aguas abajo de área de trabajo, donde se obtuvieron edades eocenas-oligocenas (K-Ar, roca total: $34,9 \pm 1,5$ Ma y $30,5 \pm 1,3$ Ma) en rocas volcánicas que pueden correlacionarse.

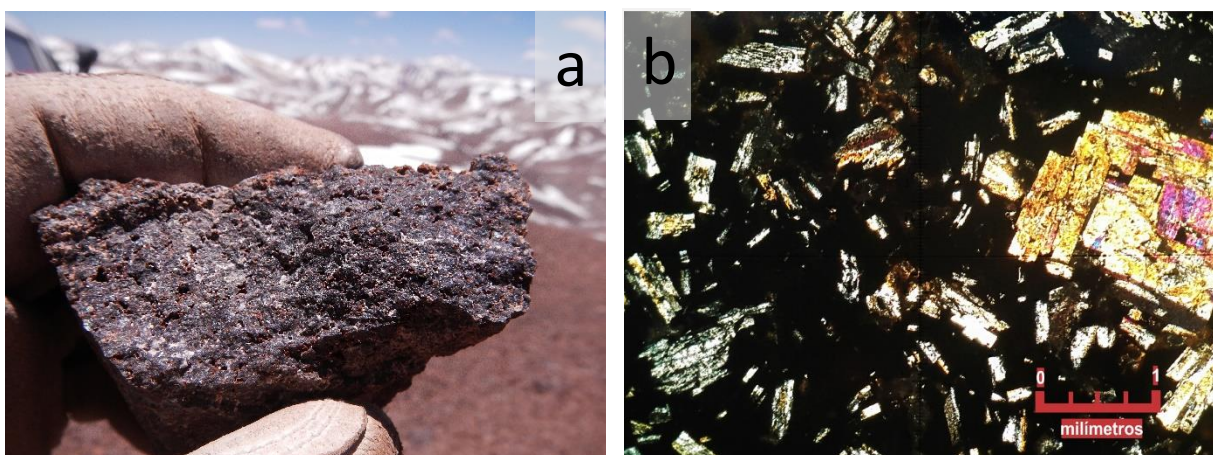


Figura 3.7. Vulcanitas extrusivas andesíticas. **a)** Muestra de mano en fractura fresca. **b)** Microfotografía con nicoles cruzados de fenocristales de plagioclasa rica en Ca y pasta alterada a limonitas y arcillas.

3.2.5 Domos dacíticos eoceno-miocenos

Esta unidad se presenta en varios cuerpos ubicados en el sector central del área de estudio y en los extremos noreste y noroeste del mismo. En la imagen satelital Landsat 741 presentan colores que varían del verde claro al anaranjado (figura 3.3). Esto puede deberse a los diferentes grados de alteración de las rocas que componen la unidad. En el campo los asomos centrales son escasos y se encuentran fuertemente meteorizados (figuras 3.2) pero podrían indicar la continuidad en subsuelo por debajo de la cubierta de regolito. El mapeo de estas rocas indica la presencia de un cuerpo o conjunto de cuerpos elongados de una longitud mínima de 6 km en la dirección NO-SE.

Las rocas del grupo central poseen textura porfírica y composición dacítica. La pasta es vítrea con desvitrificación parcial y constituye un 50% de la roca. La fase de fenocristales está compuesta por un 45% de plagioclasa, 30% de biotita, 20% de cuarzo y 5% de hornblenda, con menos de 1% de minerales opacos aproximadamente (figura 3.8). Los cristales de plagioclasa y cuarzo alcanzan los 2 mm de longitud, mientras que la biotita se presenta en libros con hasta 1 cm de diámetro. Al microscopio se aprecia flexura en las láminas de biotita con recristalización a biotita secundaria en las colas, lo que puede interpretarse como cristalización sin-deformacional (figura 3.8e). Los minerales opacos consisten en un 70% de magnetita primaria con hábito cúbico y un 30% de ilmenita primaria que se encuentra siempre asociada con hematita por reemplazo parcial en forma de venas, venillas y en caries (figura 3.8b). Los cristales de plagioclasa y de cuarzo suelen presentar engolfamientos indicando un posible cambio en la composición del magma durante el ascenso y su consecuente desequilibrio.

El domo central se destaca por su alteración hidrotermal argílica avanzada en sectores y por la presencia de brechas de origen tectono-hidrotermal sobre lineamientos estructurales. Estas características son expuestas en detalle en los incisos 4.1 y 3.3 de este trabajo respectivamente.

Hacia el noreste se reconoce otro domo dacítico de similar composición pero con textura fluidal y una moderada alteración argílica. Su forma en planta es equidimensional y su ubicación en el área de estudio es en la zona de mayor cota (figura 3.3), donde resaltan filos y divisorias de aguas con escasa crioplanación (figura 3.1). A su vez, en el extremo noroeste se identificó una vulcanita brechada muy alterada a arcillas, con posible matriz vítrea y clastos muy mal seleccionados de una roca dacítica porfírica con textura y mineralogía similares a las halladas en la zona central con silicificación de la matriz. Estas brechas sugieren un origen freatomagmático en base a sus rasgos texturales siguiendo los conceptos de McPhie *et al.* (1993).

En el distrito minero La Coipa, Gamonal (2015) clasificó dos conjuntos de domos asociados con mineralización aurífera denominados Mina Vieja y Purén cuyos rasgos petrográficos son similares a los aquí descritos, de tal modo que se pueden correlacionar genéticamente con esta unidad. Las características litológicas en común son la composición dacítica con fenocristales de cuarzo y plagioclasa engolfados, textura porfírica, abundante biotita y pasta vítrea (figura 3.8). La edad obtenida para los cuerpos Mina Vieja fue de $23,8 \pm 0,04$ Ma (K-Ar en biotita, Gamonal 2015) y $23,4 \pm 0,7$ Ma (K-Ar en biotita, Sillitoe *et al.* 1991). Además, la edad obtenida para los cuerpos denominados Purén fue de $21,98 \pm 0,06$ Ma (U-Pb en zircón, Gamonal 2015), $21,97 \pm 0,9$ Ma y $22,3 \pm 0,9$ Ma (K-Ar en biotita, Cornejo *et al.* 1993).

Por otro lado, se debe tener en cuenta que otros domos dacíticos han sido datados en la Faja de Maricunga, también relacionados a estructuras de dirección NO-SE, y los resultados han indicado edades que varían entre el Eoceno superior y el Oligoceno superior (Mpodozis *et al.* 1995). De este modo, la proximidad del intrusivo dacítico porfírico datado en Cacique, de edad K-Ar en roca total $30,2 \pm 2,1$ Ma, permite la correlación espacial y temporal con los hallados en el Portezuelo Vidal Gormaz.

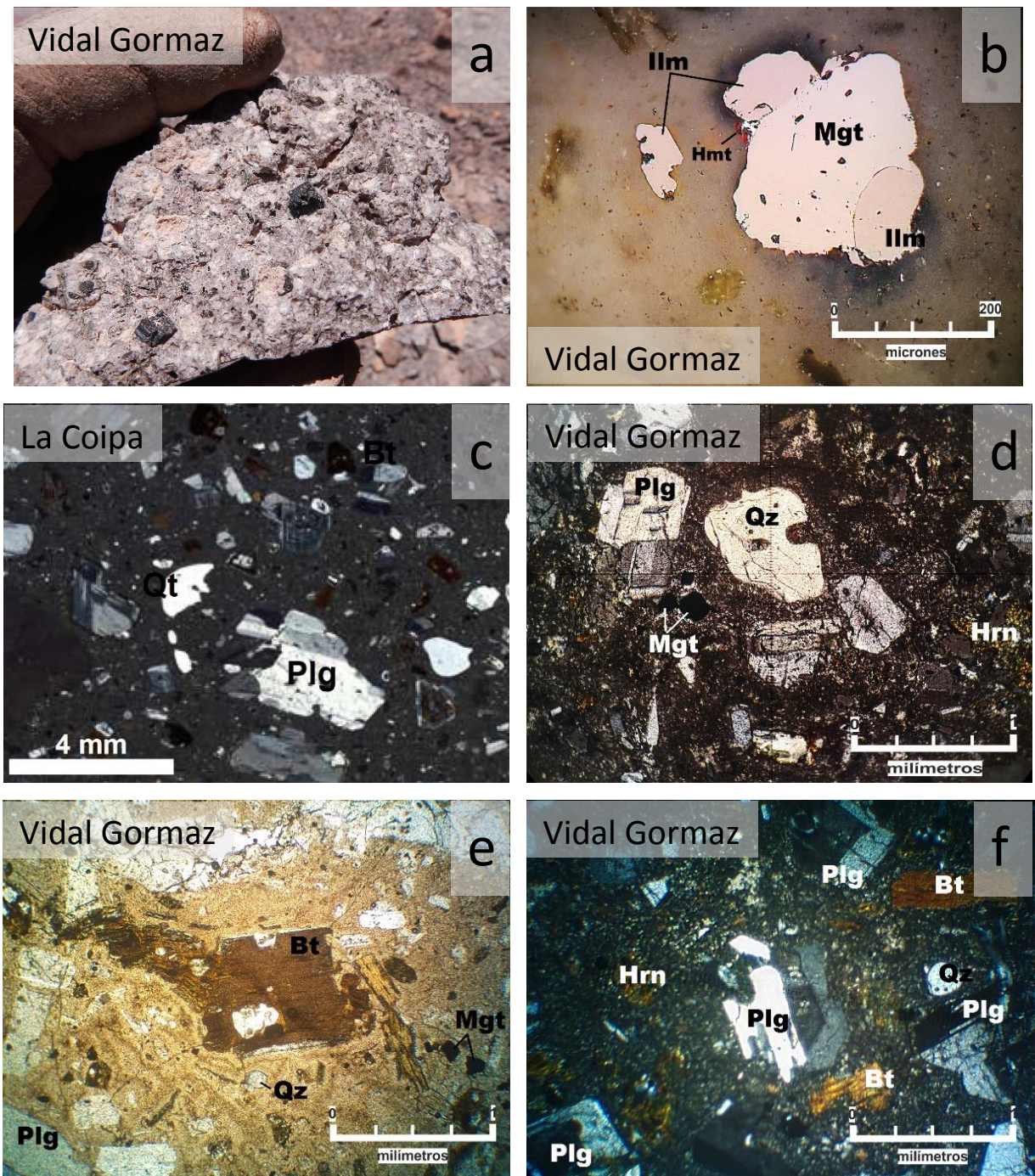


Figura 3.8. Rocas dacíticas del Portezuelo Vidal Gormaz y de La Coipa con textura porfírica y pasta vítrea, fenocristales de cuarzo y libros de biotita de hasta 7 milímetros. **a)** Muestra de mano. **b)** Microfotografía con niclos paralelos de minerales opacos. **c)** Microfotografía con niclos cruzados tomada de Gamonal (2015) de una roca asignada a la unidad Minas Viejas del distrito minero La Coipa (Qt = cuarzo). **d)** Microfotografía tomada con niclos cruzados donde se aprecian fenocristales de cuarzo engolfados. **e)** Microfotografía tomada con niclos paralelos donde se aprecian láminas de biotita flexuradas y recrystalizadas, y desvitrificación de la pasta. **f)** Microfotografía con niclos cruzados donde se aprecia engolfamiento en un fenocristal de plagioclasa.

3.2.6 Depósitos piroclásticos miocenos

Esta unidad se presenta en el sector norte del área de trabajo. En la imagen Landsat 741 se distinguen por el color verde claro similar a los domos dacíticos, mientras que en el campo se las reconoce por su estratificación apreciable en farallones sobre las quebradas principales (figura 3.9), y en las crioplanicies por la abundancia de regolito piroclástico que representa las litologías del subsuelo. Los contactos con las unidades subyacentes se encuentran cubiertos por detrito y regolito. La apariencia sub-horizontal de la estratificación y la naturaleza exógena de esta litología invitan a pensar que se trata de depósitos que se encuentran apoyados sobre las unidades más antiguas, y se encuentran posiblemente relacionados tempo-espacialmente con la intrusión de los domos dacíticos miocenos.

En el distrito minero La Coipa se definió la unidad Pompeya (Gamonal 2015) a partir de depósitos piroclásticos cristalolíticos que cubren a los domos dacíticos Mina Vieja y Purén. La edad U-Pb en zircones calculada por Gamonal (2015) se encuentra entre $21,1 \pm 0,5$ Ma y $21,3 \pm 0,7$ Ma. Otros cálculos previos obtuvieron edades K-Ar en biotitas de $21 \pm 1,1$ Ma (Cornejo *et al.* 1993) y $22,5 \pm 1,2$ Ma (Moscoso *et al.* 1991). Puede correlacionarse la unidad Pompeya con las piroclastitas observadas en el área del Portezuelo Vidal Gormaz mediante la realización de dataciones similares.



Figura 3.9. Afloramientos de bancos subhorizontales de piroclastitas vistos desde una quebrada en el sector norte del área de estudio.

3.2.7 Depósitos mixtos cuaternarios

Esta unidad se ubica en zonas ligeramente deprimidas, donde la acumulación de material detrítico se da por acción combinada del agua líquida y de la gravedad por medio de los procesos de caída de rocas y el reptaje característicos del ambiente periglacial. Están constituidos por material mal seleccionado, y se reconocen en el campo por presentar rodados de una gran variedad de litologías con cobertura parcial de arena (figura 3.2). En las imágenes satelitales con “color verdadero” se los puede reconocer por su color oscuro y textura suave en torno a cursos fluviales que contrasta con las litologías meteorizadas y rugosas del entorno (disponibles en *Google Earth* y *Microsoft Bing*, figura 3.10). Corresponden a los procesos actuales de erosión y transporte de sedimentos modernos previamente descritos y se correlacionan con los depósitos similares que ocurren a cota superior a los 4.000 m s. n. en toda la región.

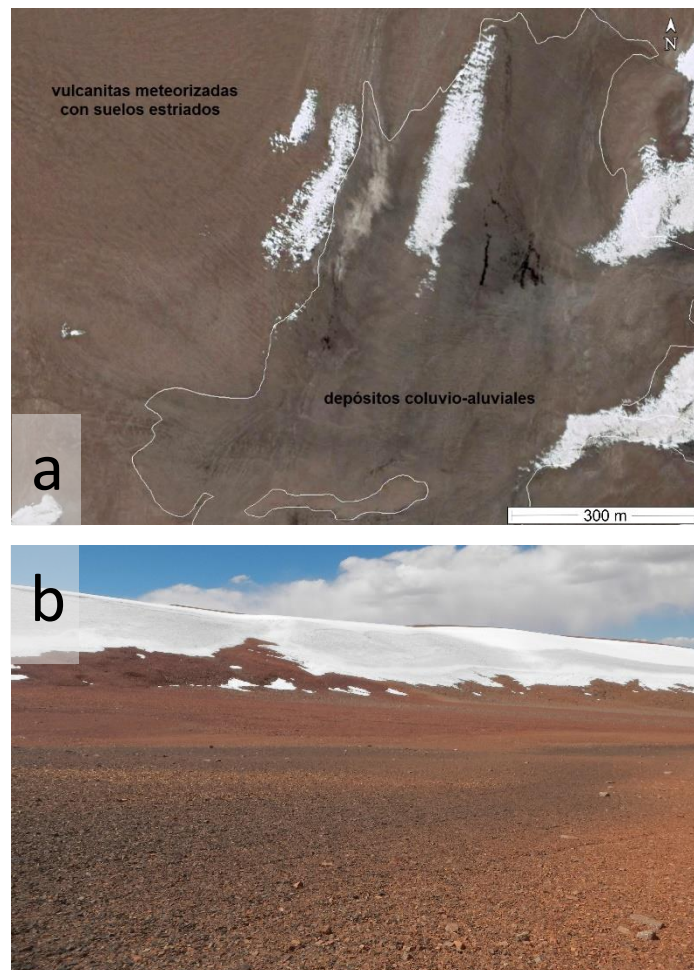


Figura 3.10. Aspecto general de los depósitos cuaternarios. **a)** Detalle de un contacto entre depósitos mixtos cuaternarios y vulcanitas subyacentes en el sector central del área de estudio parcialmente cubiertos por nieve (FUENTE: *Google Earth*). **b)** Suelos transportados y estriados en el sector sur. Se aprecia la mezcla de detrito oscuro (metamorfitas), rojizo (riolitas) y anaranjado en primer plano (granodioritas) proveniente de las diferentes litologías que componen el basamento.

3.3 Estructuras

En este apartado se describen los grupos de lineamientos predominantes tanto a escala local como distrital. La interpretación de los mismos y su posible influencia en la evolución litológica y yacimientológica del área de estudio serán tratadas en el inciso 4.4.

La intensa degradación de los afloramientos dificulta el estudio de las estructuras. Aquellas identificadas como lineamientos y contactos regionales en las imágenes satelitales y el modelo de elevación digital constituyeron herramientas fundamentales para el entendimiento de la estructuración local. De este modo se pueden identificar dos grupos de lineamientos principales y dos grupos secundarios a partir de 70 mediciones tomadas en el campo, en imágenes satelitales y en el modelo de elevación digital tanto a escala distrital como dentro del área de estudio (figura 3.11).

A escala distrital se reconocen tres grupos de lineaciones principales cuyas direcciones promedio en orden de abundancia son 85,34°, 322,27° y 13,29°. A escala del área de trabajo se observan dos lineamientos principales cuyas direcciones promedio son 328,45° y 92,29°. Además, se identifican por lo menos tres lineamientos subordinados con direcciones promedio 299,31°, 36,39° y 356,75°. Como se aprecia en la figura 3.11, los dos grupos de lineaciones principales a escala distrital son correlacionables con los dos lineamientos dominantes a escala local, teniendo en cuenta que hay una rotación horaria entre 6° y 7° en los valores hallados a escala local con respecto a la distrital. En detalle, el lineamiento de 322,27° a escala distrital se encuentra rotado 6,18° en el sentido horario a escala local (328,45°). Lo mismo ocurre con el par 85,34°/92,29°, cuya diferencia es 6,95°.

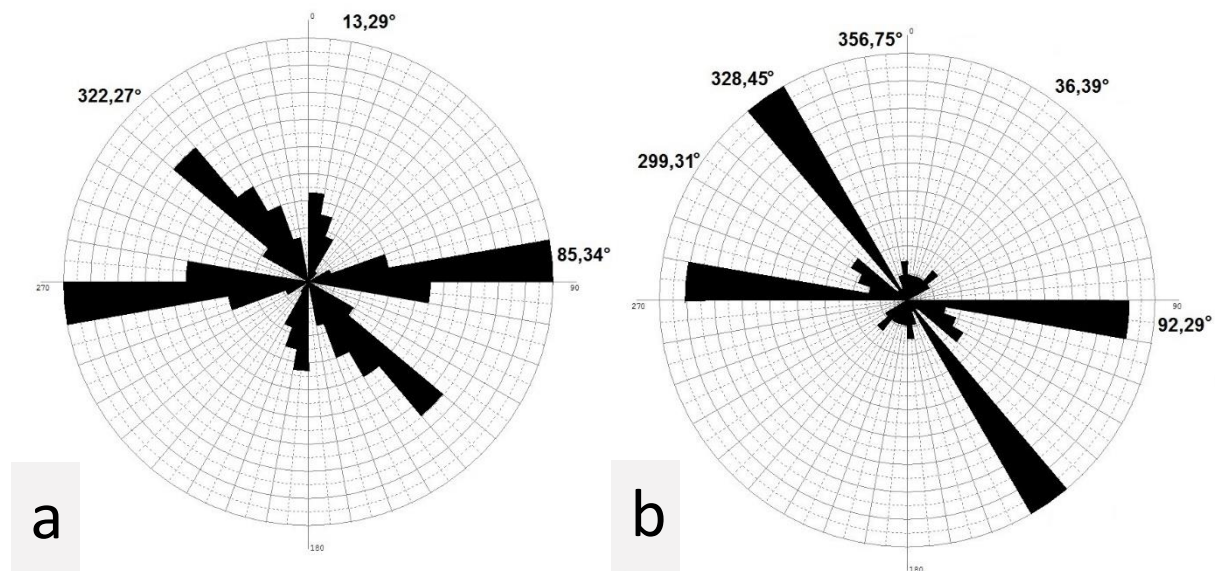


Figura 3.11. Diagramas de roseta de las direcciones de los lineamientos observados, con indicación de los valores promedio de cada población. **a)** A escala del Distrito del Nevado Jotabeche. **b)** A escala del área de estudio.

3.3.1 Lineamientos NO-SE: Inca Pillo – Negro Francisco (LIP)

Este grupo de lineamientos NO-SE, de azimut promedio $322,27^\circ$ a escala distrital, se extiende por más de 100 km, desde la Laguna del Negro Francisco hasta el sureste de la caldera de Inca Pillo (figura 3.12). Se caracteriza por ser sub-paralelo a los lineamientos Valle Fértil, Valle Ancho, Ojos del Salado y Culampajá (figura 2.2). La expresión topográfica se da de forma continua en segmentos que alcanzan los 10 km de longitud. A nivel regional se lo aprecia especialmente en la zona de Inca Pillo y al noreste del Nevado Jotabeche donde ejerce control sobre el drenaje. Además, el bloque de basamento ubicado al sur del área de estudio se ve delimitado por este lineamiento en el contacto con las vulcanitas cenozoicas descriptas previamente (figura 3.3).

Localmente se expresa en filos y quebradas en el sur del área de estudio, particularmente en el sector argentino, y a través de pequeños afloramientos de dacitas subvolcánicas en la zona central. También se aprecia notoriamente esta dirección en la forma elongada de varias áreas con anomalía de color destacadas en Landsat por el procesamiento de Abrams *et al.* (1988) que será analizado en el inciso 4.1. Cabe mencionar que se hallaron, sobre este lineamiento, algunos rodados de brechas con fragmentos de vulcanitas intensamente argilizadas y matriz silíceas con alto contenido de óxidos de hierro. Los clastos no presentan rotación y conservan sus relaciones originales indicando un origen relacionado con fracturamiento hidráulico por aumento de la presión de fluidos en un espacio dilatado, según Jébrak (1997), que puede ocurrir debido a una disminución de la permeabilidad de una falla por transcurencia o bien por ebullición a partir de reacciones químicas.

A nivel de la Faja de Maricunga, se ha propuesto la importancia de lineamientos NO-SE por observar mineralización aurífera en la intersección de los mismos con sistemas de fallas NE-SO (García 1969, Figueroa 1971, Baldis 1980, Bassi 1992, Mpodozis *et al.* 1995 y 1996, Chernicoff *et al.* 2002 y Gamonal 2007). En particular, en el distrito La Coipa se relaciona la intrusión de domos dacíticos con mineralización aurífera asociada en el cruce fallas transcurrentes sinestrales NO-SE (lineamiento Ojos del Salado) con fallas inversas de dirección NNE-SSO (Mpodozis *et al.* 1997, Gamonal 2015). Estas lineaciones poseen una equidistancia variable que aumenta desde 35 km en el sur hasta 100 km entre aquellas ubicadas más al norte.

3.3.2 Lineamiento E-O: Pissis – Caspiche (LPC)

Este lineamiento de dirección E-O se extiende por más de 50 km entre el proyecto aurífero Caspiche y las pequeñas calderas observadas al norte del volcán Pissis (figura 3.12). Su expresión en rasgos topográficos supera los 3 km de continuidad en la zona del Portezuelo Vidal Gormaz, en el volcán Pissis y entorno al Nevado Jotabeche. A nivel regional, con una dirección promedio de $85,34^\circ$, parece controlar la ubicación de importantes centros volcánicos del Mioceno y Plioceno, como los nevados Jotabeche y Pissis, así como también a los domos dacíticos mapeados en este trabajo en la zona del Portezuelo Vidal Gormaz. Localmente se expresa de forma tenue a través de pequeños resaltos topográficos y cursos fluviales. Otras lineaciones paralelas se observan, tanto al norte como al sur, con una equidistancia promedio de 3 km (figura 3.12).

Además de los centros volcánicos sobre este lineamiento se encuentran el proyecto Caspiche-Santa Cecilia cuyos recursos medidos llegan a 457 millones de toneladas con 0,55 g/tn de Au (Díaz y

Vivallo 2005), y la manifestación aurífera Cacique, donde se tomaron muestras que alcanzan los 13,8 ppm de Au.

Hacia el sur, en el proyecto aurífero Cerro Delta se describió que la mineralización ocurre en el cruce de estructuras NO-SE y E-O (Crowl 2012).

Goss *et al.* (2009) realizaron dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en vulcanitas entorno a la caldera Inca Pillo obteniendo resultados de $1,34 \pm 0,13$ Ma y $1,1 \pm 0,4$ Ma. A partir de esta observación se puede inferir que este lineamiento se trata de fracturas que estuvieron activas durante y/o después de los eventos volcánicos durante el Plio-Pleistoceno ya que estas rocas expresan topográficamente la dirección del LPC. Además, estos autores propusieron que las lineaciones E-O forman parte de un conjunto de estructuras del basamento que jugaron un papel importante en el ascenso magmático durante el Cenozoico en la Faja de Maricunga.

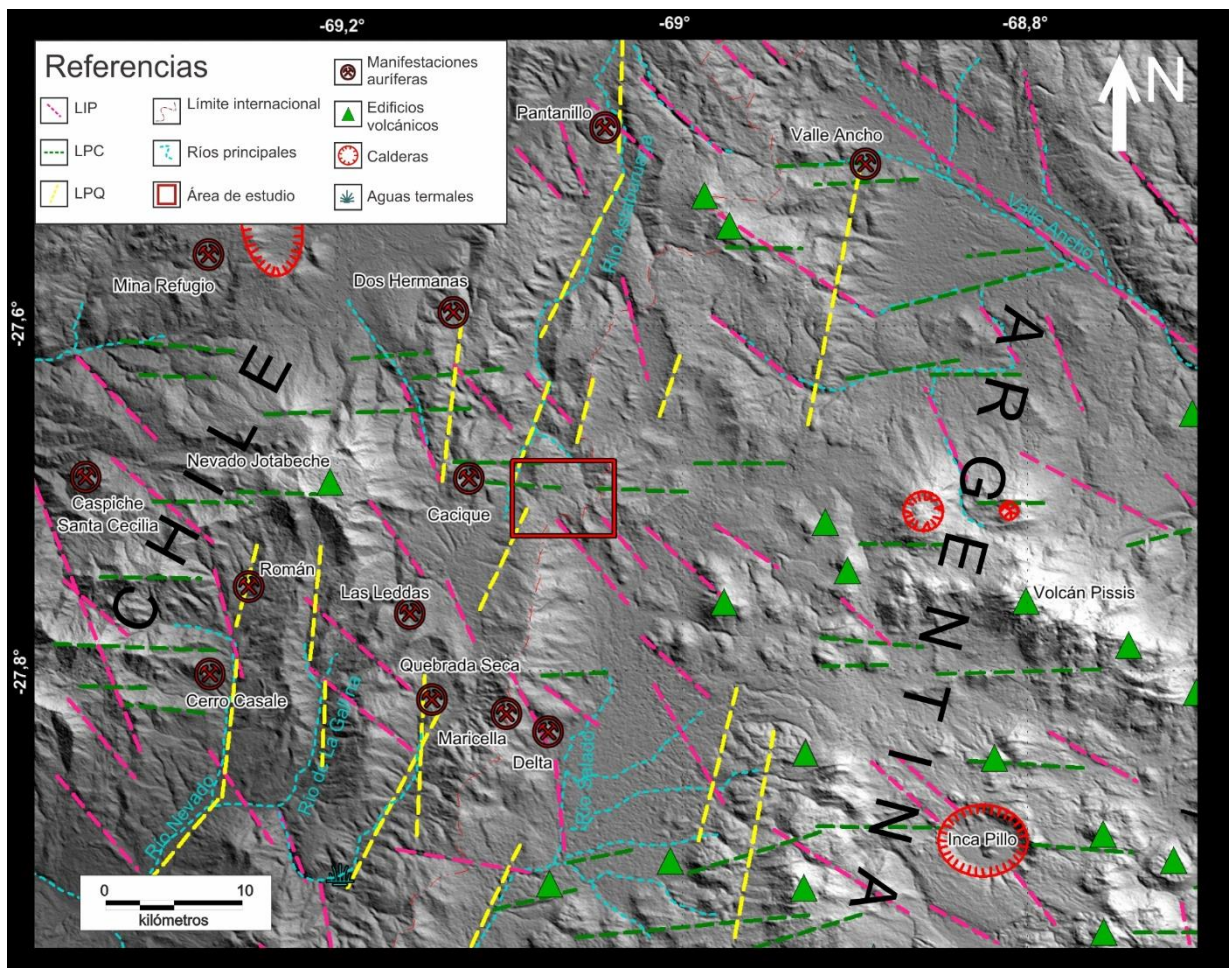


Figura 3.12. Plano de lineamientos estructurales interpretados. Segmentos que poseen expresión topográfica continua superior a 4 km de longitud en el Distrito del Nevado Jotabeche coloreados según los lineamientos definidos en este trabajo. LIP: lineamiento Inca Pillo-Negro Francisco. LPC: lineamiento Pissis-Caspiche. LPQ: lineamiento Pantanillo-Quebrada Seca. Proyección Lat./Long. Datum WGS84.

3.3.3 Lineamiento NNE-SSO: Pantanillo – Quebrada Seca (LPQ)

Dentro del Distrito del Nevado Jotabeche se lo reconoce con una dirección promedio NNE-SSO ($13,29^\circ$) y con mejor expresión en el sector central a lo largo de 140 km (figura 3.12). Se caracteriza por coincidir con fallas mapeadas por Mpodozis *et al.* (1991) que delimitan por el oeste a los bloques de basamento neopaleozoico-triásico (figura 2.1), con la dirección general de los ríos Astaburuaga, Quebrada Seca, Salado y Nevado, y con la divisoria de aguas pacíficas y atlánticas indicado a través del límite internacional entre Argentina y Chile (figura 3.12).

En la zona del Portezuelo Vidal Gormaz se expresa mediante tenues resaltos topográficos, algunos drenajes en el sector occidental y particularmente por la forma de algunos afloramientos de vulcanitas alteradas en el sector central que alcanzan los 200 m de longitud en superficie (figura 3.13).

Según Mpodozis y Clavero (2002), este lineamiento presente en toda la Faja de Maricunga está relacionado con fallas inversas que ascendieron basamento neopaleozoico-triásico y que estuvieron activas durante el Mioceno inferior, entre los 20 y los 19 Ma principalmente.

3.3.4 Lineamiento NE-SO

Este grupo de lineaciones se distingue con facilidad a nivel local, dentro del área de estudio, a través de la topografía. Se expresa en los filos del basamento del sector suroccidental (figuras 3.1 y 3.3) y en el drenaje principal con azimut promedio de $36,39^\circ$ en el sector noreste. Además, se reconoce la elongación en esta dirección de anomalías de color que serán analizadas en el inciso 4.1.

No se reconoce este grupo a escala distrital.

3.3.5 Lineamiento ONO-ESE

Finalmente, este grupo se presenta a escala local mediante el control del drenaje y tenues variaciones en la topografía reconocibles en el modelo de elevación digital (figura 3.1). En el sector occidental del área de estudio se puede observar su continuidad por hasta 1,5 km en un arroyo amplio con sedimentos fluviales en su lecho. El promedio de estos lineamientos es de $299,31^\circ$.

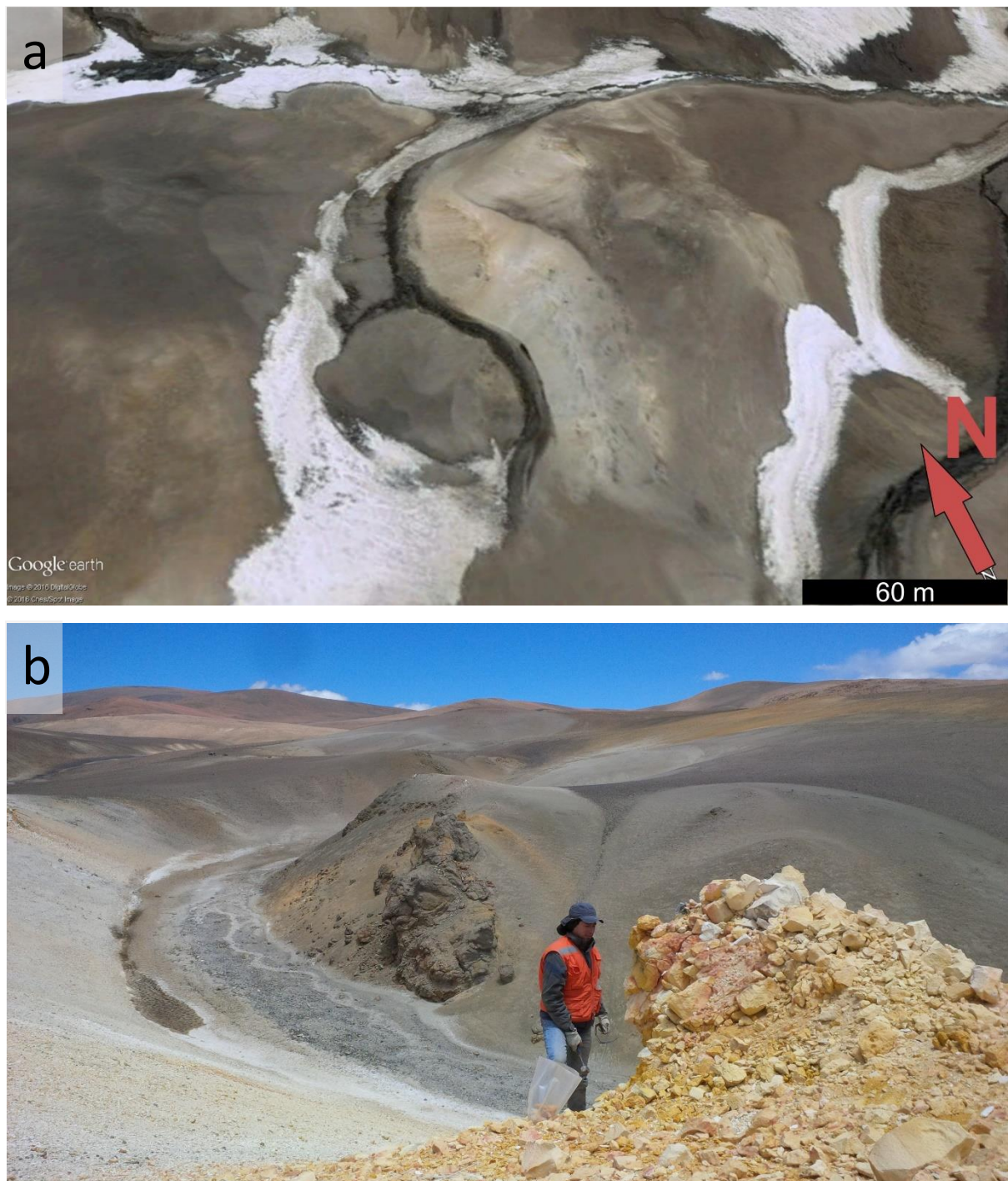


Figura 3.13. Estructuras reconocidas en el campo. **a)** Visual pandeada de la estructura NNO a NNE aflorante en el centro del área de estudio, con indicación de la dirección norte (FUENTE: *Google Earth*). **b)** Detalle del afloramiento, con vista al suroeste, de la misma estructura donde se aprecian vulcanitas con una intensa alteración a hematita, jarosita, yeso y alunita en primer plano y rocas porfíricas dacíticas grises en segundo plano.

4.0 EL SISTEMA MAGMÁTICO-HIDROTHERMAL DEL PORTEZUELO VIDAL GORMAZ

4.1 Alteración hidrotermal

Los procesamientos y análisis de imágenes satelitales permitieron la definición espacial de objetivos de muestreo previos a la visita al área de estudio. Para ello se buscó generar combinaciones de cocientes de bandas para resaltar las zonas que tuvieran mayor probabilidad de presentar alteraciones hidrotermales de tipo fílica, argílica y argílica avanzada junto con oxidación de minerales ferrosos (Abrams *et al.* 1988) pues estas zonas pueden vincularse con procesos mineralizantes en base a los antecedentes de la región (Vila y Sillitoe 1991, Muntean y Einaudi 2000).

En el campo se reconocieron a distancia los sectores con alteración correspondientes a las anomalías satelitales por los tonos rojizos, pardo claro y gris claro que presentan los rodados y afloramientos (figura 4.1). Debido a la intensa meteorización y a la parcial cobertura de nieve durante los trabajos de campo se pudieron reconocer pocos asomos rocosos en las áreas de interés. Ocasionalmente, se identificaron afloramientos de forma longitudinal en las direcciones N-S, NNE-SSO y NO-SE que resaltan en el paisaje y pueden interpretarse como rasgos estructurales expresados en superficie.



Figura 4.1. Vista hacia el noreste desde el sector central. En primer plano se observa un afloramiento de dacita porfírica de color gris, en segundo plano se reconoce una posible estructura N-S aflorante como rocas con intensa alteración de color pardo claro, y al fondo se ven vulcanitas básicas de color gris oscuro.

A partir de los análisis se agruparon las anomalías en 4 sectores de interés que representan el 9% (250 ha) del área de estudio aproximadamente: grupo noroeste, anomalía norte, anomalía este y grupo central (figura 4.2).

En todos los casos, las anomalías coinciden con unidades de edad cenozoica. Las rocas alteradas corresponden mayormente a vulcanitas dacíticas hipabisales, con texturas porfírica y fluidales, y en menor medida a vulcanitas extrusivas, siendo las primeras las ubicadas en las zonas centrales de cada sector anómalo y las segundas reconocidas periféricamente y con baja intensidad de alteración. El tipo principal de alteración reconocido es el hidrotermal, encontrándose indicios que pueden ser interpretados como supergénicos ocasionalmente.

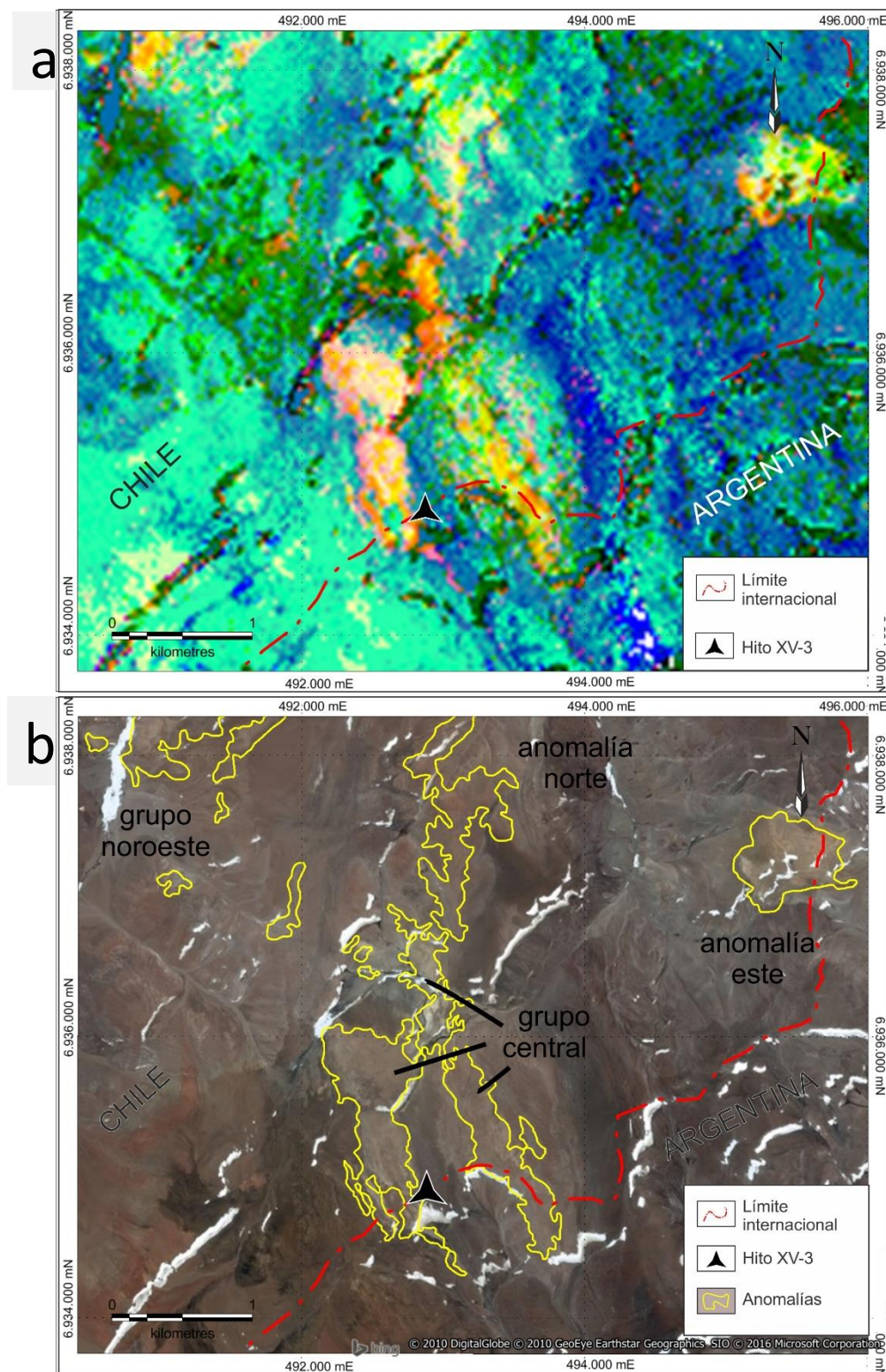


Figura 4.2. Imágenes satelitales procesadas. **a)** Cociente de bandas 5/7, 3/1 y 4/3 (Abrams *et al.*, 1988), donde se identifican áreas con oxidación férrica en color verde, presencia de arcillas en color rojo y combinación de las anteriores en color amarillo y blanco (FUENTE: Landsat ETM+, USGS). **b)** Imagen satelital con procesamiento de tipo “color verdadero” indicando los contornos de las anomalías interpretadas (FUENTE: Microsoft Bing).

Los grupos de minerales de alteración más comunes identificados en el campo fueron las arcillas y los sulfatos. Por este motivo se realizaron análisis de espectrometría de 100 muestras de rocas de toda el área de estudio con el objetivo de determinar la mineralogía de alteración de las mismas en detalle.

A continuación, se cartografió la posición y resultados de estos análisis observando el dominio de alunita y yeso asociados a las anomalías satelitales centrales, y un aparente predominio de illita, esmectitas y caolinita en torno a las mismas (figura 4.3). Las zonas de alunita y yeso aparentan formar un corredor de dirección NO-SE con tendencia a presentar zonas de esmectita e illita en corredores paralelos ubicados al SO del mismo. En particular, la zona de alunita incluye la presencia de alunita potásica y alunita sódica con distribuciones similares en planta. Cabe mencionar que en una muestra se interpretó la presencia de pirofilita junto con alunita y yeso en el sector sur del grupo de anomalías centrales.

Hacia el sur este, en rocas de basamento pre-Terciario, se identificó clorita como mineral de alteración de biotita en riolitas y granodioritas. Además se reconocieron venillas de epidoto de variados espesores. Estas observaciones pueden indicar la circulación de fluidos alcalinos en ambiente frágil y periférico a un sistema hidrotermal.

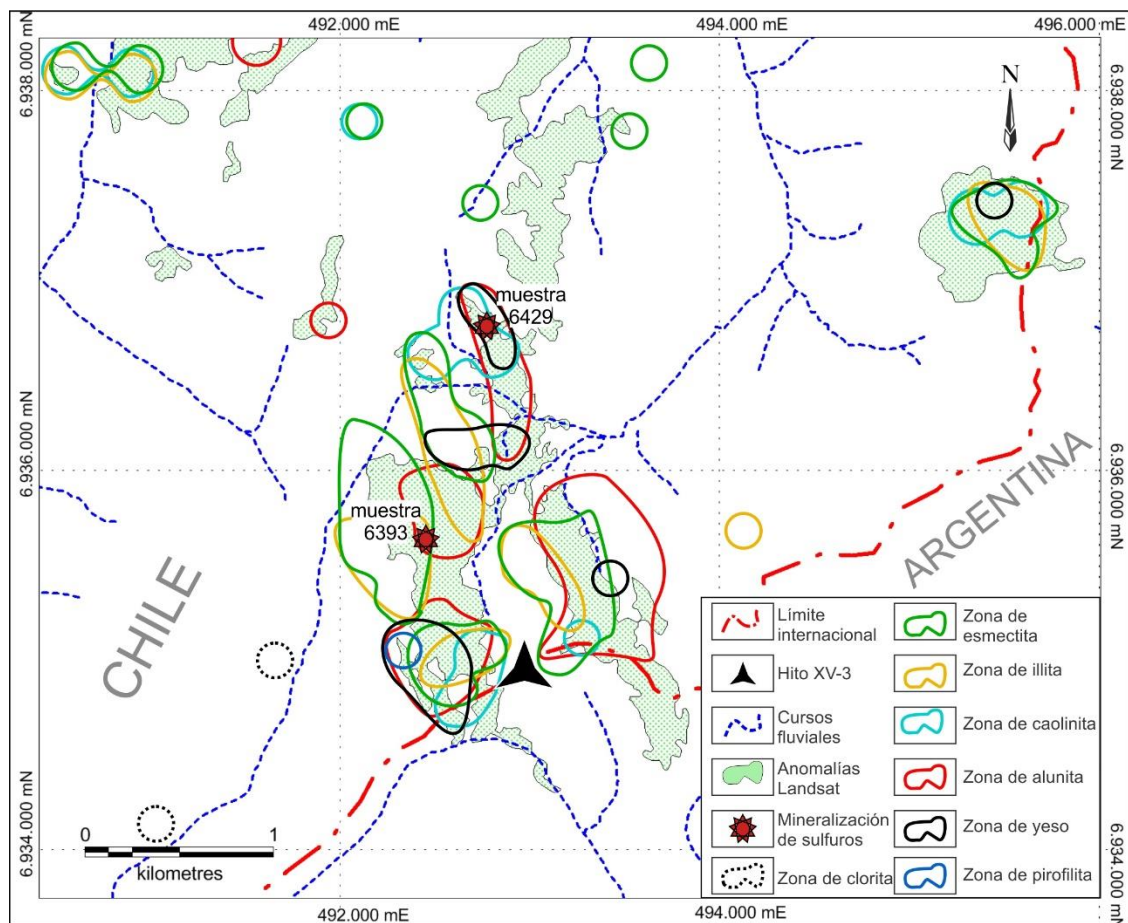


Figura 4.3. Distribución de minerales de alteración detectados mediante espectrometría en muestras de afloramientos y subafloramientos. Proyección UTM 19S. Datum WGS84.

A continuación se describen las características individuales de los 4 grupos de anomalías identificados.

4.1.1 Grupo noroeste

Este conjunto de anomalías se ubica en la zona noroeste y abarca un mínimo de 30 ha. En planta se aprecia tendencia a una elongación en el sentido NE-SO. Se reconoció en el campo como vulcanitas de color rosado en la superficie meteorizada y de color blanco o gris claro en la superficie fresca. Consisten en dacíticas porfíricas brechadas e intensamente alteradas a arcillas blancas, con una matriz vítrea de color gris y clastos angulosos mal seleccionados sin conservación de las relaciones de contacto, indicando transporte y rotación de los mismos (figura 4.4). Esta textura de brecha podría indicar un evento de vulcanismo freatomagmático según McPhie *et al.* (1993). Los clastos dacíticos presentan fenocristales de cuarzo de hasta 1 mm de diámetro y cavidades de disolución de fenocristales de biotita de hasta 1 mm de longitud, permitiendo asignarlos a la unidad de domos dacíticos miocenos previamente definida. Las arcillas presentes son del grupo de la esmectita, illita, caolinita y con preservación de alunita. Además, en una muestra se identificó halloysita, que puede indicar una alteración supergénica o bien una alteración hidrotermal de muy baja temperatura según Hedenquist *et al.* (2000). Las arcillas integran el cemento y es probable que participen como alteración hidrotermal de la matriz de la roca molida a partir del fluido liberado durante el evento explosivo.

Este conjunto de anomalías se extiende hacia el norte, fuera del área de estudio.

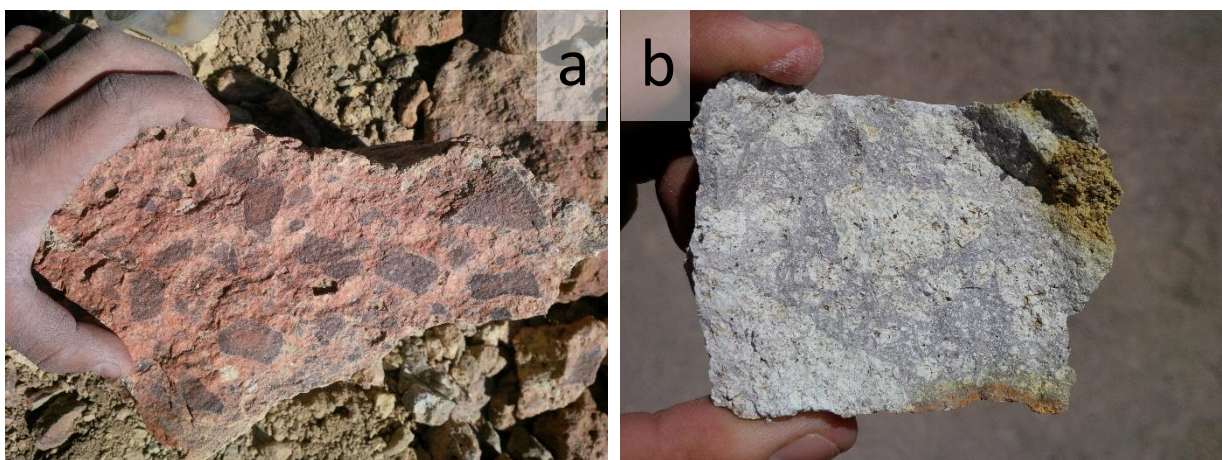


Figura 4.4. Brechas freatomagmáticas alteradas y aflorantes en el grupo de anomalías noroeste.

4.1.2 Anomalía norte

Esta anomalía de 45 ha de extensión se encuentra al norte del grupo central y se caracteriza por una importante elongación en el sentido N-S. En el campo presenta coloraciones rojizas encontradas frecuentemente en las vulcanitas de la formación Astaburuaga, lo que dificulta su identificación. Las rocas consisten mayormente en rodados transportados desde las anomalías centrales portadores de alunita, encontrando ocasionalmente subafloramientos de rocas volcánicas con alteración moderada illita + esmectita.

4.1.3 Anomalía este

Esta anomalía ubicada en el noreste del área de estudio se caracteriza por tener más de 35 ha, forma equidimensional y estar localizada sobre un filo en el sector de mayor cota, donde es atravesado por el límite internacional en el sentido N-S (figura 4.2). En el campo se distingue por su color claro en un entorno de vulcanitas básicas (figura 4.1). Los afloramientos alterados presentan rocas de composición dacítica, con textura porfírica y fenocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita principalmente. En algunos sectores también se observan textura fluidal y brechamiento con matriz de sílice amorfa (figura 4.5). Posee alteración argílica débil a moderada compuesta por minerales del grupo de la esmectita, junto a illita y caolinita en algunos sectores (figura 4.3).

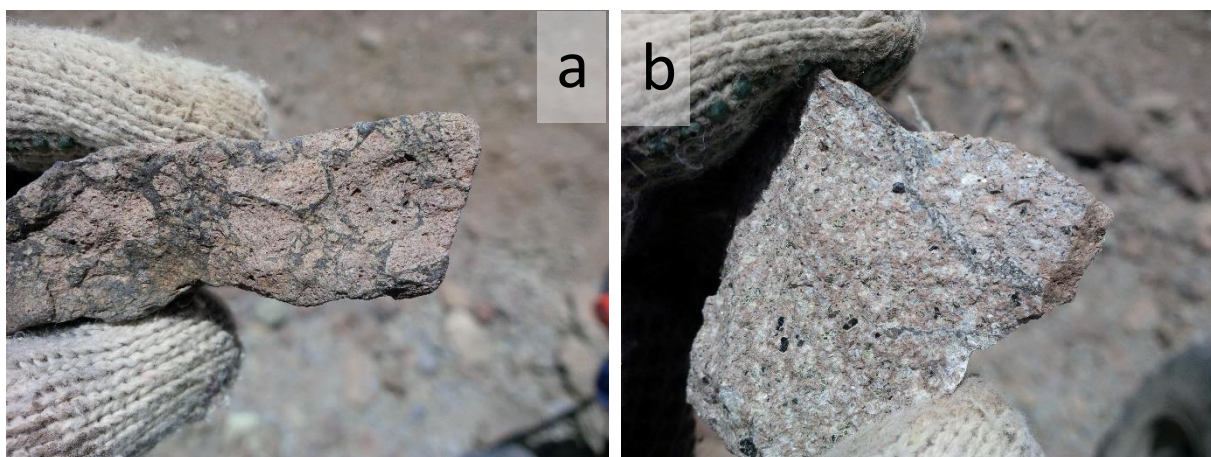


Figura 4.5. Vulcanitas dacíticas con textura porfírica asignadas a la unidad de domos miocenos, con sectores brechados y cementados por sílice amorfa y argilización débil a illita + esmectita.

4.1.4 Grupo central

Este conjunto de anomalías se ubica en la zona central del área de estudio y se extiende por más de 120 ha. Presenta una forma elongada en el sentido NO-SE, coincidente con el lineamiento Inca Pillo-Negro Francisco definido en el apartado 3.3.1 de este trabajo. En el campo se reconocen afloramientos y abundantes rodados de tonos blancuzcos y rojizos que coinciden con el sector que muestra mayor planación por meteorización en toda el área de estudio (figura 4.6). Los afloramientos suelen encontrarse como crestones, filos o trenes de asomos rocosos que pueden indicar un control estructural local cuya dirección es variable entre NO-SE y N-S (correlacionables con los lineamientos LIP y LPQ). Las rocas ígneas son porfíricas y de composición dacítica cuyos fenocristales característicos son los de cuarzo anhedral y los libros de biotita que se distinguen en rocas con un amplio rango de grados de alteración (figura 4.7). En muestra de mano las rocas alteradas pueden reconocerse por la coloración que varía de gris oscuro a rosado y a blanco, por la textura que varía de porfírica a brechosa y a oquerosa (*vuggy*), y por los minerales alterados: en las rocas más frescas se reconocen una pasta vítrea con signos de desvitrificación y una incipiente a moderada alteración a illita + esmectita (figura 4.7a), mientras que a medida que aumenta la argilización se distinguen la caolinitización de las biotitas (figura 4.7f), la fuerte alteración de la pasta y finalmente una silicificación casi completa (figura 4.7d). Algunas rocas con textura oquerosa y silicificación contienen alunita cristalina de hábito tabular y tamaños de hasta 0,5

mm de ancho rellenando las oquedades (figuras 4.7d, 4.8a y 4.8b). En el borde norte del grupo central se reconocieron afloramientos de brechas freatomagmáticas con matriz de sílice cristalina (por reemplazo) y clastos de dacita con una intensa alteración a arcillas (figura 4.6d). En dos de los afloramientos con aparente control estructural se encontraron abundantes cristales de yeso acompañados por óxidos de hierro pulverosos (hematita y jarosita, figura 3.15). Menos frecuentes son las brechas con matriz de sílice de baja temperatura (amorfa) con clastos de dacitas intensamente argilizadas a alunita y esmectita (figura 4.6c). Por otro lado, en los sectores brechados hidrotermalmente se reconocen texturas de disolución y precipitación de sílice amorfa con alunita microcristalina pseudo-cúbica que se denominó “alunita porcelanosa” y que puede interpretarse como la cristalización a partir de vapores ascendentes con pH ácido y baja temperatura (Rye *et al.* 1992) a través de la porosidad secundaria otorgada por el brechamiento previo (figura 4.8).

Finalmente, en una muestra tomada en el sector sur de este grupo de anomalías se detectó la presencia de pirofilita mezclada con alunita y yeso.

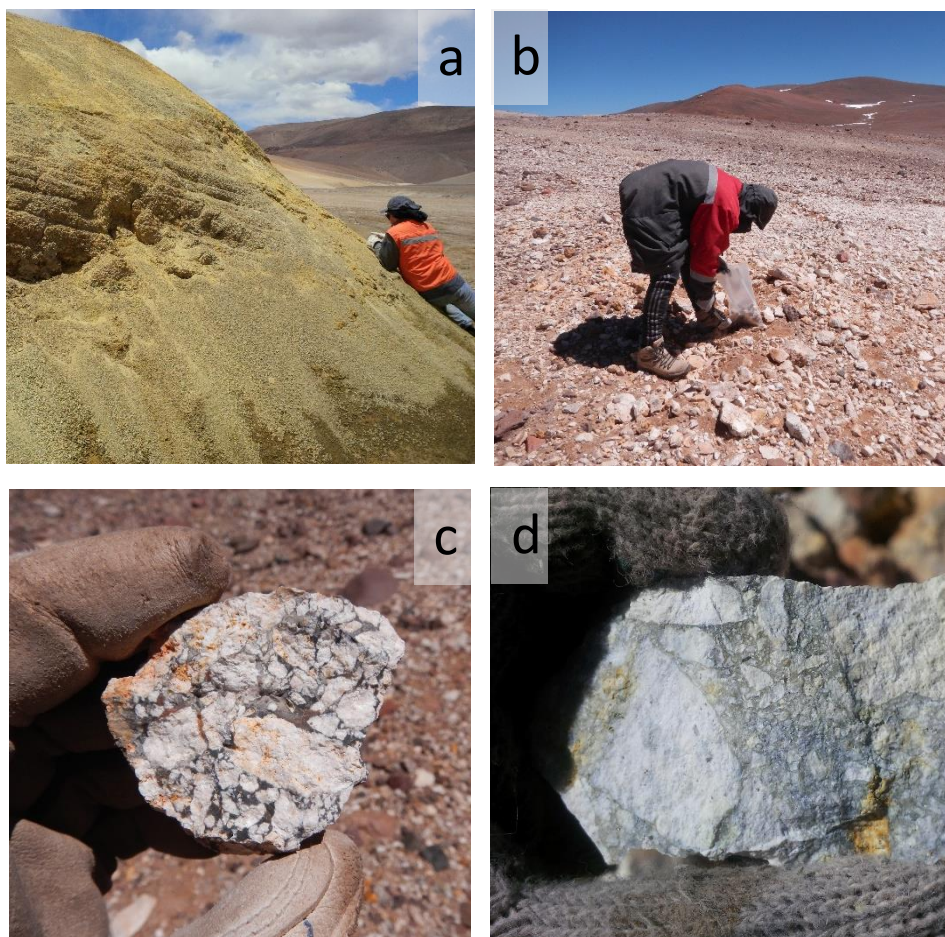


Figura 4.6. Estilos de alteración en campo y muestras de mano. **a)** Domo dacítico porfírico en el sector central con fenocristales de biotita de hasta 5 mm frescos y pasta vítrea argilizada. **b)** Subafloramientos de dacitas porfíricas del sector central intensamente argilizadas y oxidadas. **c)** Brecha hidrotermal con clastos de dacita porfírica alterada a alunita y matriz de sílice amorfa. **d)** Brecha freatomagmática con matriz de sílice cristalina y clastos de dacita porfírica mal seleccionados con textura de brechamiento hidráulico.

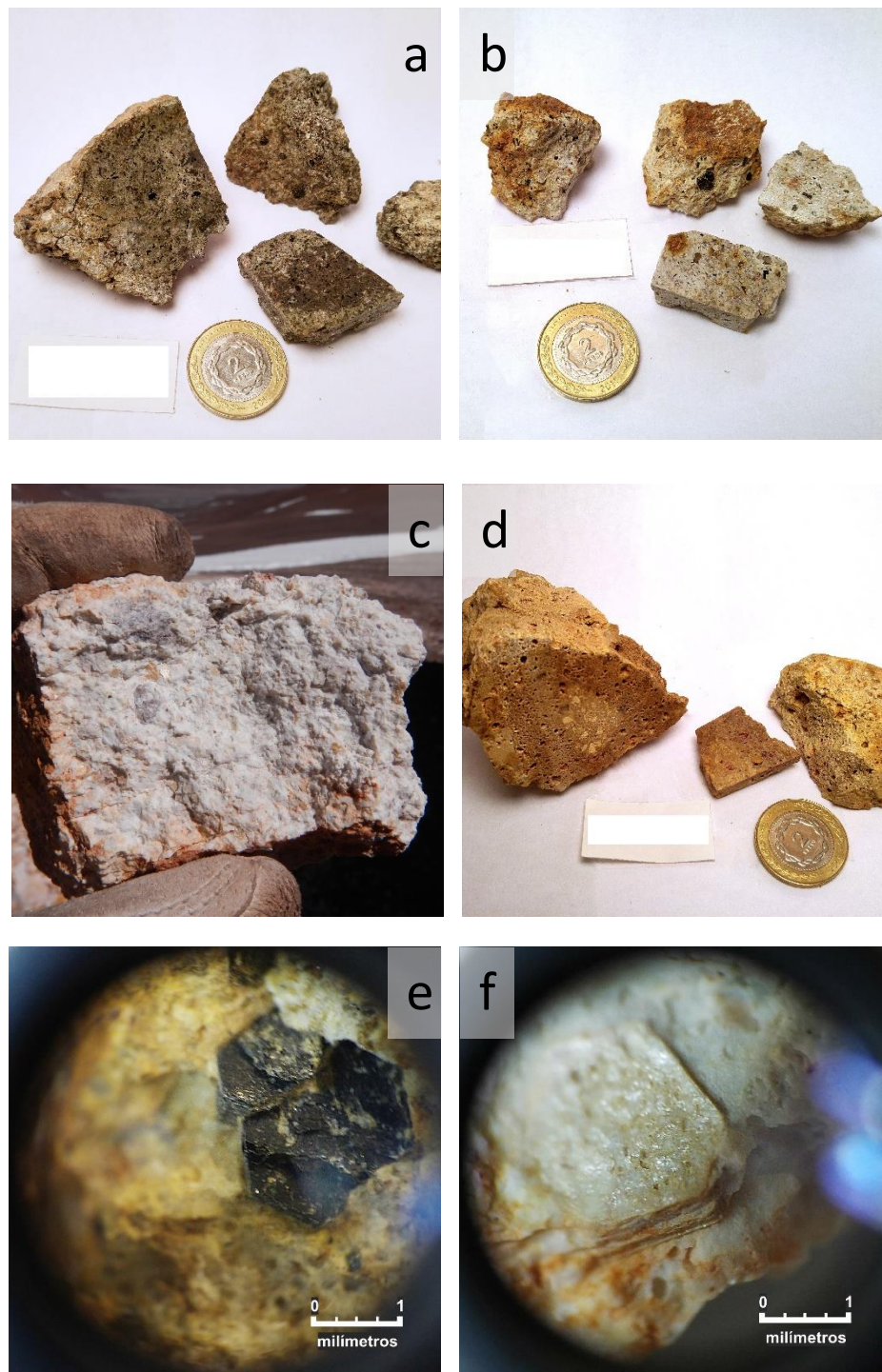


Figura 4.7. Dacitas con distintos grados de alteración a arcillas vistas en muestras de mano. **a)** Alteración incipiente a montmorillonita con sectores de pasta vítrea desvitrificada y coloración oscura. **b)** Pasta argilizada a montmorillonita. **c)** Dacita con intensa alteración a caolinita tanto en la pasta como en los fenocristales. **d)** Dacita intensamente silicificada, con textura oquerosa por disolución de los fenocristales y relleno parcial de alunita tabular. **e)** Detalle de biotitas frescas en roca dacítica con pasta vítrea alterada a montmorillonita. **f)** Detalle de una dacita porfírica con pasta y fenocristales de biotita alteradas a caolinita.

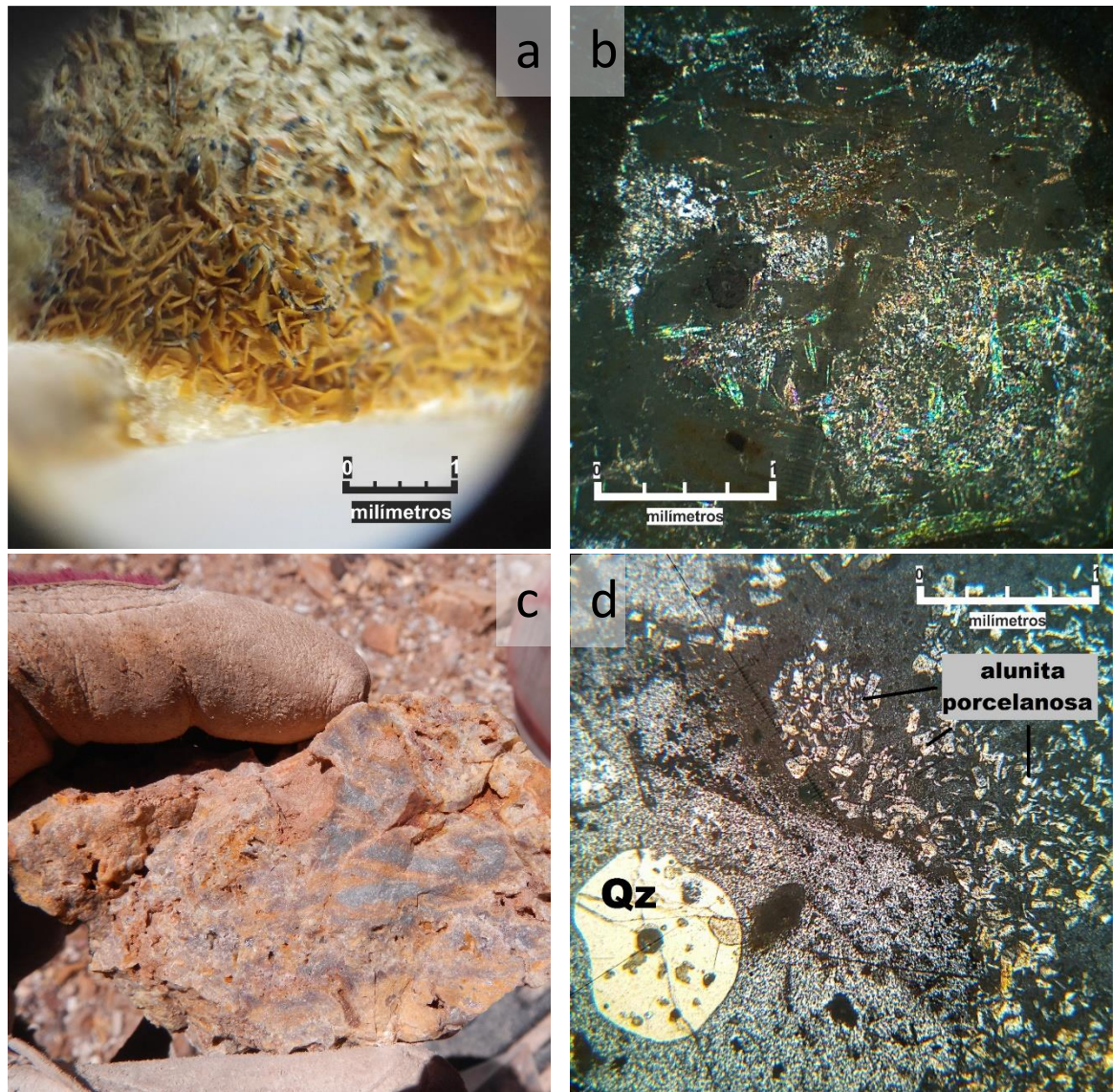


Figura 4.8. Mineralización de alunita hipogénica. **a)** Detalle en lupa de mano de una oquedad (*vug*) parcialmente rellena por alunita tabular en una dacita intensamente silicificada y argilizada. **b)** Oquedad de la muestra anterior observada en microscopio con nicoles cruzados: los cristales tabulares de alunita se ven con forma acicular. **c)** Muestra 6393: brecha hidrotermal parcialmente reemplazada por alunita porcelanosa. **d)** Muestra 6429: vista en microscopio con nicoles cruzados de una brecha hidrotermal con reemplazo de alunita porcelanosa (cristales pseudo-cúbicos en cemento silíceo) donde se distingue el contacto entre la dacita porfírica silicificada con un fenocristal de cuarzo relíctico y la matriz de alunita porcelanosa.

4.2 Mineralización metalífera

Mediante la realización de pulidos calcográficos se buscó identificar la posible mineralización metalífera en muestras seleccionadas debido a la casi ausencia de ellos en la observación macroscópica. Estas correspondieron con criterios preestablecidos a partir de los antecedentes en las fajas de mineralización involucradas en el Distrito del Nevado Jotabeche como las litologías fértiles y presencia

de hidrotermalismo a través de la alteración observada en el campo. Se hicieron entonces 10 pulidos en litologías volcánicas asignadas al Cenozoico, como ser dacitas porfíricas y brechas hidrotermales con diferente intensidad de alteración.

En dos de los pulidos (muestras 6393 y 6429) se confirmó la presencia de abundante pirita fina coliforme, a veces framboidal, diseminada en la matriz de brechas hidrotermales cuyo cemento es silíceo con tono gris oscuro producto, en parte, de la presencia de estos sulfuros (figura 4.9). Los clastos de las brechas son de roca porfírica dacítica intensamente alteradas a sílice y arcillas con textura oquerosa (*vuggy*) y fenocristales de cuarzo primarios relícticos (figura 4.8d). Además, se reconoció que la mineralización de pirita framboidal y euhedral de grano fino está asociada a una etapa tardía con disolución de la roca y precipitación de alunita porcelanosa que afecta los contactos con la matriz y los clastos y deposita pintas de minerales de cobre de color verde en los bordes (figura 4.10).

Estas rocas con mineralización de pirita fueron halladas cercanas a los bordes del grupo de anomalías central, en dos zonas que distan 1,3 km entre sí. Una de ellas pertenece a un subafloramiento identificado en el campo (muestra 6429), mientras que la otra se halló en forma de rodado sin identificar la proveniencia por el intenso grado de meteorización de las rocas circundantes (muestra 6393). Sin embargo, debido a su alta angularidad, tamaño anormalmente mayor al regolito del entorno, morfología del terreno y contexto litológico se interpreta que posee muy escaso transporte, lo que invita a pensar que hay por lo menos dos sectores que presentan mineralización de sulfuros dentro del grupo de anomalías centrales (figura 4.3).

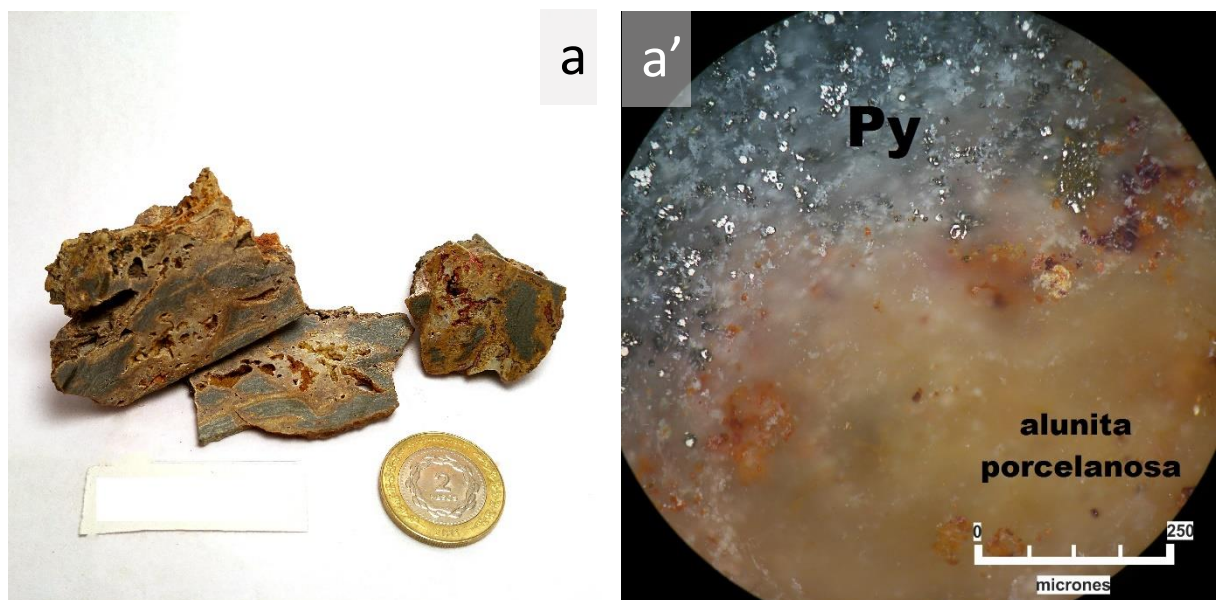


Figura 4.9. Muestra 6393: brecha hidrotermal con clastos de dacita porfírica intensamente silicificada, con textura oquerosa por disolución de fenocristales, con matriz de sílice gris oscuro y pirita coliforme y euhedral de granosa fina con posterior introducción de alunita porcelanosa en la matriz por relleno y reemplazo. **a)** Muestra de mano. **b)** Detalle de la muestra 6393 vista en microscopio con nicoles cruzados: se observa el contacto entre el pulso de pirita y el pulso de alunita posterior.

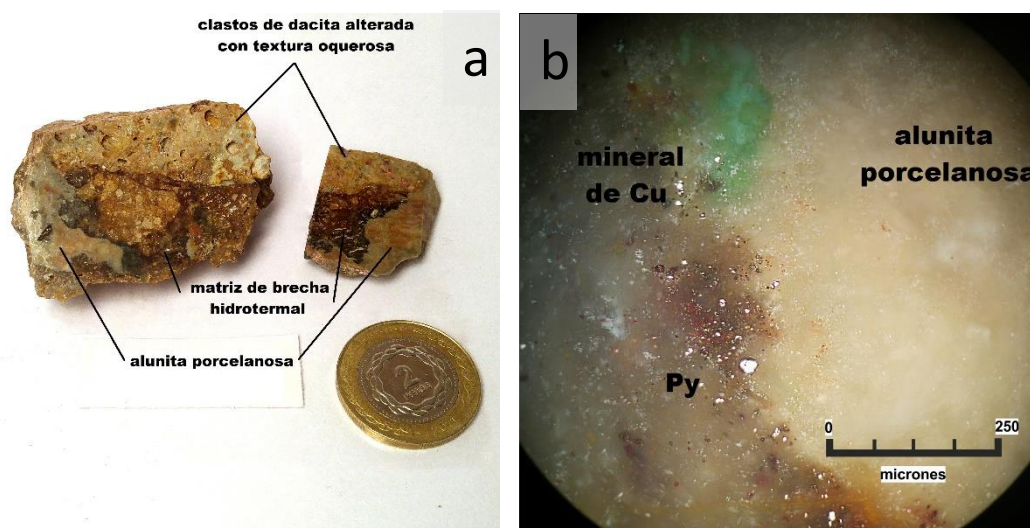


Figura 4.10. Muestra 6429: brecha hidrotermal con clastos de dacita oquerosa y matriz de sílice rojiza (con óxidos de Fe) y grisácea (con pirita) y un pulso de alunita porcelanosa posterior con textura de reemplazo y relleno. **a)** Muestra de mano. **b)** Detalle de la muestra 6429 vista en microscopio con nicoles cruzados.

4.3 Geoquímica

Se tomaron 119 muestras de afloramientos y rodados que fueron analizadas en laboratorio con el fin de conocer la concentración de los elementos químicos que las componen. En particular, se realizó el muestreo con mayor densidad de puntos en las anomalías satelitales previamente definidas y en menor medida en las rocas circundantes y representativas de las litologías de la comarca. El criterio de muestreo en el campo fue definido por la textura, minerales de alteración y mineralización reconocidos *in situ*.

4.3.1 Definición de anomalías

El análisis de los resultados geoquímicos se llevó a cabo mediante la comparación de las concentraciones de los elementos químicos en las muestras obtenidas con los valores promedio de la corteza (figura 4.11) y el reconocimiento de poblaciones correlacionables. Luego se analizó la distribución espacial en planta de ciertos elementos recomendados por Hedenquist *et al.* (2000) y por Halley *et al.* (2015) para el estudio de áreas con probable mineralización epitermal, como fuera establecido para los depósitos de la Faja de Maricunga por Vila y Sillitoe (1991). Estos elementos son Au, Ag, As, Hg, Tl, Sb, Mn, Se, Ba, Cu, Pb, Mo, Te, Sn, Bi, W, Li y Zn por su concentración y movilidad relacionadas con los eventos de alteración hidrotermal y supergénica, y por el valor económico de los metales preciosos.

Con el fin de estudiar la química de las alteraciones argílicas se graficaron las concentraciones de elementos alcalinos y alcalinotérreos para establecer patrones químicos-mineralógicos en relación con las arcillas identificadas por espectrometría. La agrupación de muestras en distintas poblaciones indica los procesos de alteración dominantes espacialmente y la acidez de los fluidos que les dieron origen.

Elemento	concentración (ppm)	Elemento	concentración (ppm)
MnO	1000	Mo	1,1
Ba	624	Tl	0,9
Zn	67	Sb	0,4
Cu	28	Bi	0,16
Li	21	Se	0,09
Pb	17	Hg	0,05
As	4,8	Ag	0,0053
Sn	2,1	Te	0,005
W	1,9	Au	0,0015

Figura 4.11. Concentración promedio de elementos en la corteza terrestre, tomado de Taylor y McLennan (1985), Wedepohl (1995) y de Rudnick y Gao (2003).

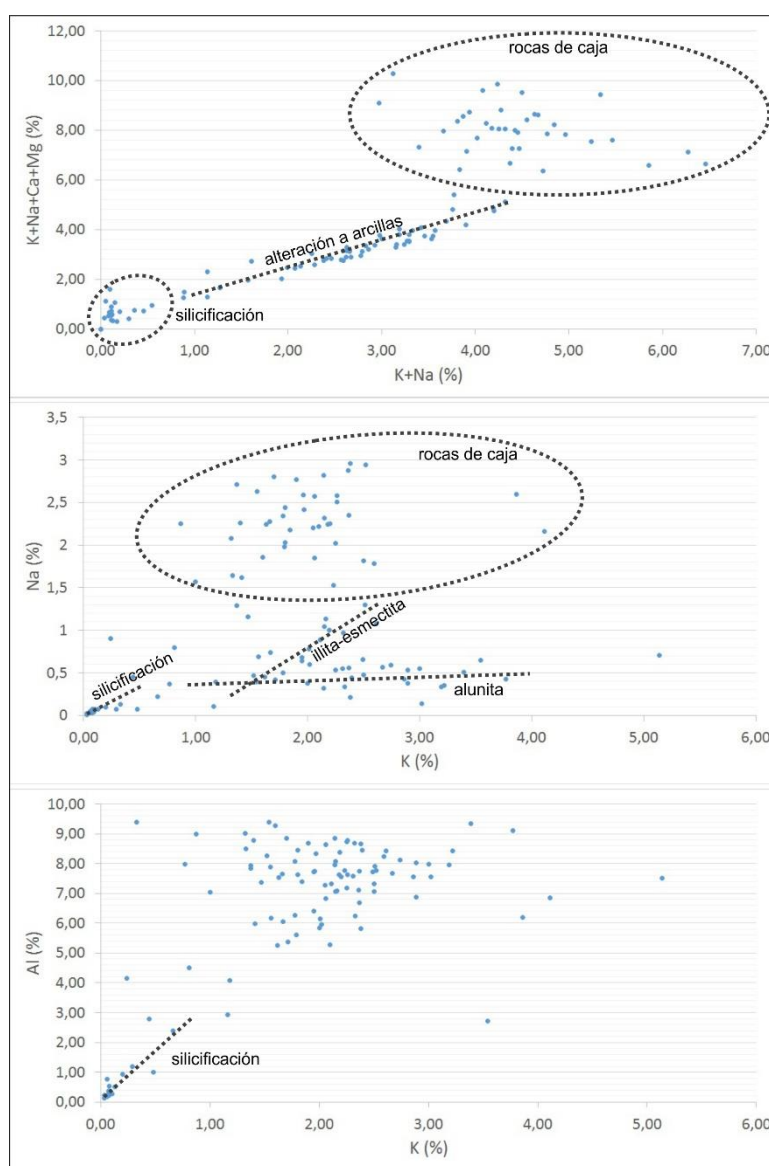


Figura 4.12. Gráficos de dispersión de elementos alcalinos y alcalinotérreos en base a muestras tomadas en el área de estudio y la identificación de poblaciones.

A partir de la comparación de las poblaciones observadas en los gráficos de la figura 4.12 con la distribución espacial de las muestras se reconoce un comportamiento lineal para las rocas con alteración a arcillas illita-esmectita y alunita, cuyos valores de K+Na (%) entre 1 y 4,5 se corresponden con valores entre 1 y 6 de K+Na+Ca+Mg (%). La pendiente de esta tendencia es mayor a 1 e indica una mayor proporción de Ca+Mg en las arcillas, avalando la participación dominante de esmectíticas (posiblemente montmorillonita) por sobre la de illita. Por otro lado, se reconocieron otras 2 poblaciones que se corresponden con las rocas silicificadas muy lixiviadas (con sílice oquerosa) y con las rocas de la comarca que se encuentran frescas o con alteraciones distales (ej. cloritización) respectivamente.

Al comparar las concentraciones de K y Na pueden observarse una caída en la concentración de Na con respecto al K en las rocas con presencia de alunita. Esto puede interpretarse como consecuencia de la hidrólisis ocurrida en las rocas y la actual presencia de alunita mayormente potásica en las zonas anómalas. Además, se reconoce otro grupo de muestras con mayor concentración de Na que poseen illita-esmectita.

En cuanto a la relación Al/K se establece que con excepción de la población silicificada, el resto sugiere alteración a alunita y/o presencia de aluminosilicatos.

Los resultados de los análisis químicos visualizados espacialmente en el mapa de anomalías de alteración en planta (figura 4.13) indican la coincidencia de anomalías químicas positivas de Pb y Ag con áreas con alteración a alunita y presencia de yeso, así como también As, Au, Hg y Sb.

Es notable el empobrecimiento de Zn y Mn dentro del grupo de anomalías centrales. Este rasgo puede deberse a la migración hacia fuera del sistema de estos elementos en soluciones acuosas muy ácidas. A su vez, los mayores valores de estos elementos se encuentran en la anomalía oriental.

El Pb es el elemento que posee mayor dispersión areal dentro de las zonas alteradas, y posee un gran contraste en valores con las rocas de caja en toda el área de estudio, alcanzando una concentración promedio 30 veces superior a la de su entorno.

Las anomalías de Sb en la zona central sustentan la interpretación de circulación de fluidos hidrotermales de un origen magmático (Halley *et al.* 2015). Se observa que el Sb, As y Pb tienen valores en roca de caja y basamento superiores al promedio de la corteza continental.

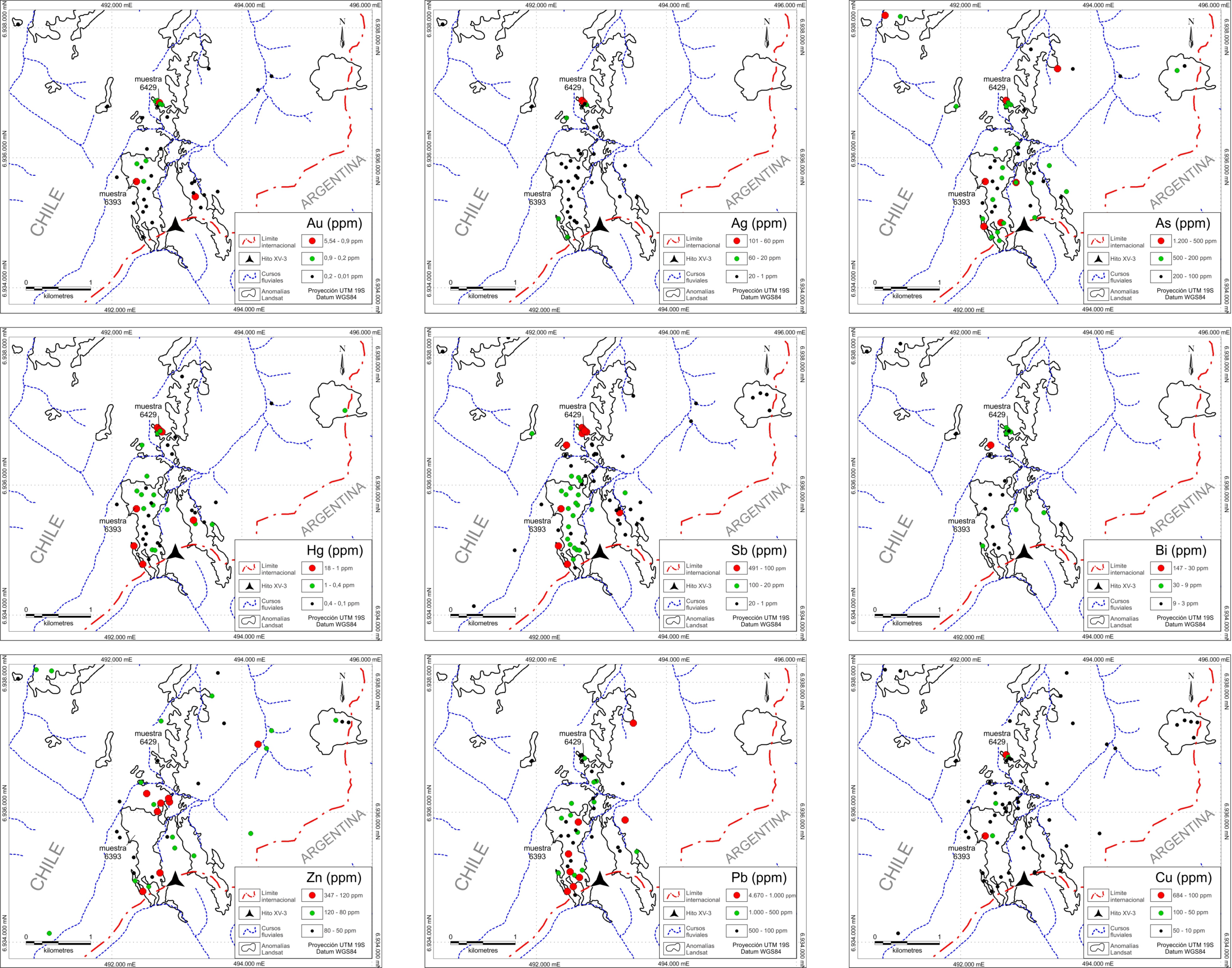


Figura 4.13. Mapas temáticos de distribución de elementos metálicos preciosos, bases e indicadores en el área de estudio, en base a las muestras de roca aflorante y subaflorente tomadas en el campo. Elementos Au, Ag, As, Hg, Sb, Bi, Zn, Pb y Cu.

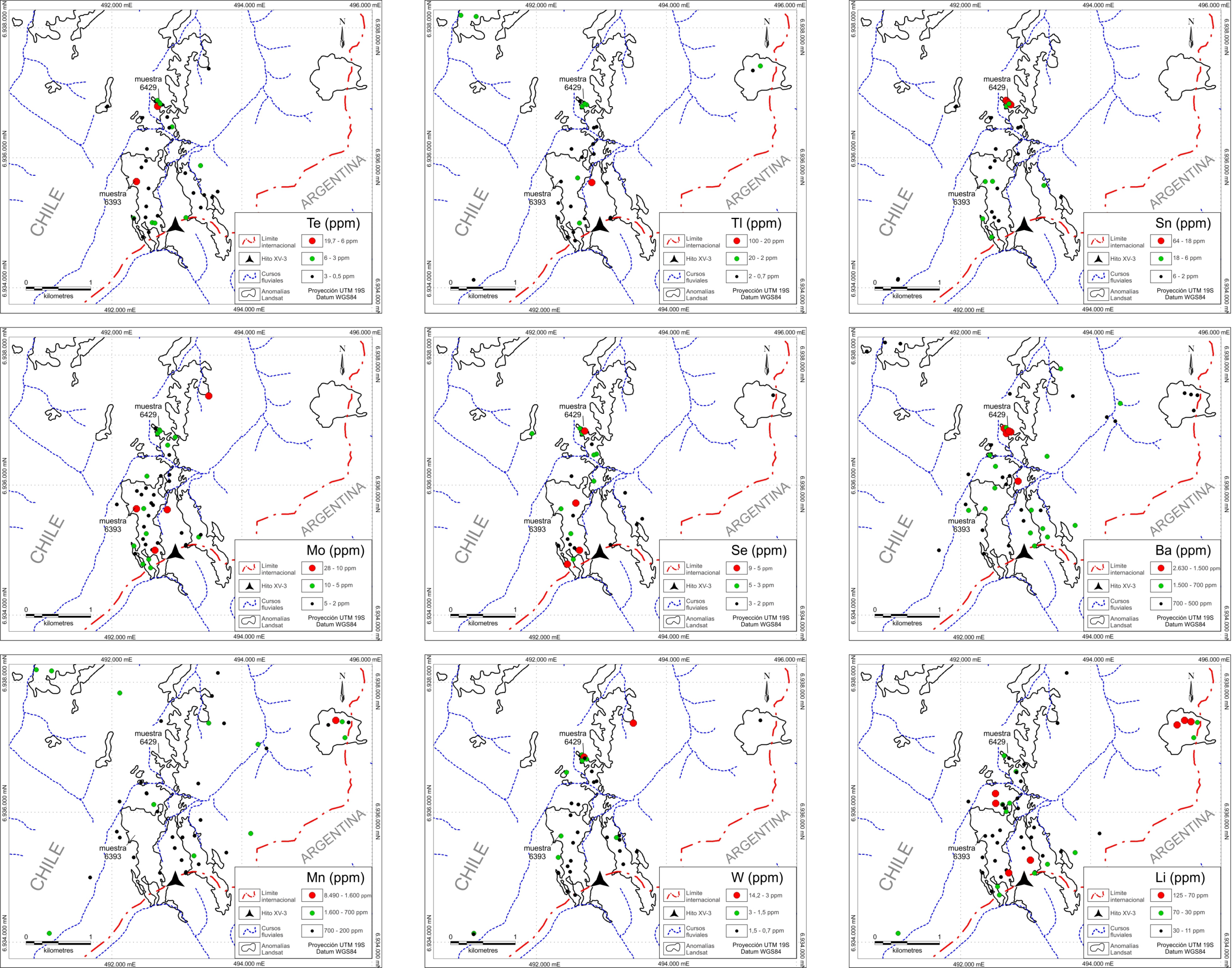


Figura 4.14. Mapas temáticos de distribución de elementos metálicos preciosos, bases e indicadores en el área de estudio, en base a las muestras de roca aflorante y subaflorente tomadas en el campo. Elementos Te, TI, Sn, Mo, Se, Ba, Mn, W y Li.

4.3.2 Correlación geoquímica

Se estudió la correlación entre 50 elementos químicos con el objetivo de ahondar en los procesos que generaron la alteración de las rocas y la mineralización metálica. Para este fin se calcularon coeficientes de correlación lineal (Pearson y Filon 1898) entre pares de elementos de muestras contenidas dentro de las anomalías satelitales o que presentaron alteración argílica en el campo. Los valores se encuentran en el rango entre -1 y 1, siendo -1 cuando la correlación lineal es negativa y 1 cuando es positiva. Para los coeficientes cercanos a 0 se interpreta que no existe correlación, mientras que entre 0,65 y 1 y entre -0,65 y -1 se entiende que existe una correlación aceptable aunque no total. Los resultados son presentados en la figura 4.15. La movilización de elementos en sistemas hidrotermales posiblemente relacionados a pórfidos es discutida por Halley *et al.* (2015) y sirve de guía para entender las correlaciones aquí analizadas.

Se observa que el **Au** muestra tendencia a la correlación positiva con **Sb** y con **W**.

Es aceptable la correlación positiva de **Ag** con **Cu** y **Hg**, lo cual puede indicar la presencia de mineralización de sulfosales hipogénicas de **Cu** y **Ag** (proustita y pirargirita por ejemplo). Por el contrario, la ausencia de correlación con **S** y **As** invita a pensar que la acción meteórica ha lixiviado a estos elementos formadores de sulfosales, pudiendo el **S** quedar retenido como yeso y/o alunita. Al respecto, la falta de correlación química con **Al** y **K** pero la evidente correlación espacial de alunita con los valores altos de **Ag** puede indicar que una gran parte de las muestras tomadas poseían escasa alunita a pesar de encontrarse en la zona dominante de este mineral de alteración. Además, no se descarta la yacencia de amalgamas de **Cu+Ag** y **Hg+Ag** en ausencia de **S**.

El **Al** presenta correlación positiva aceptable con **K** sugiriendo la presencia de alunita. Además, la correlación con **Ce**, **Ga**, **La**, **Sc** y **V** puede indicar la adsorción e intercambio iónico con arcillas. Es notable la falta de correlación con **S** dada la cantidad de alunita identificada. Esto puede deberse a la influencia de muestras analizadas sin alunita.

El **As** carece de correlación lineal con otros elementos, aunque su coincidencia en valores elevados, superiores a 500 ppm de **As** y 5 ppm de **Au** en algunas muestras (6429 y 6393), podría relacionarse con la presencia de pirita.

El **Be** tiene correlación positiva aceptable con **Mg** y **Na**, lo cual sugiere su participación como elemento traza en arcillas y como producto de la alteración hidrotermal de feldespatos y micas. Del mismo modo, el **Ca** acompaña estas correlaciones pudiendo sumarse como producto de alteración de feldespatos y minerales máficos.

A su vez, el **Ca** también tiene tendencia a la correlación positiva con **Rb** e **Y**. Esto puede interpretarse a partir de la coexistencia de estos elementos en plagioclasas. En la figura 4.16 se grafica la correlación entre **Y** y **Rb**, donde se observa una población de muestras, con contenido de **Rb** superior a 21 ppm, cuya correlación tiende a ser negativa y puede implicar la movilización progresiva de **Rb** en fluidos hidrotermal y el aumento de **Y** por lixiviación parcial de la roca. Estas muestras coinciden espacialmente con las áreas con alto contenido de **Li**, **Mn** y **Co** analizadas en el inciso 4.3.1, que pueden interpretarse como sectores periféricos a los sistemas hidrotermales centrales. A su vez, el **Na** también muestra una correlación positiva aceptable con **Rb** e **Y**.

	Element Group 1																								Element Group 2																											
	Au_ppm	Ag_ppm	Al_%	As_ppm	Ba_ppm	Be_ppm	Bi_ppm	Ca_%	Cd_ppm	Ce_ppm	Co_ppm	Cr_ppm	Cs_ppm	Cu_ppm	Fe_%	Ga_ppm	Ge_ppm	Hf_ppm	Hg_ppb	In_ppm	K_%	La_ppm	Li_ppm	Mg_%	Mn_ppm	Mo_ppm	Na_%	Nb_ppm	Ni_ppm	P_ppm	Pb_ppm	Rb_ppm	Re_ppm	S_%	Sb_ppm	Sc_ppm	Se_ppm	Sn_ppm	Sr_ppm	Ta_ppm	Te_ppm	Th_ppm	Ti_%	Tl_ppm	U_ppm	V_ppm	W_ppm	Y_ppm	Zn_ppm	Zr_ppm		
Au_ppm		0,50	-0,31	0,24	0,22	-0,15	0,12	-0,14	-0,01	-0,28	-0,03	0,35	-0,16	0,25	0,02	-0,17	0,16	0,07	0,27	-0,06	-0,23	-0,30	-0,11	-0,11	-0,04	Au_ppm	0,40	-0,20	0,31	0,07	-0,21	-0,01	-0,16	-0,04	-0,11	0,67	-0,18	0,05	0,53	-0,19	0,16	0,62	-0,12	0,37	-0,03	0,04	-0,21	0,73	-0,13	-0,07	0,03	
Ag_ppm	0,50		-0,37	0,21	0,21	-0,24	0,32	-0,18	-0,01	-0,31	-0,08	0,38	-0,17	0,70	-0,04	-0,15	-0,06	0,65	0,85	-0,07	-0,27	-0,17	-0,21	-0,17	-0,07	Ag_ppm	0,09	-0,28	0,00	0,00	-0,19	0,04	-0,22	0,11	-0,09	0,47	0,06	0,05	0,77	-0,08	-0,20	0,27	-0,22	0,09	0,00	0,07	-0,20	0,67	-0,25	0,01	0,58	
Al_%	-0,31	-0,37		-0,03	-0,47	0,33	-0,29	0,32	0,18	0,73	0,16	-0,64	0,36	-0,29	0,07	0,65	0,23	-0,18	-0,25	0,28	0,77	0,66	0,13	0,35	0,10	Al_%	-0,11	0,56	0,20	0,02	0,44	0,13	0,40	0,07	0,41	-0,43	0,60	-0,10	-0,39	0,51	0,32	-0,27	0,60	0,09	0,08	0,10	0,77	-0,27	0,44	0,35	-0,13	
As_ppm	0,24	0,21	-0,03		0,08	-0,08	0,01	-0,18	0,14	-0,01	-0,02	0,21	-0,09	0,25	0,49	0,13	0,07	0,27	0,28	0,18	-0,06	0,10	-0,13	-0,13	0,02	As_ppm	0,48	-0,18	0,14	0,03	0,29	0,27	-0,27	0,05	0,15	0,34	0,37	0,26	0,29	0,24	0,01	0,57	0,37	0,34	0,25	0,33	0,32	0,20	-0,07	0,00	0,24	
Ba_ppm	0,22	0,21	-0,47	0,08		0,07	0,10	0,17	-0,01	-0,31	0,15	0,31	-0,06	0,16	0,23	-0,41	-0,14	0,14	0,09	-0,13	-0,44	-0,24	0,12	0,17	0,06	Ba_ppm	0,04	0,01	0,30	0,27	-0,29	-0,14	0,08	0,06	-0,57	0,34	-0,25	0,21	0,45	-0,34	0,23	-0,20	0,25	-0,04	-0,04	-0,36	0,17	0,03	0,12	0,08		
Be_ppm	-0,15	-0,24	0,33	-0,08	0,07		-0,20	0,72	0,05	0,25	0,43	-0,26	0,34	-0,11	0,35	0,05	0,45	-0,19	-0,21	-0,09	0,11	0,22	0,56	0,71	0,27	Be_ppm	-0,20	0,73	0,23	0,48	0,10	-0,29	0,72	0,05	-0,52	-0,26	0,15	-0,26	-0,25	-0,11	0,30	-0,23	0,21	-0,01	-0,01	0,11	0,12	-0,19	0,60	0,53	-0,21	
Bi_ppm	0,12	0,32	-0,29	0,01	0,10	-0,20		-0,06	-0,04	-0,27	-0,07	0,23	-0,13	0,05	-0,06	-0,17	-0,20	0,17	0,12	-0,06	-0,23	-0,25	-0,16	-0,10	-0,05	Bi_ppm	0,04	-0,19	-0,05	-0,01	-0,08	-0,05	-0,15	-0,02	-0,10	0,29	-0,17	-0,03	0,25	-0,15	-0,17	0,04	-0,17	0,03	0,08	-0,02	-0,19	0,25	-0,15	-0,11	0,27	
Ca_%	-0,14	-0,18	0,32	-0,18	0,17	0,72	-0,06		-0,01	0,14	0,58	-0,33	0,34	-0,06	0,37	0,02	0,17	-0,02	-0,14	-0,18	0,09	0,12	0,53	0,91	0,37	Ca_%	-0,27	0,82	0,33	0,54	0,06	-0,32	0,71	-0,05	-0,58	-0,29	0,10	-0,25	-0,17	-0,16	0,36	-0,28	0,15	0,17	-0,04	-0,04	0,07	-0,13	0,71	0,50	0,00	
Cd_ppm	-0,01	-0,01	0,18	0,14	-0,01	0,05	-0,04	-0,01		0,11	0,15	-0,13	0,12	0,00	0,10	0,29	0,20	-0,03	0,00	0,15	0,16	0,12	0,15	0,00	0,14	Cd_ppm	0,07	-0,02	0,21	0,01	0,21	0,14	0,11	0,58	0,10	0,07	0,37	0,13	-0,05	0,31	0,26	0,09	0,25	0,05	0,02	0,04	0,31	-0,02	0,19	0,57	-0,04	
Ce_ppm	-0,28	-0,31	0,73	-0,01	-0,31	0,25	-0,27	0,14	0,11		0,09	-0,56	0,44	-0,19	0,15	0,40	0,26	-0,07	-0,19	0,48	0,48	0,95	0,16	0,10	0,10	Ce_ppm	-0,13	0,40	0,20	-0,16	0,59	0,21	0,29	-0,01	0,32	-0,38	0,55	-0,06	-0,36	0,68	0,28	-0,17	0,60	0,07	-0,07	0,30	0,63	-0,23	0,40	0,20	-0,05	
Co_ppm	-0,03	-0,08	0,16	-0,02	0,15	0,43	-0,07	0,58	0,15	0,09		-0,18	0,29	0,00	0,30	-0,01	0,18	-0,01	-0,06	-0,10	0,04	0,08	0,44	0,49	0,94	Co_ppm	-0,14	0,46	0,21	0,49	0,05	-0,18	0,50	0,00	-0,34	-0,11	0,08	-0,13	-0,06	-0,11	0,23	-0,10	0,03	0,11	-0,02	-0,03	0,04	-0,04	0,68	0,39	-0,01	
Cr_ppm	0,35	0,38	-0,64	0,21	0,31	-0,26	0,23	-0,33	-0,13	-0,56	-0,18		-0,43	0,25	-0,05	-0,40	-0,25	0,17	0,25	-0,15	-0,56	-0,49	-0,36	-0,26	-0,16	Cr_ppm	0,17	-0,45	-0,36	0,26	-0,26	0,06	-0,54	-0,01	-0,14	0,43	-0,27	0,23	0,33	-0,30	-0,50	0,38	-0,43	0,03	-0,08	0,04	-0,34	0,29	-0,43	-0,25	0,16	
Cr_ppm	-0,16	-0,17	0,36	-0,09	-0,06	0,34	-0,13	0,34	0,12	0,44	0,29	-0,43		-0,10	0,19	0,28	0,20	-0,07	-0,14	0,43	0,21	0,38	0,28	0,34	0,20	Cs_ppm	-0,10	0,33	0,27	0,17	0,21	-0,01	0,40	0,12	-0,18	-0,21	0,30	-0,06	-0,15	0,21	0,34	-0,14	0,25	0,04	0,03	0,13	0,28	-0,13	0,41	0,32	-0,07	
Cs_ppm	0,25	0,70	-0,29	0,25	0,16	-0,11	0,05	-0,06	0,00	-0,19	0,00	0,25	-0,10		0,00	-0,19	-0,05	0,91	0,91	-0,05	-0,26	0,01	-0,04	-0,04	-0,01	Cs_ppm	0,12	-0,14	0,19	0,07	-0,12	0,02	-0,11	-0,03	-0,17	0,40	0,26	-0,01	0,42	0,01	-0,04	0,37	-0,11	0,25	-0,04	0,15	-0,18	0,12	-0,09	-0,02	0,81	
Fe_%	0,02	-0,04	0,07	0,49	0,23	0,35	-0,06	0,37	0,10	0,15	0,30	-0,05	0,19	0,00		0,16	0,23	0,01	-0,04	-0,12	0,16	0,24	0,38	0,40	0,24	Fe_%	0,22	0,32	0,25	0,30	0,54	0,00	0,35	0,00	-0,16	-0,01	0,24	-0,05	0,02	0,18	0,23	0,07	0,38	0,23	0,28	0,01	0,30	0,08	0,37	0,26	0,01	
Ga_ppm	-0,17	-0,15	0,65	0,13	-0,41	0,05	-0,17	0,02	0,29	0,40	-0,01	-0,40	0,28	-0,19	0,16		0,23	-0,16	-0,09	0,13	0,70	0,28	0,06	0,05	0,00	Ga_ppm	0,09	0,19	0,10	-0,12	0,41	0,26	0,21	0,32	0,51	-0,14	0,46	0,05	-0,18	0,46	0,19	-0,17	0,57	0,00	0,12	-0,01	0,62	-0,11	0,20	0,20	-0,14	
Ge_ppm	0,16	-0,06	0,23	0,07	-0,14	0,45	-0,20	0,17	0,20	0,26	0,18	-0,25	0,20	-0,05	0,23	0,23		-0,16	-0,10	0,01	0,22	0,22	0,25	0,25	0,10	Ge_ppm	0,09	0,27	0,26	0,18	0,23	0,05	0,23	0,06	-0,02	0,02	0,25	-0,10	-0,07	0,19	0,33	0,05	0,26	0,06	0,00	0,26	0,25	0,12	0,23	0,29	-0,22	
Hf_ppm	0,07	0,65	-0,18	0,27	0,14	-0,19	0,17	-0,02	-0,03	-0,07	-0,01	0,17	-0,07	0,91	0,01	-0,16	-0,16		0,86	-0,05	-0,17	0,13	-0,15	0,01	-0,04	Hf_ppm	0,02	-0,10	0,17	0,08	0,03	-0,02	-0,11	-0,02	-0,09	0,29	0,37	-0,03	0,39	0,12	-0,07	0,22	-0,06	0,35	-0,01	0,14	-0,06	0,03	-0,02	-0,03	0,97	
Hg_ppb	0,27	0,85	-0,25	0,28	0,09	-0,21	0,12	-0,14	0,00	-0,19	-0,06	0,25	-0,14	0,91	-0,04	-0,09	-0,10	0,86		-0,04	-0,17	0,01	-0,16	-0,13	-0,05	Hg_ppb	0,06	-0,20	0,05	-0,01	-0,12	0,06	-0,17	0,12	-0,05	0,35	0,27	0,03	0,54	0,03	-0,17	0,22	-0,13	0,14	0,00	0,13	-0,11	0,33	-0,18	-0,07	0,77	
In_ppm	-0,06	-0,07	0,28	0,18	-0,13	-0,09	-0,06	-0,18	0,15	0,48	-0,10	-0,15	0,43	-0,05	-0,12	0,13	0,01	-0,05	-0,04		0,04	0,43	0,04	-0,14	-0,08	In_ppm	0,10	-0,16	0,01	-0,22	0,15	0,41	-0,15	0,04	0,14	-0,05	0,39	0,11	-0,08	0,39	0,06	0,02	0,38	0,05	0,01	0,73	0,39	-0,05	-0,01	0,09	-0,05	
K_%	-0,23	-0,27	0,77	-0,06	-0,44	0,11	-0,23	0,09	0,16	0,48	0,04	-0,56	0,21	-0,26	0,16	0,70	0,22	-0,17	-0,17	0,04		0,45	0,09	0,11	0,03	K_%	-0,05	0,31	0,18	-0,12	0,44	0,10	0,37	0,13	0,55	-0,31	0,45	-0,06	-0,31	0,48	0,29	-0,24	0,51	-0,02	0,08	-0,05	0,60	-0,20	0,24	0,21	-0,14	
La_ppm	-0,30	-0,17	0,66	0,10	-0,24	0,22	-0,25	0,12	0,12	0,95	0,08	-0,49	0,38	0,01	0,24	0,28	0,13	0,01	0,43	0,45		0,11	0,17	0,09	0,09	La_ppm	-0,09	0,37	0,21	-0,09	0,62	0,21	0,27	-0,03	0,25	-0,35	0,62	-0,06	-0,28	0,68	0,25	-0,15	0,49	0,12	0,06	0,25	0,59	-0,22	0,34	0,19	0,10	-0,20
Li_ppm	-0,11	-0,21	0,13	-0,13	0,12	0,56	-0,16	0,53	0,15	0,16	0,44	-0,36	0,28	-0,04	0,38	0,06	0,25	-0,15	-0,16	0,04	0,09	0,11		0,45	0,35	Li_ppm	-0,10	0,46	0,25	0,24	0,06	-0,16	0,62	-0,01	-0,45	-0,20	-0,01	-0,17	-0,21	-0,09	0,33	-0,18	0,18	-0,11	0,03	0,01	-0,07	-0,15	0,48	0,44	-0,20	
Mg_%	-0,11	-0,17	0,35	-0,13	0,17	0,71	-0,10	0,91	0,00	0,18	0,49	-0,26	0,34	-0,04	0,40	0,05	0,25	0,01	-0,13	-0,14	0,11	0,17	0,45		0,26	Mg_%	-0,27	0,74	0,34	0,65	0,11	-0,27	0,61	0,00	-0,51	-0,25	0,21	-0,25	-0,15	-0,10	0,38	-0,25	0,21	0,25	-0,04	-0,04	0,20	-0,13	0,66	0,48	0,02	
Mn_ppm	-0,04	-0,07	0,10	0,02	0,06	0,27	-0,05	0,37	0,14	0,10	0,94	-0,16	0,20	-0,01	0,24	0,00	0,10	-0,04	-0,05	-0,08	0,03	0,09	0,35	0,26		Mn_ppm	-0,09	0,29	0,09	0,28	0,10	-0,08	0,39	-0,05	-0,19	-0,10	0,03	-0,10	-0,07	-0,06	0,10	-0,09	0,01	0,02	0,00	-0,04	0,01	-0,01	0,59	0,20	-0,03	
Mo_ppm	0,40	0,09	-0,11	0,48	0,04	-0,20	0,04	-0,27	0,07	-0,13	-0,14	0,17	-0,10	0,12	0,22	0,09	0,09	0,02	0,06	0,10	-0,05	-0,09	-0,10	-0,27	-0,09	Mo_ppm		-0,22	0,34	-0,14	-0,03	0,21	-0,21	0,05																		

El **Ce** tiene tendencia aceptable a correlacionar con **La**, **Sr**, **Ta** e **Y**, posiblemente indicando su contenido en feldespatos, micas y minerales accesorios primarios y lixiviados en los núcleos alterados.

El **Co** y el **Mn** correlacionan positivamente como posibles componentes de óxidos e hidróxidos de Mn resultados de la alteración de minerales máficos. Es factible considerar que estos óxidos e hidróxidos además de derivar de procesos meteóricos, pueden reflejar su depositación desde las soluciones hidrotermales, dado que el sistema alcanzó temperaturas menores a 140° C indicado por la participación de esmectita. Ambos elementos disminuyen su concentración en las rocas alteradas del grupo de anomalías central pero alcanzan sus máximos valores en la anomalía oriental, presentando una característica más para diferenciar químicamente a ambas zonas de alteración.

El **Cu** tiene correlación positiva aceptable con **Hf** y **Zr**, lo cual es esperable dada la tendencia al comportamiento inmóvil de estos elementos (Rubin *et al.* 1993 y Jiang *et al.* 2005).

El **Ga** posee correlación positiva con **K** debido a un posible reemplazo del **Al** en la estructura de la alunita.

El **La** participa en correlación positiva aceptable con **Sr** por lo que se estima su derivación de feldespatos e incorporación a esmectitas-illitas por alteración de los silicatos. No se descarta su presencia en limonitas.

El **Mg**, en particular, se comporta en el conjunto de muestras analizadas con una correlación positiva en cuanto a **Na** y **Ca**, pero no con **K** ni con **Al**. Ello puede deberse a la adsorción por esmectita. Además, se encuentra la tendencia a una correlación positiva con **Ni** que puede implicar la coexistencia en arcillas desarrolladas a partir de minerales máficos.

El **Mo** y el **Sb** muestran una correlación positiva aceptable con **Te** posiblemente debido a la lixiviación de feldespatos y micas y a la precipitación en sulfosales u óxidos (Halley *et al.* 2015).

El comportamiento inmóvil del **Nb** se ve evidenciado en la tendencia a una correlación positiva con el **Ti** con **Ta**. Si bien estos elementos podrían aparecer como reemplazo del **Ti** en la estructura cristalina de ilmenita y rutilo, no se aprecia una tendencia a la correlación positiva entre **Ti** y **Ta**.

El **P** tiene a correlacionar positivamente con **V**, lo que podría indicar la participación en la estructura cristalina de apatita primaria y posteriormente en arcillas illíticas.

El **Sn** y **W** muestran tendencias positivas de correlación entre ellos. Dicha correlación podría atribuirse a la presencia de micas relícticas en el protolito dacítico.

En el caso del **Sr**, sólo se observa una tendencia a la correlación positiva con el **V** como posible participación en feldespatos y micas.

La ausencia de correlación y valores de **Zn** y **Cd** anómalos puede interpretarse debido a la ausencia de esfalerita en el sistema o bien a que este mineral fue lixiviado por ser sumamente lábil y por ende puede ser eliminado de la fuente en soluciones acuosas relativamente ácidas.

Llama la atención que el **Zr** no correlacione positivamente con **Ti** y **Nb** (elementos con alto potencial iónico) ya que son elementos típicamente inmóviles (Rubin *et al.* 1993 y Jiang *et al.* 2005). Al analizar la correlación de los pares **Zr/Cu** y **Hg/Cu** se observa que la tendencia elevada se debe a la

muestra 6429, cuyo peso estadístico elevado altera los resultados esperados. Como se aprecia en la figura 4.16, no hay tendencia a la correlación en el resto de la población. El alto valor de **Zr** en la muestra 6429 (**Zr** > 500 ppm) excede por mucho los valores de tendencia central de **Zr** de la población de muestras geoquímicas (media = 62 ± 33 ppm, mediana = 45 ppm, clase modal = 30 a 40 ppm) y podría ser indicativo de: a) un error de análisis de laboratorio, b) del reporte del laboratorio, c) implicar un proceso de concentración de **Zr** en dicha muestra cuyas características contribuyeron a la concentración de **Cu**. Lo mismo puede interpretarse para la correlación entre **Hg** y **Cu**. En sistemas hidrotermales los elementos de alto potencial iónico como el **Zr** pueden ser movilizados por soluciones de origen meteórico con alto contenido de flúor según Rubin *et al.* (1993) o bien a través de complejos sulfatados (Jiang *et al.* 2005) o clorurados (Inguaggiato *et al.* 2015) en soluciones muy ácidas. Sin embargo, no se detectaron fluorita o minerales con flúor en este distrito y por lo tanto continúa siendo una incógnita el valor de **Zr** hallado en la muestra 6429.

Finalmente, los elementos **As**, **Ba**, **Bi**, **Cr**, **Cs**, **Fe**, **In**, **Pb**, **Re**, **Sc**, **Se**, **Th**, **Tl** y **U** no presentan coeficientes de correlación que indiquen un comportamiento similar a otros elementos.

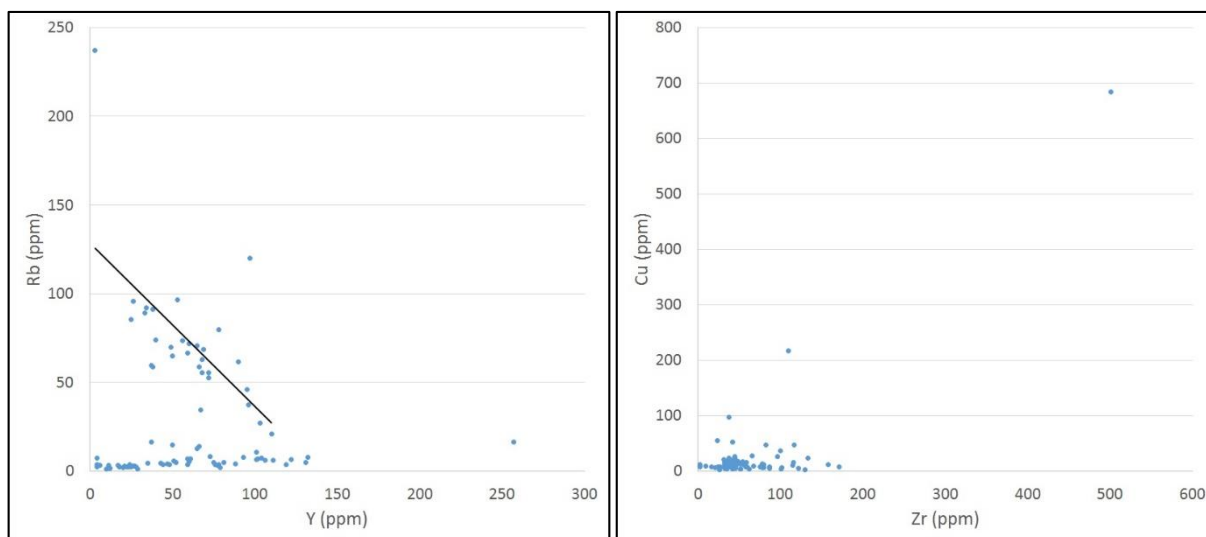


Figura 4.16. Correlaciones anómalas entre pares de elementos. **a)** Y vs Rb: se observan dos poblaciones diferenciadas. **b)** Zr vs Cu: no se observa correlación y se interpreta que el coeficiente de Pearson elevado se debe a una muestra anómala con gran peso estadístico.

4.4 Modelo de depósito propuesto

En este inciso, según fueron planteados los objetivos de trabajo, se aborda la propuesta del modelo yacimentológico para el área del Portezuelo Vidal Gormaz que se considera más probable a partir de información geológica elaborada y compilada en este documento. Para ello se analizan en conjunto la litología, deformación, geomorfología, alteración y geoquímica, de modo tal de fundamentar el comportamiento del sistema magmático-hidrotermal detectado y establecer su

correlación con modelos de mineralización conocidos para la Faja de Maricunga y otras provincias metalogénicas.

A partir de las observaciones yacimientológicas realizadas en los proyectos y minas de la Faja de Maricunga, Vila y Sillitoe (1991) y Muntean y Einaudi (2000) propusieron esquemas transversales de los sistemas hidrotermales responsables de la mineralización de metales preciosos. Estos modelos sintetizados en la figura 4.17 proponen la intrusión de magmas dioríticos cuarzosos junto a brechas intrusivas a profundidades entre 1 y 2 km, acompañados en su evolución por fluidos líquidos hipersalinos y vapores con baja salinidad de origen magmático.

Los líquidos hipersalinos habrían sido contenidos dentro del campo frágil-dúctil de la corteza (con límite a los 400° C) y generado la alteración potásica temprana en profundidad con mineralización de Cu y Au en venillas tipo A (clasificación propuesta por Gustafson y Hunt en 1975). Periódicamente, el ascenso de magma habría roto este equilibrio y atravesado el sistema magmático-hidrotermal generando el emplazamiento de las brechas acompañadas por líquidos hipersalinos que depositaron, en las fracturas concéntricas y radiales del intrusivo, mineralización de cuarzo y Au⁰ en venillas bandeadas.

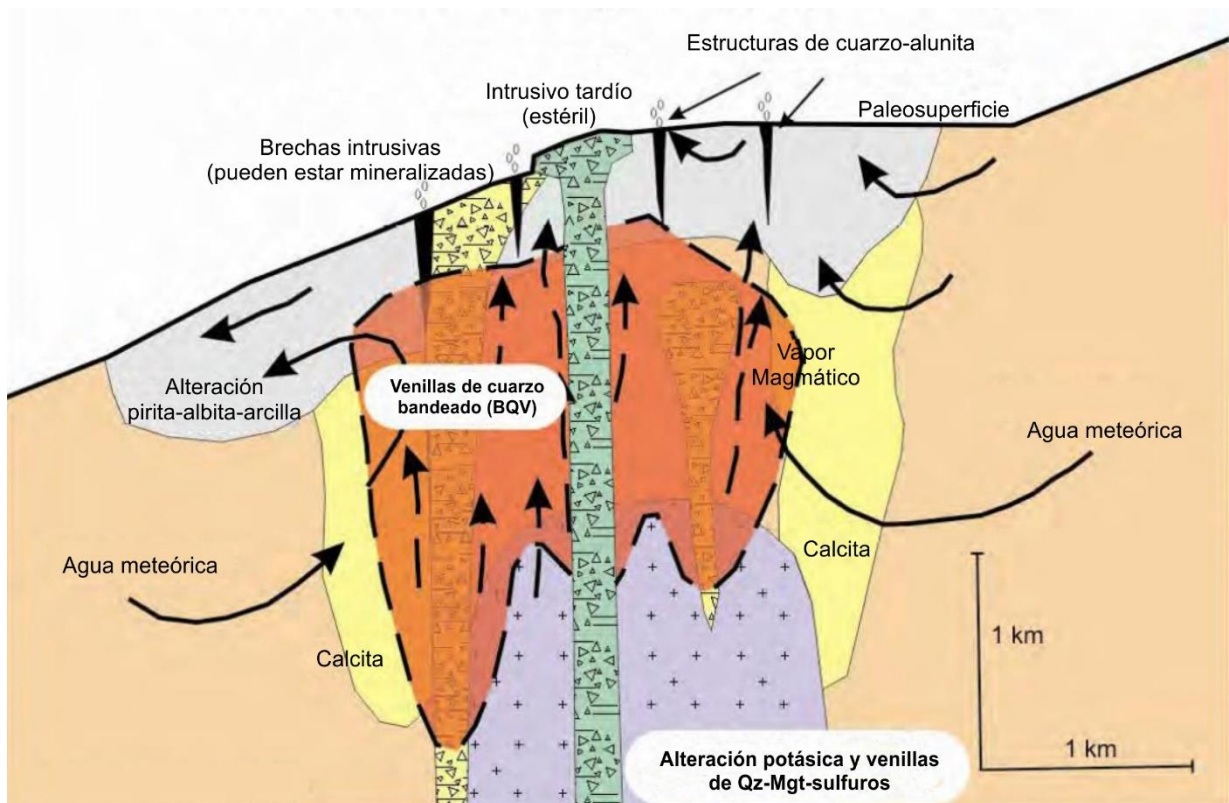


Figura 4.17. Sección esquemática propuesta para depósitos auríferos en la Faja de Maricunga por Muntean y Einaudi (2000), redibujado por Lewis *et al.* (2010) y traducido para este trabajo.

Los vapores magmáticos ácidos ascendidos se enfriarían y su condensación cerca de la superficie ocasionaría la alteración hidrotermal y precipitación de cuarzo + alunita en una malla de estructuras previas. Este ciclo se repetiría a medida que la distancia entre los intrusivos emplazados y

la superficie disminuiría por erosión exógena y ascenso cortical. De esta manera se produciría una superposición de zonas de alteración hidrotermal, eliminándose el contenido de azufre necesario para la precipitación de minerales de Cu como sulfuros, explicando así el bajo contenido de Cu en relación al Au precipitado libremente.

La historia del descubrimiento del distrito La Coipa comienza en 1981 con el muestreo sistemático de suelos realizado por Exploraciones y Minerales Sierra Morena SA en una zona con anomalías de color y antecedentes de explotación por piquinería durante el siglo XX (Oviedo *et al.* 1991). Estos muestreos se realizaron en grillas de 100 x 50 m, tomando 1.750 muestras, y obteniendo resultados anómalos con valores de Au y Ag de hasta 12 ppm y 900 ppm respectivamente (Oviedo *et al.* 1991). Posteriormente, se realizaron muestreos de suelo con mayor densidad, destapes, trincheras y sondajes que ayudaron a definir los objetivos de exploración y el modelo geológico (Oviedo *et al.* 1991).

En su tesis de maestría, Gamonal (2015) asoció la mineralización de metales preciosos con sistemas epitermales de alta sulfuración, caracterizados por zonación concéntrica de alteración argílica avanzada que gradúa desde núcleos de cuarzo oqueroso (*vuggy*) a cuarzo + alunita, alunita ± pirofilita + dickita, dickita ± caolinita, caolinita + illita, e illita + esmectita. Esquematisó, también, secciones geológicas para cada sector del distrito. En particular, el área denominada Brecha Norte (figura 4.18) fue descrita como una zona de alteración hidrotermal asociada a domos dacíticos porfíricos con pasta vítrea y a brechas freatomagmáticas. A su vez, las rocas de este sector presentaron valores geoquímicos de Au y Ag superiores a 0,3 ppm y 25 ppm respectivamente. También interpretó que el cruce de estructuras NO-SE y NNE-SSO habría generado los espacios dilatantes necesarios para facilitar la intrusión de las rocas porfíricas y las posteriores brechas freatomagmáticas a las cuáles están espacialmente asociadas las zonas con mayor mineralización en la mayoría de los casos. Incluso, indicó que los fluidos hidrotermales tardíos que circularon por estas brechas serían los responsables del re-brechamiento observado en algunos casos.

La distancia entre las rocas con intensa alteración a cuarzo oqueroso y las rocas frescas encajantes presentaron mínimos de hasta 150 metros. Esta observación puede tenerse en cuenta como herramienta para la prospección en la Faja de Maricunga entendiendo que las zonas con alteración hidrotermal de poca expresión o zonificación en planta (menor a 300 m de ancho, figura 4.18) bien pueden presentar mineralización de metales preciosos.

En conclusión, Gamonal (2015) asignó al distrito La Coipa a la zona de transición de la Faja de Maricunga, donde el cruce de las estructuras reconocidas permitió el ascenso de pulsos magmático-hidrotermales y el desarrollo de un nido de depósitos epitermales de alta sulfuración, coincidiendo con la caracterización realizada por Oviedo *et al.* (1991). Sin embargo, no se reconocieron aspectos típicos de los sistemas de tipo pórfido de Au-Cu, característica que hace que el distrito La Coipa se diferencie de las demás manifestaciones auríferas de la Faja.

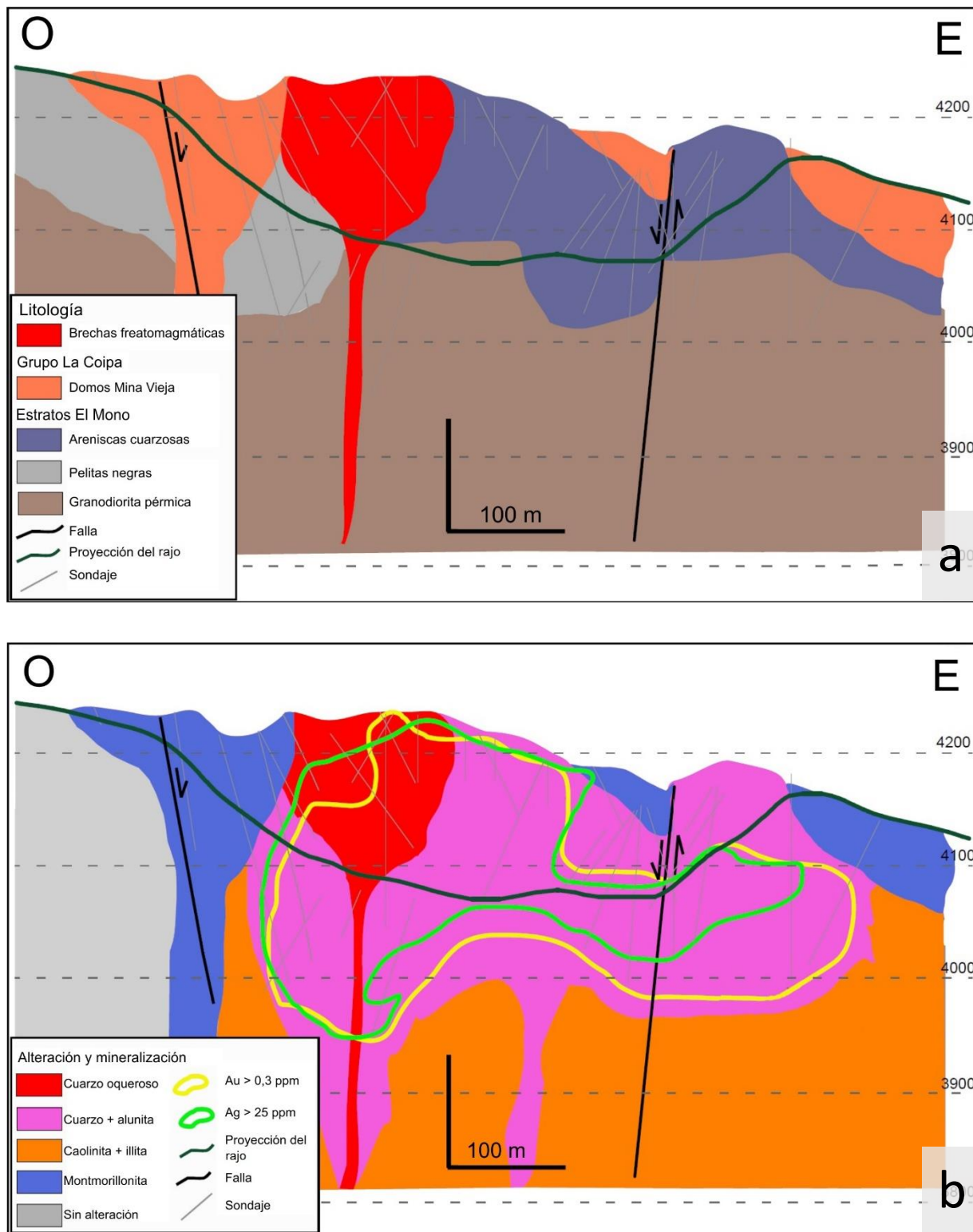


Figura 4.18. Secciones E-O representativas del depósito Brecha Norte del distrito minero La Coipa con indicación de la altura sobre el nivel del mar, modificadas y traducidas de Gamonal (2015). **a)** Esquema geológico/litológico. **b)** Esquema de la alteración y mineralización.

Con un motivo comparativo para su estudio, Gamonal (2015) compiló las principales características de los sistemas epitermales, las cuales se presentan traducidas a continuación:

Fueron descriptos por primera vez a principios de siglo XX (Lindgren, 1992 y 1933) en relación a los rangos de presión y temperatura de los sistemas hidrotermales expuestos a condiciones cercanas a la superficie. Generalmente, estas condiciones son menores a 300° C y profundidades menores a 1,5 km (Simmons *et al.* 2005). Otros trabajos desarrollaron estos modelos y establecieron las relaciones entre los procesos magmáticos, hidrotermales y de tectónica de placas a finales del siglo XX (Sillitoe 1977, Hayba *et al.* 1985, Bonham 1986, Heald 1987, Hedenquist 1987, Berger y Henley 1989, White y Hedenquist 1990, Sillitoe 1993, Cooke y Simmons 2000 y Sillitoe y Hedenquist 2003). Posteriormente, gracias a los avances en técnicas analíticas se investigaron los procesos de fluidos y la transición vertical entre sistemas tipo pórfido de Cu-Au-Mo y epitermales (Heinrich *et al.* 1999, Heinrich 2005 y Pudack *et al.* 2009, entre otros).

Los depósitos epitermales son comúnmente asociados con rocas volcánicas relacionadas a magmatismo calcoalcalino a alcalino, en ambientes tanto de intra-arco como de tras-arco y de *rifting* (Sillitoe y Hedenquist 2003). Han sido propuestos numerosos esquemas de clasificación para estos depósitos basados en la mineralogía de la mena, de la ganga y de la alteración que reflejan algunos aspectos de la química de los fluidos como ser el pH y los estados de oxidación y sulfuración (Sillitoe 1977, Hedenquist 1987, White y Hedenquist 1990, Cooke y Deyell 2003 y Simmons *et al.* 2005). La clasificación más usada según Hedenquist *et al.* (2000) divide los depósitos entre los tipos de “alta” (HS), “intermedia” (IS) y “baja sulfuración” (LS).

Los sistemas de alta sulfuración, que son formados por fluidos ácidos con alto estado de sulfuración, contienen típicamente minerales de mena como pirita, enargita, luzonita, famatinita y covelina, y minerales de ganga como por cuarzo, alunita, pirofilita, dickita y caolinita ((Sillitoe y Hedenquist 2003 y Simmons *et al.* 2005). La mineralogía de alteración muestra una zonación concéntrica que refleja los gradientes y grados de interacción con la roca de caja, variando desde centros ricos en sílice a halos con alteración argílica avanzada y arreglos más distales con alteración argílica (Hedenquist *et al.* 2000).

En la zona del proyecto de exploración Atlas, ubicado 253 km al N del área de estudio, se reportaron características relacionadas a la alteración hidrotermal (Nano *et al.* 2015) como ser asociaciones de minerales, texturas, valores geoquímicos y lineamientos estructurales que pueden correlacionarse con aquellas observadas en el Portezuelo Vidal Gormaz. En detalle, se reportó una zona con alteración hidrotermal datada para el Mioceno inferior y más de 2.500 ha de extensión, con cobertura parcial de lavas andesíticas y dacíticas y valores de Au y Ag superiores a 50 ppm y a 2.400 ppm en muestras de superficie respectivamente. La mineralización se encuentra asociada a estructuras de sílice oquerosa (*vuggy*) con vetas de baritina y re-brechamiento con reemplazo de alunita rosada (figura 4.19). Los lineamientos estructurales identificados en la región presentan direcciones dominantes NO-SE y OSO-ENE. Nano *et al.* (2015) indicaron que las zonas de minerales de alteración pueden dividirse en 1) alunita, 2) illita-esmectita, 3) caolinita y 4) pirofilita; y finalmente relacionaron todas estas características con las observadas en el distrito La Coipa e interpretaron que se trata de un depósito de tipo epitermal de alta sulfuración (HS).

En el área del Portezuelo Vidal Gormaz, las diferentes asociaciones de minerales de alteración permiten inferir las condiciones de acidez y de temperatura de los fluidos circulantes en el momento de la precipitación de las mismas mediante el uso de la clasificación propuesta por Corbett y Leach en 1998 (figura 4.20). De este modo, las asociaciones formadas por alunita + cuarzo, caolinita + cuarzo ± pirofilita e illita + esmectita (y otras posibles combinaciones) indican fluidos de pH ácido y temperatura

baja a intermedia correspondientes a los campos de alteración argílica y argílica avanzada en el sector central del área de estudio.

Según Hedenquist *et al.* (2000) se requiere de dos observaciones diagnósticas como evidencia del origen hipogénico de la alteración hidrotermal: la presencia de cuarzo oqueroso por lixiviación de rocas porfíricas y la presencia de alunita cristalina de hábito tabular y color rosado a blanco.

La coincidencia espacial de alteraciones argílica y argílica avanzada es esperable en la Faja de Maricunga por superposición de sistemas (Vila y Sillitoe, 1991). La asociación de minerales de alteración observada en el grupo de anomalías satelitales centrales (alunita potásica y sódica, caolinita, sílice amorfa, cuarzo, pirita, hematita y jarosita) coincide con la descrita por Cunningham *et al.* (1984), Rye *et al.* (1992), Hedenquist *et al.* (2000) y Dill (2001) para un ambiente de formación hidrotermal hipogénico a una profundidad menor a 500 m y con reemplazo por vapores (*steam heated*) sobreyaciendo a un depósito de tipo pórfido ubicado a una profundidad mayor a 1000 m. A su vez, la presencia de una muestra con posible pirofilita podría indicar una profundidad intermedia (500-1.000 m) para ese sector en particular.

El reconocimiento de dos formas de cristalización hipogénica distintas de alunita podría indicar dos etapas en la evolución del sistema hidrotermal en esta localidad, siendo la presentación con hábito tabular la relacionada a soluciones acuosas de origen de magmático y la presentación porcelanosa relacionada a la precipitación desde fases gaseosas en las que el ácido sulfhídrico es oxidado a sulfúrico (Rye *et al.* 1992). La existencia de ambos estilos de cristalización a una misma profundidad podría ser indicativa del descenso de la presión del sistema y de la tabla de agua por la erosión de la superficie entre los dos pulsos hidrotermales que precipitaron alunita.

A diferencia de los distritos La Coipa y Atlas, el Portezuelo Vidal Gormaz presenta un área de alteración considerablemente menor. Esto puede deberse a que tanto en La Coipa como en Atlas se ha interpretado la presencia de una cobertura de tipo *steam-heated* que se caracteriza por extenderse horizontalmente y presentar niveles ricos en calcedonia y azufre nativo. En el caso del área de este estudio es posible que dicha capa haya existido y se encuentre erosionada actualmente, limitando la zona de alteración a los corredores estrechos analizados previamente. Evidencia de la circulación de vapores ácidos es la presencia de alunita porcelanosa en algunos sectores.

Por otro lado, el grupo de anomalías noroeste y la anomalía noreste poseen la asociación mineralógica correspondiente con alteración argílica, dominada por caolinita e illita-esmectita y carecen de características suficientes para vincularlas con la evolución del sistema hidrotermal central. Esto puede deberse a una posición periférica en torno a un sistema mayor.

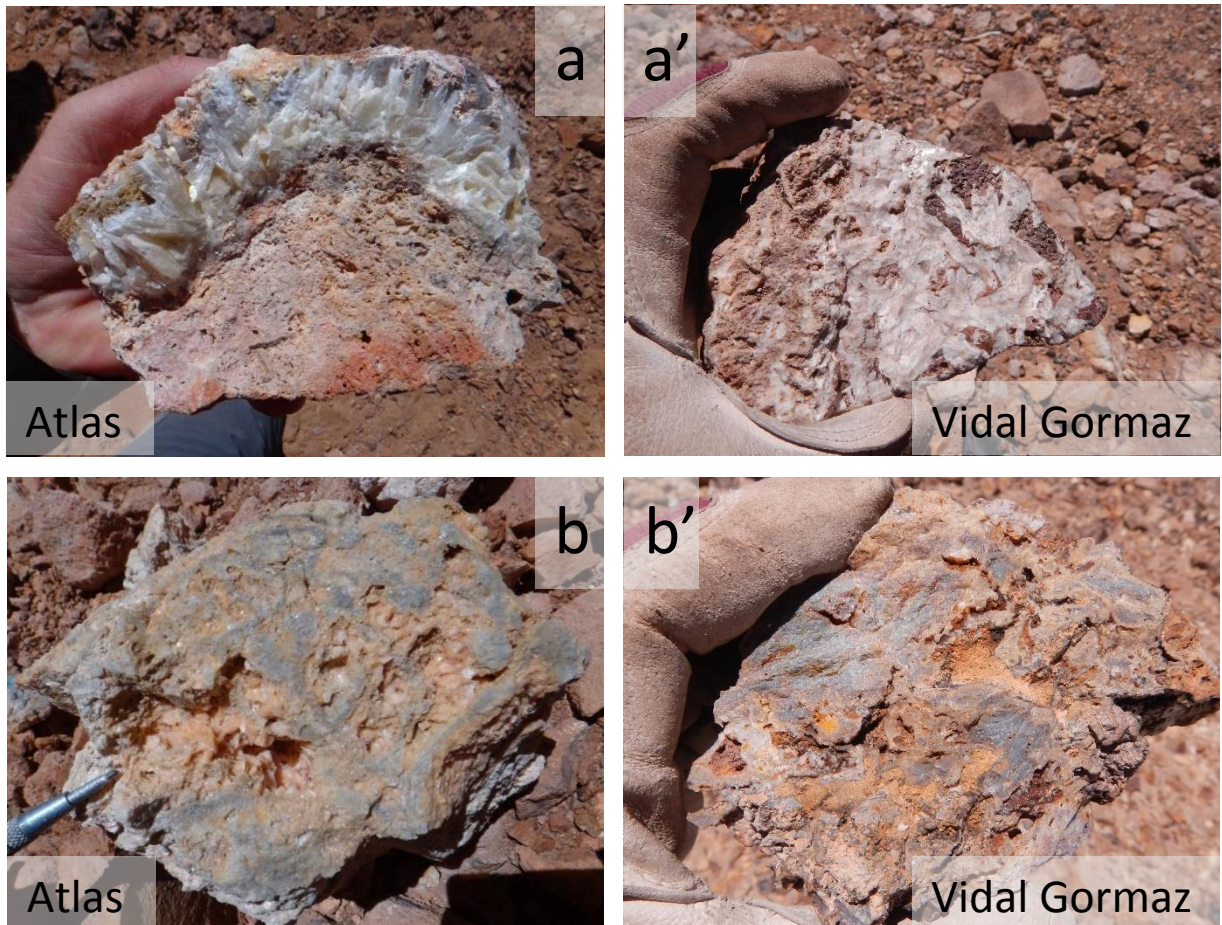
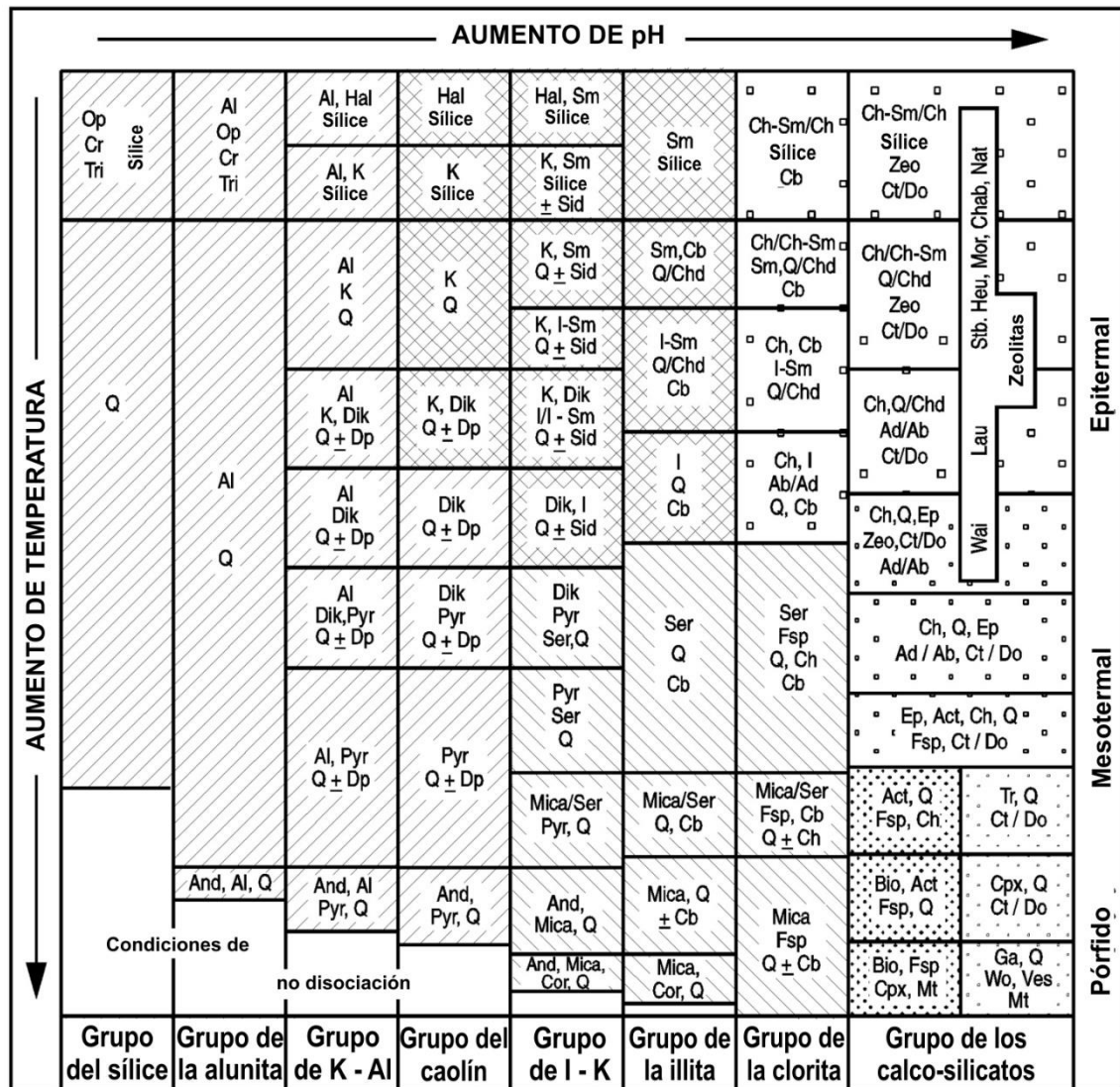


Figura 4.19. Minerales y texturas del proyecto Atlas (tomadas de Nano *et al.*, 2015) y los posibles equivalentes hallados en el área del Portezuelo Vidal Gormaz. **a-a')** Fragmentos de vetas de baritina tardías comunes en estructuras con sílice oquerosa. **b-b')** Brechas con clastos de sílice oquerosa y matriz de sílice con sulfuros, re-brechada por un pulso rico en alunita y con valores superiores a 5 ppm de Au.



Abreviaciones de minerales:

Ab: albita; Act: actinolita; Ad: adularia; Al: alunita; And: andalusita; Bio: biotita; Cb: carbonato (Ca, Mg, Mn, Fe); Ch: clorita; Chab: chabasita; Chd: calcedonita; Ch-Sm: clorita-esmectita; Cor: corindón; Cpx: clinopiroxeno; Cr: cristobalita; Ct: calcita; Do: dolomita; Dik: dikita; Dp: diasporo; Ep: epidoto; Fsp: feldespato; Ga: granate; Hal: halloysita; Heu: heulandita; I: illita; I-Sm: illita-esmectita; K: caolinita; Lau: laumonita; Mica: muscovita; Mt: magnetita; Mor: mordenita; Nat: natrolita; Op: silíce opalina; Pyr: pirofilita; Q: cuarzo; Ser: sericita; Sid: siderita; Sm: esmectita; Stb: antimonita; Tr: tremolita; Tri: tridimita; Ves: vesuvianita; Wai: waikirita; Wo: wollastonita; Zeo: zeolita

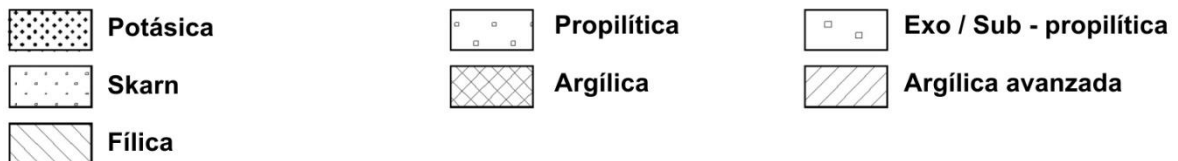


Figura 4.20. Mineralogía de alteración en sistemas hidrotermales, traducido de Corbett y Leach (1998).

Los aspectos geoquímicos analizados pueden constituir otra herramienta para la caracterización yacimentológica. De este modo, la dispersión y concentración relativa de los elementos analizados coincide con los valores y correlaciones esperables en una zona de depósitos epitermales de alta sulfuración según Hedenquist *et al.* (2000). Además, indicaron que no es posible generalizar las concentraciones absolutas de elementos de forma individual para definir niveles anómalos ya que esta característica varía fuertemente en relación al ambiente epitermal (estado de sulfuración), a las rocas de basamento y caja, a las variaciones de composición relacionadas con la actividad ígnea (Sillitoe *et al.* 1998) y a los efectos causados por diferentes condiciones climáticas, oxidación supérgena, tasas y profundidad de la erosión, etcétera.

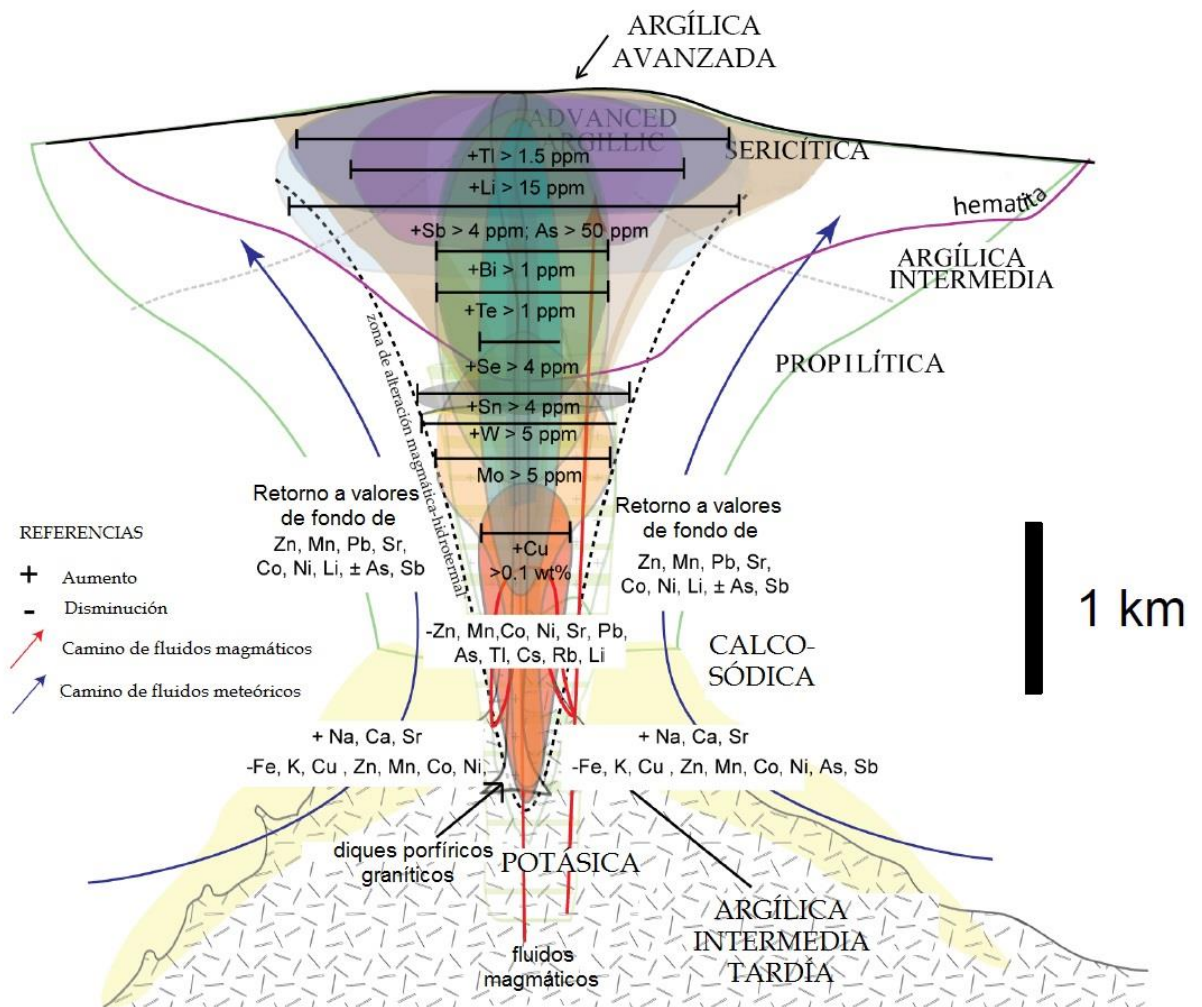


Figura 4.21. Esquema de variaciones de elementos traza en sistemas de pórfido, traducido de Halley *et al.* (2015).

Recientemente Halley *et al.* (2015) propusieron un modelo litogeoquímico modificado con respecto a Sillitoe *et al.* (1998) entorno a depósitos de cobre de tipo pórfido y que ha sido aplicado por dichos autores en suelos y rocas mediante su mapeo y con notable éxito prospectivo para la región de Nevada, Estados Unidos. Al respecto, ellos postulan zonaciones mineralógicas acompañadas por

patrones de alteración hidrotermal y una geoquímica diagnóstica que evoluciona desde la base del sistema magmático-hidrotermal hasta la superficie y hacia su periferia (figura 4.21).

En el diagrama propuesto por Halley *et al.* (2015) se indica una zona apical con alteración argílica avanzada cuyas concentraciones químicas diagnósticas son las de Tl, Li, Sb y As (figura 4.21). Estos valores de referencia coinciden con las observaciones realizadas en el sistema magmático-hidrotermal del Portezuelo Vidal Gormaz. A su vez, también coinciden los valores de Bi, Te, Se, Sn, W y Mo que indican sectores más profundos en el modelo, y la disminución de la concentración de Zn, Mn, Co y Tl esperada para el ambiente de alteración potásica. La coexistencia espacial observada entre estos arreglos químicos puede interpretarse como la superposición de secciones horizontales del dicho modelo.

Es importante mencionar la ausencia de venillos de tipo *stockwork* y bandeado (tipo Maricunga) en el área de estudio, aunque no se descarta su existencia en profundidad.

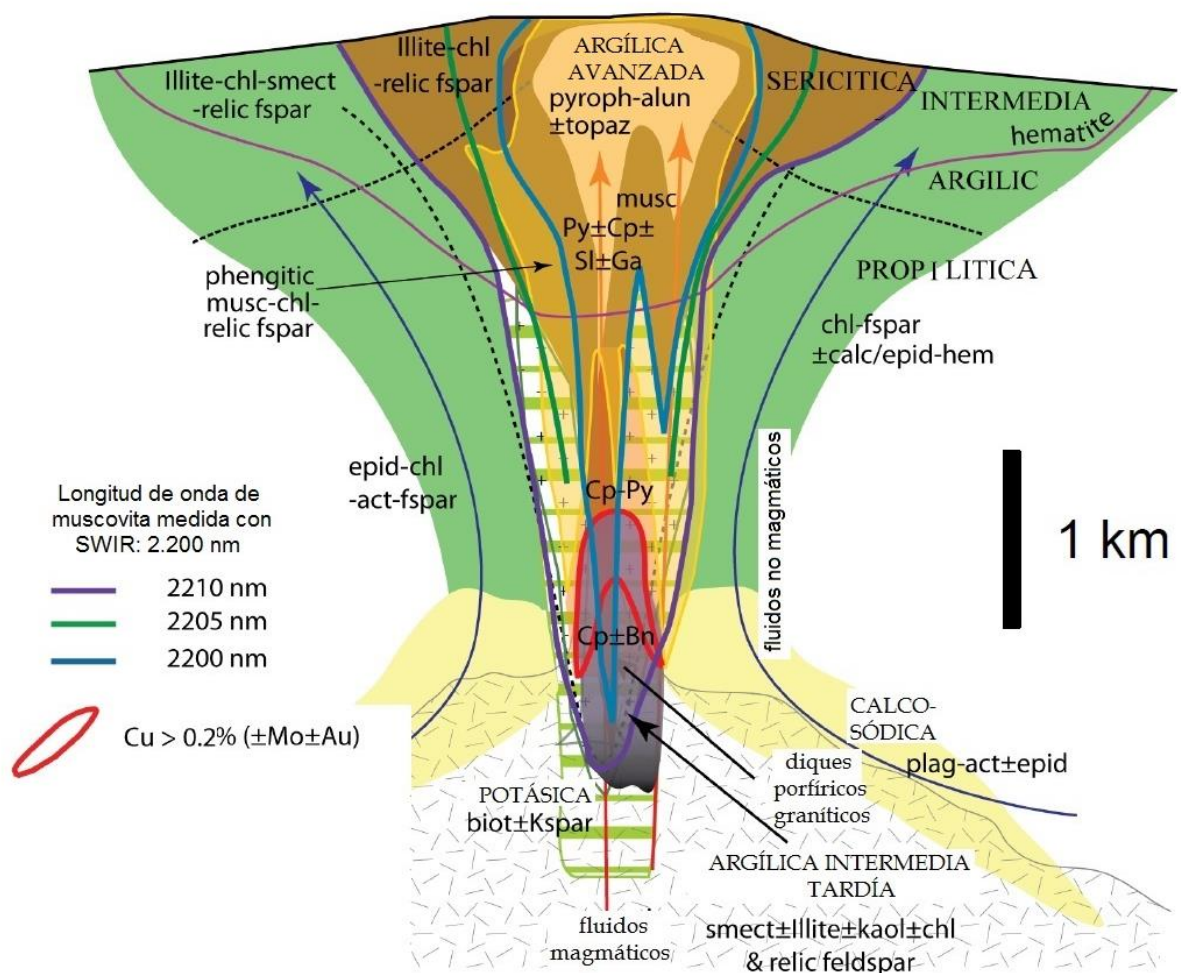


Figura 4.23. Esquema transversal de un depósito tipo pórfido de Cu mostrando distribución de la alteración hidrotermal y mineralización de sulfuros, traducido de Halley *et al.* (2015). También se muestran contornos generalizados de zonas de sericita/muscovita con desplazamientos del pico de 2.200 nm medido con SWIR, y la zona de enriquecimiento de Cu esperada en el pórfido.

Este conjunto de aspectos yacimientológicos analizados es coherente con los esperables en un depósito de tipo epitermal de alta sulfuración (HS) comparable a los presentes en el distrito La Coipa y el proyecto Atlas.

Debido a la movilidad esperada de Ti, Li, Zn, Mn, Co y Pb (entre otros) es necesario que en dicha superposición el fluido que los concentra en la zona apical del sistema sea ácido y de baja temperatura, ya que de ser los fluidos alcalinos y calientes habría lixiviación de estos elementos. En este sentido, la coexistencia con minerales de alteración y concentraciones de elementos trazadores definidas para ambientes profundos y de gran temperatura es indicadora de la secuencia de alteración para el área de estudio, siendo necesario el emplazamiento del sistema hidrotermal profundo temprano y la superposición con el sistema epitermal posteriormente.

Este escenario es coherente con el propuesto por Vila y Sillitoe (1991), Mpodozis *et al.* (1995) y Muntean y Einaudi (2000) para los depósitos de la Faja de Maricunga, donde el ascenso tectónico influyó en la evolución de los sistemas magmático-hidrotermales que estaban activos durante el mismo. El distanciamiento entre la cámara magmática parental, necesaria para el emplazamiento de pórfidos y sus sistemas epitermales asociados, y los domos dacíticos reconocidos podría ser el responsable del enfriamiento relativo del sistema y, por lo tanto, de la superposición de los arreglos mineralógicos y geoquímicos. La flexura y recristalización observadas en fenocristales de biotita en las dacitas porfíricas puede interpretarse como evidencia del enfriamiento sintectónico.

En cuanto a los lineamientos estructurales identificados y descritos en el distrito del Nevado Jotabeche y en el área de estudio (véase inciso 3.3), se propone un análisis mediante el modelo de relaciones de esfuerzos descrito por Rossello en 2001 (figura 4.24). Para ello se reconoció que las principales transurrencias descritas en trabajos previos para la región serían las estructuras coincidentes con el lineamiento Inca Pillo-Negro Francisco (LIP), de dirección NO-SE, y con el lineamiento Pissis-Caspiche (LPC), de dirección E-O, en un régimen compresivo con los esfuerzos principales (σ_1) orientados principalmente en el sentido ONO-ESE durante todo el Cenozoico, coincidiendo con las observaciones realizadas por Coutand *et al.* (2001) en otros sectores del altiplano puneño.

Como se aprecia en la figura 4.24, la relación angular entre los lineamientos LIP y LPC puede asimilarse a la relación entre los sistemas de Riedel (R) y Antiriedel (R'), donde la cinemática sinistral de R es coincidente con la descrita en las fallas paralelas al LIP en toda la Faja de Maricunga y en el Distrito del Jotabeche especialmente. En esta interpretación el comportamiento de las fallas E-O sería dextral en vez de extensivo como indicaran Mpodozis *et al.* en 1995. En cambio, los espacios dilatantes se generarían en el eje ONO-ESE y con extensión en la dirección NNE-SSO, transversales a las fallas inversas esperables en este modelo y que fueran descritas por estos autores. Evidencia de esto es el alineamiento ONO-ESE de intrusivos dacíticos porfíricos descritos en el proyecto Caspiche/Santa Cecilia, que a su vez puede ser correlacionado con el fallamiento normal propuesto por Rubiolo y Hickson para las estructuras NO-SE. Además, la evolución de este sistema de fallas daría lugar a la formación de las transurrencias P, X e Y. Tanto a escala local como distrital el LPQ se asimila con el sistema P, con comportamiento sinistral, pero solamente en el área de estudio se identificaron los lineamientos NE-SO y ONO-ESE que pueden correlacionarse con las estructuras X y los espacios

dilatantes del modelo, respectivamente. Esto se deba, posiblemente, a la evolución del sistema estructural cuyo desarrollo no ha sido suficiente para expresar las transurrencias X e Y a escala distrital.

Otra diferencia entre los análisis local y distrital es la rotación de los lineamientos principales LIP y LPC, con una diferencia promedio de $6,56^\circ$ entre ambos juegos, que podría interpretarse como consecuencia de la interferencia a escala local de los demás sistemas transurrentes y de las características litológicas propias del área de estudio.

En este contexto, es esperable la generación de espacios dilatantes por extensión en la dirección NNE-SSO, a bien en la dirección sub-vertical según fuera el arreglo entre los esfuerzos σ_2 y σ_3 . De este modo, las cuencas continentales descritas en los trabajos previos en el Distrito del Jotabeche podrían haberse desarrollado por extensión NNE-SSO, si el σ_3 se hubiera encontrado en esa dirección, o bien en valles intermontanos por levantamiento de frentes orogénicos si el σ_3 se hubiera encontrado en la posición sub-vertical.

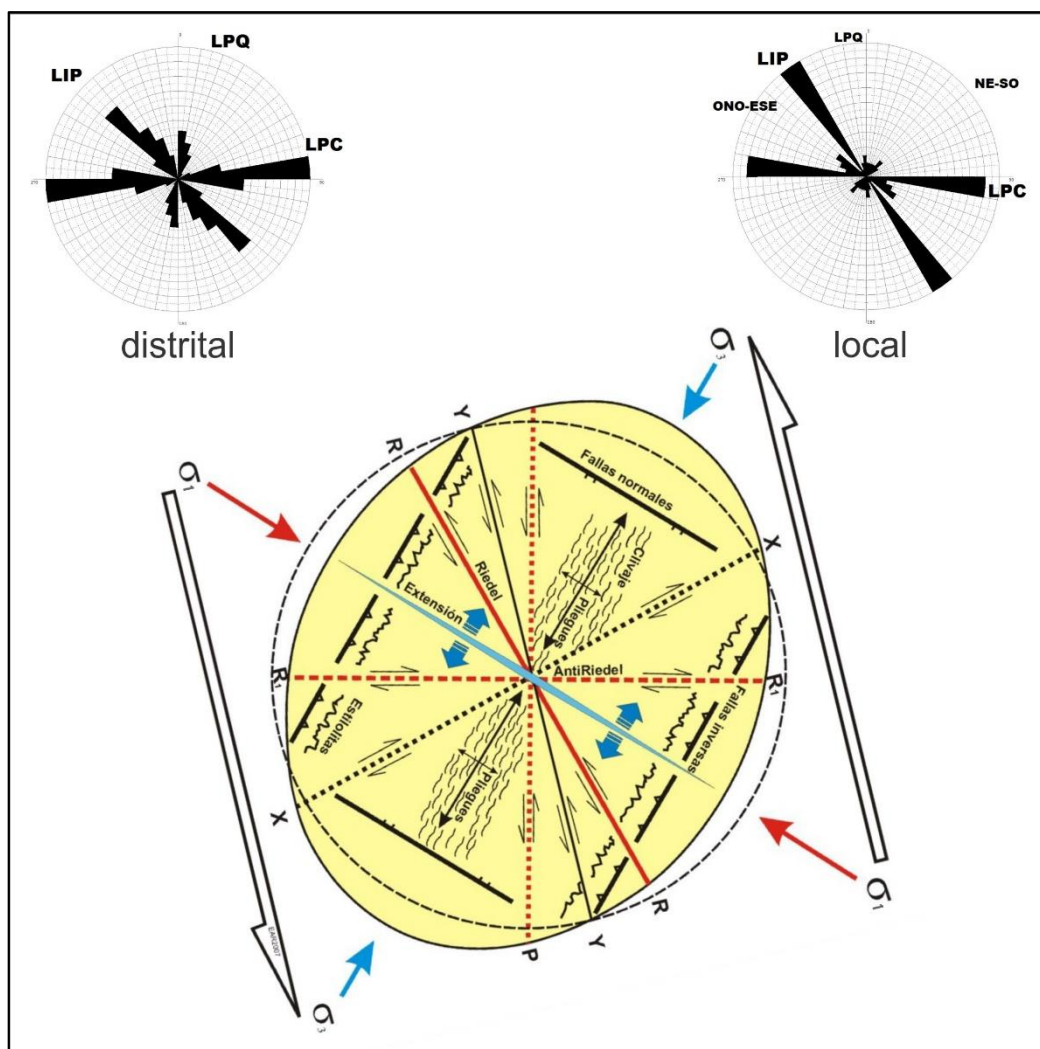


Figura 4.24. Esquema integrado de estructuras mayores y menores relacionadas con sistemas transurrentes (tomado de Rossello 2001). Esfuerzo principal σ_1 y esfuerzo menor σ_3 ; juegos de Riedel R, R', P, Y y X.

5.0 CONCLUSIONES

Se estudió un área sin antecedentes locales publicados y se reconocieron los metalotectos definidos previamente para la Faja de Maricunga: vulcanitas hipabisales cenozoicas con alteración hidrotermal en un cruce de lineamientos estructurales con antecedentes de fertilidad distrital y una signatura geoquímica característica de las secciones apicales de los sistemas de pórfido. Además, la extensión de los cuerpos intrusivos y de su alteración es coincidente con la observada en otras áreas de dicha faja.

Los aspectos geomorfológicos estudiados otorgan herramientas para entender el proceso erosivo actual y la relevancia del muestreo de rodados, regolito y subafloramientos realizado que aportó información indispensable para entender los procesos de alteración y mineralización del área. En este sentido, la existencia de crioplanación en el sector central, donde se reconocieron las rocas con mayor grado de alteración hidrotermal y con ausencia de cobertura de sedimentos transportados, permite inferir la existencia de un sistema hidrotermal subaflorante meteorizado en superficie pero con potencial para extenderse en profundidad.

Las unidades litológicas definidas en el área de estudio presentan características similares a otros sectores de la Faja de Maricunga, como es el caso de las vulcanitas hipabisales descritas como intrusivos dacíticos porfíricos. La similitud de estas rocas con las unidades definidas como domos asociados a mineralización de metales preciosos en el distrito minero La Coipa por Gamonal (2015), así como también la extensión en planta de la alteración son características que invitan a pensar que estos ambientes geológicos pueden compararse.

Con respecto a la faja de depósitos auríferos miocenos, se reconoció un basamento permotriásico sin presencia de la secuencia jurásica-cretácica que caracteriza a los depósitos ubicados al oeste del Nevado Jotabeche. Esta observación es coincidente con las manifestaciones miocenas ubicadas al sur del distrito, como Delta y Maricella, y posiblemente asignable a la sub-faja El Toro-Potro o del Salado.

La edad de la roca de caja dacítica puede obtenerse en base al análisis de los fenocristales de biotita que porta y se espera que ronde entre 34 y 21 Ma. La amplitud del rango de edades posibles se debe a la existencia comprobada a nivel regional de intrusiones dacíticas con características similares, tanto litológicas (La Coipa \approx 23 Ma) como estructurales y espaciales (Cacique \approx 30 Ma y Pantanillo \approx 22 Ma). Por su parte, la edad de la alteración hidrotermal puede obtenerse en base a los cristales de alunita primaria encontrados en el sector central del área de estudio. Se espera que esta edad se encuentre entorno a los 22 Ma por la cercanía y similitud con el proyecto Pantanillo.

Las dimensiones de los cuerpos intrusivos dacíticos coinciden con la escala kilométrica de los descritos en los proyectos Atlas y Caspiche/Santa Cecilia y en las minas Refugio y La Coipa, aunque el desarrollo horizontal de la alteración argílica es considerablemente menor. Esto puede deberse a la erosión de una capa de alteración “*steam-heated*” que habría coronado el sistema hidrotermal. Mayores estudios podrían ratificar o rectificar la presencia de alunita asociada a la capa de alteración “*steam-heated*” característica de los sistemas epitermales mencionados (Atlas y La Coipa).

Se estudió la mineralogía de alteración encontrando paragénesis de alteración argílica en varios sectores del área de estudio y de alteración argílica avanzada sobreimpuesta en la zona central del mismo. A su vez, el análisis de la distribución y correlación entre elementos químicos coincidió en el modelado de un sistema epitermal de alta sulfuración (HS) telescópico desarrollado sobre un sistema de tipo pórfido, coherente con las observaciones realizadas en trabajos previos en otros lugares de la Faja de Maricunga (Vila y Sillitoe 1991, Mpodozis *et al.* 1995 y Muntean y Einaudi 2000 entre otros). Al respecto, variaciones en el nivel de profundidad del sistema magmático-hidrotermal podrían explicar la superposición de las zonas halladas, indicando un ascenso del bloque aún con una cámara magmática activa y más fría en profundidad.

Se propuso un modelo estructural para el Distrito del Nevado Jotabeche en el cual se propone que la extensión descrita para el Paleoceno por Mpodozis *et al.* (1995) en dirección N-S debe ser reinterpretada en la dirección NNE-SSO, otorgando a los lineamientos ONO-ESE un carácter extensional y a las estructuras E-O una cinemática sinistral.

Además, el análisis de los lineamientos estructurales indicó la existencia de áreas dilatantes en el cruce de los mismos, expresados en superficie mediante rocas brechadas y alteración hidrotermal esperable a partir de la porosidad generada por las mismas. La cronología de la actividad de dichas estructuras es complementaria para el modelado de un sistema hidrotermal telescópico por la necesidad de sincronismo entre la deformación del basamento y el enfriamiento de los intrusivos que entregan calor al sistema. Evidencia de esto son los fenocristales de biotita flexurados en los intrusivos dacíticos del sector central del área de estudio.

6.0 AGRADECIMIENTOS

A Diana I. Mutti por enseñar con tanta pasión, acompañarme siempre en mis objetivos y mostrarme las virtudes del trabajo científico.

A Alejandro Di Marco por sus enseñanzas, consejos y guía, y por compartir conmigo su pasión por la geología.

A Diego Charchaflí por el apoyo en mi crecimiento profesional y por su ética de trabajo ejemplar.

A mi familia: mi esposa, mis padres, mi hermano, mis suegros, Horacio y Susana por haberme acompañado hasta aquí y haberme empujado cuando lo necesité.

También a Max La Motte, Joaquín Rossello, Sebastián Pagliafora, Mauricio Allendes, Eladio Barrera y Sebastián García por su compañerismo y apoyo en el campo y gabinete.

A Juan Manuel García por su amistad y consejos invaluable.

A los doctores Eduardo Malagnino, Eduardo Rossello y Carlos Oscar Limarino por sus consejos de calidad que me ayudaron a darle forma a las ideas aquí presentadas.

A los docentes del Área de Geología Minera del Departamento de Ciencias Geológicas.

A los jurados.

A mis docentes y compañeros del Departamento de Ciencias Geológicas de la FCEyN – UBA.

7.0 BIBLIOGRAFÍA CITADA EN EL TEXTO

- Abrams, M. J., Rothery, D. A. y Pontual, A. 1988. Mapping in the Oman Ophiolite using enhanced Landsat Thematic Mapper images. *Tectonophysics* 151: 387–401.
- Álvarez, O., Giménez, M., Folguera, A., Spagnotto, S., Bustos, E., Baez, W. y Braitenberg, C. 2015. New evidence about the subduction of the Copiapó ridge beneath South America, and its connection with the Chilean-Pampean flat slab, tracked by satellite GOCE and EGM2008 models. *Journal of Geodynamics* 91: 65-88.
- Arévalo, C. y Mpodozis, C. 1991. Tectónica del Grupo Chañarcillo: una franja de cabalgamientos con vergencia al oeste en el valle del río Copiapó, Región de Atacama, Chile. 6° Congreso Geológico Chileno. Actas: 81-33, Viña del Mar.
- Azcuy, C. L., Carrizo, H. A. y Caminos, R. 1999. Carbonífero y Pérmico de las Sierras Pampeanas, Famatina, Precordilera, Cordillera Frontal y Bloque San Rafael. *Geología Argentina*, Caminos, R. (editor). SEGEMAR anales 29. Buenos Aires.
- Baker, P. E., González-Ferrán, O., Rex, D. C. 1987. Geology and geochemistry of the Ojos del Salado volcanic region, Chile. *Journal of the Geological Society of London* 144: 85-96.
- Baldis, B. 1980. Control megaestructural de los distritos metalíferos en el noroeste de Argentina. Simposio de Metalogénesis en Latinoamérica. *International Union of Geological Sciences* 5: 1654-1674, México.
- Bassi, H. G. L. 1992. Hypothesis concerning a regmagenic network controlling metallogenic and other geologic events in the South American austral cone. *Geologische Rundschau* 77: 491– 511.
- Bell, C. M. 1985. The Chinchas Formation: an early Carboniferous lacustrine succession in the Andes of Northern Chile. *Revista Geológica de Chile* 24: 29-48.
- Berger, B. R. y Henley, R. W. 1989. Advances in understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the western United States. *Economic Geology Monograph* 6: 405-423.
- Blanco, N. 1994. Sedimentología y ambiente sedimentario de los Estratos El Mono, Triásico de la Región de Atacama, Chile. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 409-413, Concepción.
- Bonham, H. F. Jr. 1986. Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: a review. *International Volcanological Congress, Symposium 5, Hamilton, New Zealand, 1986. Proceedings:* 13-17.
- Cahill, T. e Isacks. B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research* 97 (B 12): 17503-17529.
- Caminos, R. 1979. Cordillera Frontal. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. 2º Simposio de Geología Regional Argentina, Actas 1:* 397-453, Córdoba.
- Caminos, R., Fauqué, L., Cingolani, C., Varela, R. y Morel, E. 1993. Estratigrafía y estructura del Devónico-Carbonífero en el sector septentrional de la Sierra de La Punilla, Precordillera de La Rioja y San Juan. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2:* 31-41.

- Caminos, R. y Azcuy C.L. 1996. Fases diastóricas neopaleozoicas. El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay, Archangelsky, S. (editor), Academia Nacional de Ciencias: 255-265. Córdoba.
- Caminos, R., Limarino, C. y Fauqué, L. 1996. Estratigrafía de la Formación Ranchillos (Carbonífero Superior - Pérmico) en las sierras de Los Veladeritos y del Peñón (Cordillera Frontal de La Rioja). Reunión Anual del Grupo Argentino de Trabajo del Paleozoico Superior: 30-31, Buenos Aires.
- Cingolani, C., Morel, E. y Zúñiga, A. 1992. El Carbonífero Superior en el sector septentrional de la sierra de La Punilla (Portezuelo del Conejo), provincias de San Juan y La Rioja. *Ameghiniana* 29 (4): 381-382.
- Cisternas, M. E. 1977. Estudio geológico del flanco occidental de la cordillera de Claudio Gay, sector de La Ola, al sur de Pedernales (26° 30' S), III Región, Chile. Memoria de Título, Universidad de Chile, Santiago.
- Cisternas, M. E., Vicente, J. C. y Davidson, J. 1978. Estratigrafía y estructura del flanco occidental de la Cordillera Claudio Gay, al sur del Salar de Pedernales, Atacama, Chile. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 617-628, Neuquén.
- Chernicoff C. J., Richards J. P. y Zappettini E, O. 2002. Crustal lineament control on magmatism and mineralization in northwestern Argentina: geological, geophysical, and remote sensing evidence. *Ore Geology Reviews* 21 (3-4): 127-155.
- Clavero, J., Mpodozis, C., Gardeweg, M. y Valenzuela, M. 2012. Geología de las áreas Laguna Wheelwright y Paso San Francisco, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile (1:100.000), Serie Geología Básica 139-140, Santiago.
- Coira, B. 1971. Informe Geológico de los Mosaicos 14C1, 14D1, 13C2, 13C3, 13C4, 14D3 y 13D4, (inédito), 17 p., Tucumán.
- Cole, B. 2011. Resource Estimation on the Dorado/Lajitas Gold Property, Maricunga Gold-Copper District, III Region, Republic of Chile. Technical report for Capella Resources Ltd. (unpublished), 63 p., Canada.
- Cooke, D. R., y Simmons, S. F. 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology* 13: 221-244.
- Cooke, D. R., y Deyell, C. L. 2003. Descriptive names for epithermal deposits: their implications for genetic classifications and inferring ore fluid chemistry. Eliopoulos, D. *et al.*, eds., Mineral exploration and sustainable development: Rotterdam, Millpress. Proceedings of the Seventh Biennial SGA Meeting on Mineral Exploration and Sustainable Development, Athens, Greece, August 24–28 (1): 457-460.
- Corbett, G. J. y Leach, T. M. 1998. Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: structure, alteration, and mineralization. Society of Economic Geologists, Special Publication 6: 237 p.
- Cornejo, P. y Mpodozis, C. 1979. Las sedimentitas del Paleozoico Superior del Alto Valle del río Hurtado, Coquimbo, IV Región. 2° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: A87-A101, Arica.

- Cornejo, P., Mpodozis, C., Ramírez, C. y Tomlinson, A. 1993. Estudio geológico de la región de Potrerillos y El Salvador (26°-27°S), Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado 93-1: 258 p., Santiago.
- Cornejo, P. y Mpodozis, C. 1994. Estratovolcanes y domos coalescentes del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior en la Franja de Maricunga: los sistemas Cerros Bravos-Esperanza y La Coipa. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 13-17, Concepción.
- Coutand, I., Cobbold, P. R., Urreiztieta, M., Gautier, P., Chauvin, A., Gapais, D. y Rossello, E. A. 2001. Style and history of Andean deformation, Puna plateau, northwestern Argentina. *Tectonics* 20 (2): 210-234.
- Crowl, W. J. 2012. NI 43-101 Technical Report on the Cerro Delta Project, La Rioja Province, Argentina. Gustavson Associates for Pan American Goldfields Ltd. Inédito.
- Cunningham, C. G., Rye, R. O., Steven, T. A. y Mehnert, H. H. 1984. Origins and exploration significance of replacement and vein-type alunite deposits in the Marysvale volcanic field, West Central Utah. *Economic Geology* 79: 50-71.
- Davidson, J., Mpodozis, C., Bunge, C., Cornejo, P., Faunes, A., Foerster, H., Fuster, N., Gardeweg, M., Godoy, S., Jannas, R., Muzzio, G., Reyes, J. C., Salinas, P., Sepúlveda, J., Solano, A. y Velasco, L. 1978. Geología de la Precordillera de Copiapó: las nacientes de la quebrada Paipote al oeste del Salar de Maricunga. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Comunicaciones 23: 1-34.
- Davidson, J. y Mpodozis, C. 1991. Regional geologic setting of epithermal gold deposits, Chile. *Economic Geology* 86 (6): 1174-1186.
- Díaz, A., Vivallo, W. 2005. Mapa Metalogénico de la III Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe Registrado IR-05-27, 1 mapa escala 1:500.000, 2 anexos, Santiago.
- Dill, H. G. 2001. The geology of aluminium phosphates and sulphates of the alunite group minerals: a review. *Earth-Science Reviews* 53: 35-93.
- Educar Chile, 2016. Geografía y clima, III Región de Atacama, Chile. <http://www.educarchile.cl/>
- Figueroa, L. A. 1971. Fotolineamientos y mineralización en el Noroeste Argentino. 1° Simposio Nacional de Geología Económica, 1: 107-124, San Juan.
- Furque, G. 1956. Nuevos depósitos devónicos y carbónicos en la precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 11: 46-71.
- Furque, G. 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b, Guandacol, provincias de La Rioja y San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92: 1-104.
- Furque, G. 1972. Precordillera de La Rioja y Mendoza. Leanza, A. F., editor, 1° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 237-282. Córdoba.
- Gamonal, S. 2007. Exploración minera del distrito Pantanillo, Franja de Maricunga, Región de Atacama, Chile. Memoria para optar al título de geólogo, Universidad de Chile. 119 p.

- Gamonal, S. 2015. Volcanic Stratigraphy and Epithermal Mineralization of the La Coipa District, Maricunga belt, Chile. Ph.D. Thesis (unpublished), The University of British Columbia, Vancouver, 306 p.
- García, H. 1969. Consideraciones sobre algunas alineaciones de desarrollos hidrotermales tipo pórfido cuprífero en el noroeste argentino. *Revista de la Dirección Nacional de Geología y Minería* 18: 55-66.
- Gardeweg, M., Mpodozis, C. y Clavero, J. 1997. Mapa Geológico de la Hoja Nevado Ojos del Salado (versión preliminar), Región de Atacama, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- González-Ferrán O., Baker, P. E. y Rex, D. C. 1985. Tectonic-volcanic discontinuity at latitude 27° South Andean Range, associated with Nazca plate subduction. *Tectonophysics* 112: 423-441.
- Goss, A., Kay, S. M. y Mpodozis, C. 2009. The Incapillo Caldera and dome complex (~28° S): a stranded magma chamber over a dying Andean arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*: 389-404.
- Gustafson, L. B. y Hunt, J. P. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology* 70: 857-912.
- Halley, S., Dilles, J. H. y Tosdal, R. M. 2015. Footprints: Hydrothermal alteration and geo-chemical dispersion around porphyry copper deposits. *SEG Newsletter* 100: 1, 12-17.
- Hayba, D. O., Bethke, P. M., Heald, P. y Foley, N. K. 1985. Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious metal deposits. *Reviews in Economic Geology* 2: 129-167.
- Heald, P., Foley, N. K. y Hayba, D. O. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology* 82: 1-26.
- Howe Chile LTDA 1997. Report for six exploration areas located at Maricunga District, III Región, Chile (inédito), 5 p.
- Hedenquist, J. W. 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin. Horn, M. K. (editor) *Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference, 4th*, Singapore, 1986, Transactions. American Association of Petroleum Geologists: 513-524.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A. y González Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits, Gold in 2000, Society of Economic Geologists, Shortcourse, Tahoe: 245–277.
- Heinrich, C. A., Günther, D., Audétat, A., Ulrich, T. y Frischknecht, R. 1999. Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions. *Geology* 27: 755-758.
- Heinrich, C. A. 2005. The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study. *Mineralium Deposita* 39: 864-889.
- Inguaggiato, C., Censi, P., Zuddas, P., Londoño, J. M., Chacón, Z., Alzate, D., Brusca, L. y D'Alessandro, W. 2015. Geochemistry of REE, Zr and Hf in a wide range of pH and water composition: The Nevado del Ruiz volcano-hydrothermal system (Colombia). *Chemical Geology* 417: 125-133.

- Instituto Geográfico Nacional de Argentina 2007. Carta topográfica Fiambalá, 2769-IV, escala 1:250.000.
- Jébrak, M. 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Review* 12: 111-134.
- Jiang, S. Y., Wang, R. C., Xu, X. S. y Zhao, K. D. 2005. Mobility of high field strength elements (HFSE) in magmatic-, metamorphic-, and submarine-hydrothermal systems. *Physics and Chemistry of Earth* 30: 1020-1029.
- Kapusta, K. 2012. Los Helados / Re-Os Dating Result. JOGMEC Report, NGEX (inédito).
- Kay, S. M., Maksaev, V., Mpodozis, C., Moscoso, A. y Nasi, C. 1987. Probing the Andean lithosphere: Mid-Late Tertiary magmatism in Chile (29°-30.5° S) over the zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research* 92: 6173-6189.
- Kay, S. M., Maksaev, V., Mpodozis, C., Moscoso, R. y Nasi, C. 1988. Tertiary Andean Magmatism in Argentina and Chile between 28°-33° S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal of South American Earth Sciences* 1: 21-38.
- Kay, S. M., Mpodozis, C., Ramos, V. A. y Munizaga, F. 1991. Magma source variations for Mid-Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the Central Andes (28°-33°S). *Andean Magmatism and its Tectonic setting*, Hannon, A. S., Rapela, C. W. (eds.). Geological Society of America, Special Paper 265: 113-137.
- Kay, S. M., Mpodozis, C., Tittler, A. y Cornejo, P. 1994. Tertiary magmatic evolution of the Maricunga mineral belt in Chile. *International Geology Review* 36: 1079-1112.
- King, A. A., 1992. Magmatism, Structure and Mineralization in the Maricunga Belt. Northern Chile. Ph.D. Thesis, University of London, 395 p., (inédito).
- Kubanek, F. y Zeil, W. 1971. Beitrag zur kenntnis der Cordillera Claudio Gay (Nord Chile). *Geologische Rundschau* 60 (3): 1009-1024.
- Lewis W. J., San Martin, A. J., Gowans, R. y Shoemaker, S. 2010. Technical report and updated mineral resource estimate for the Dorado gold deposits, Volcan gold project, Region III, Chile. Inédito.
- Limarino, C., Caminos, R. y Fauqué, L. E. 1996. Caracterización litoestratigráfica y correlación regional de la Formación Ranchillos (Carbonífero Superior-Pérmico), Cordillera Frontal de La Rioja. 13° Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (1): 513-530, Buenos Aires.
- Lindgren, W. 1922. A suggestion for the terminology of certain mineral deposits, *Economic Geology* 17: 292-294.
- Lindgren, W. 1933. *Mineral Deposits*, New York, McGraw Hill, 4ª edición: 930 páginas.
- Llambías, E. J. y Sato, A. M. 1990. El batolito de Colangüil (29°-31° S) Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile* 17: 99-108.
- Llambías, E. J., 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. *Geología Argentina*, Caminos, R. (editor). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (14): 349-376, Buenos Aires.

- Marcos, O., Faroux R., Alderete M., Guerrero M. A. y Zolezzi R. 1971. Geología y prospección geoquímica de la Cordillera Frontal en la provincia de La Rioja. 1º Simposio Nacional de Geología Económica 2: 305-318, San Juan
- Maksaev, V., Moscoso, A., Mpodozis, C. y Nasi, C. 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico Superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29°-31° S): geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile* 21: 11-51.
- McPhie, J., Doyle, M. y Alle, R. 1993. *Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, 202 p.
- Mercado, M. 1982. Hoja Laguna del Negro Francisco 1:100.000, Región de Atacama, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 56, 73 p., Santiago.
- Morel, E. M., Cingolani, C., Varela, R. y Zúñiga, A. 1993. Devonian and Lower Carboniferous Plants remains from the Northern Precordillera, La Rioja Province, Argentina. 12º Congreso Internacional de la Estratigrafía y Geología del Carbonífero y el Pérmico 2: 127-140, Buenos Aires.
- Morel, E. M., Cingolani, C. y Zúñiga, A. 1996. Plantas del Carbonífero superior en la Formación Punilla, Pampa de Las Peladas, precordillera septentrional de San Juan y La Rioja. *Ameghiniana* 33 (1): 107-110.
- Moscoso, R., Maksaev, V., Cuitiño, L., Díaz, F., Koeppen, A., Tosdal, A., Cunningham, C., McKee, E. y Rytuba, J. 1993. El complejo volcánico Cerros Bravos, región de Maricunga, Chile: geología, alteración hidrotermal y mineralización. En *Investigaciones de Metales Preciosos en el complejo volcánico neógeno-cuaternario de los Andes Centrales: Bolivia*, Servicio Geológico, Banco Interamericano de Desarrollo, 131-165.
- Mpodozis, C. y Ramos, V. A. 1990. The Andes of Chile and Argentina. *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series 11, Ericksen, G. (editor): 59-90.
- Mpodozis, C., Allmendinger, R. y Jordan, T. 1991. La Zona del Nevado de Jotabeche y Laguna del Negro Francisco: evolución tectónica y volcánica de la extremidad meridional del altiplano chileno. 6º Congreso Geológico Chileno, Actas: 91-95, Viña del Mar.
- Mpodozis, C. y Allmendinger, A. 1993. Extensional tectonics, Cretaceous Andes, Northern Chile (27° S). *Geological Society of America, Bulletin* 105: 1462-1477.
- Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S. M. y Tittler, A. 1995. La Franja de Maricunga: síntesis de la evolución del frente volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Revista Geológica de Chile* 22 (2): 273-313.
- Mpodozis C., Kay, S. M., Gardeweg, M. y Coira, B. 1996. Geología de la región de Ojos del Salado (Andes Centrales, 27° S): implicancias de la migración hacia el este del frente volcánico Cenozoico superior. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas III: 539-548.

- Mpodozis, C., Kay, S. M., Gardeweg, M. y Coira, B. 1997. Geología de la región de Valle-Ancho-Laguna Verde (Catamarca, Argentina): Una ventana al basamento del extremo sur de la zona Volcánica de los Andes Centrales. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas: 1689-1693.
- Mpodozis, C., Kay, S., Coira, B. y Gardeweg, M. 1998. Delaminación cortical en los Andes Centrales. Análisis de sus consecuencias magmáticas y tectónicas. Proyecto Fondecyt - Chile: N° 1950025, Santiago de Chile (inédito).
- Mpodozis, C. y Clavero, J. 2002. Tertiary tectonic evolution of the southwestern edge of the Puna Plateau: Cordillera Claudio Gay (26°-27°S), northern Chile. International Symposium on Andean Geodynamics 5, Institut de recherché pour le développement, Actas: 445-448, Toulouse.
- Mpodozis, C. y Kay, S. M. 2003. Neogene tectonics, ages and mineralization along the transition zone between the El Indio and Maricunga belts (Argentina and Chile 28°-29°S), 10° Congreso Geológico Chileno. Actas: 6-10, Concepción.
- Mpodozis, C. y Kay, S. M. 2009. Evolution of < 10 Ma Valle Ancho Region Lavas, Southern End of the Central Andean Volcanic Zone (~27.5° S). XII Congreso Geológico Chileno, Actas s7-019, Santiago.
- Mpodozis, C., Iriarte, S., Gardeweg, M. y Valenzuela, M. 2012. Carta Laguna del Negro Francisco Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 145: 30 p., 1 mapa escala 1:100.00, Santiago.
- Muntean, J. L. y Einaudi, M. T. 2000. Porphyry gold deposits of the Refugio district, Maricunga belt, northern Chile: Economic Geology N° 95: 1445–1472.
- Muzzio, G. 1980. Geología de la región comprendida entre el cordón El Varillar y Sierra de Vizcachas, Precordillera de Atacama, Chile. Memoria de Título (inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 176 p., Santiago.
- Nano, S., Nunn, D., Heenan, T., Echavarría, L., Nerach, M. y Frutos, P. 2015. Atlas gold/silver Project: A new generation precious metal project in the Mio-Pliocene volcanic arc of northern Chile. AME bc Roundup, 2015. Presentación.
- Naranjo, J. A. y Puig, A. 1984. Hojas Talta y Chañaral, Carta Geológica de Chile (1:250.000). Servicio Nacional Geológico Minero, boletín N° 62-63, Santiago.
- Naranjo, J. A., y Cornejo, P. 1992. Hoja Salar de La Isla, Carta Geológica de Chile (1:250.000). Servicio Nacional Geológico Minero, boletín N° 72, Santiago.
- Oviedo, L., Fuster, N., Tschischow, N., Ribba, L., Zuccone, A., Grez, E. y Aguilar, A. 1991. General Geology of La Coipa Precious Metal Deposit, Atacama, Chile. Economic Geology, 86: 1287-1300.
- Panteleyev, A. y Cravero, O. 2001. Faja del Potro and Cordón de la Brea Ore Deposits, La Rioja and San Juan, radiometric dating, analytical results and sample documentation. Serie contribuciones Técnicas, Servicio Geológico Minero Argentino. Recursos Minerales 11, 59 p., Buenos Aires.

- Pearson, K. y Filon, L. N. G. 1898. Contributions to the mathematical theory of evolution, IV: on the probable errors of the frequency constants and on the influence of random selection on variation and correlation. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A*, 191: 229-311.
- Perelló, J., Mpodozis, C. y Urzúa, F. 2003. Late Oligocene-early Miocene porphyry Cu-Mo and Au-Cu mineralization, Pulido cluster, Atacama Region, northern Chile. 10° Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile.
- Polanski, J. 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina. EUDEBA, Manuales: 216 p., Buenos Aires.
- Pudack, C., Halter, W. E., Heinrich, C. A. y Pettke, T. 2009. Evolution of magmatic vapor to goldrich epithermal liquid: the porphyry to epithermal transition at Nevados de Famatina, Northwest Argentina. *Economic Geology* 104: 449-477.
- Ramos, V. A. 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33°S latitude. Processes in continental lithospheric deformation, *Geological Society of America Special Paper* 218, Clark, S., Burchfiel, D., Suppe, J. (eds.): 31-54, Boulder.
- Ramos, V. A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. *Geología Argentina*, Caminos, R. (editor). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (3): 41-96, Buenos Aires.
- Reutter, K. J. 1974. Entwicklung und Baupla der chilenischen Horchkordillere im Beirech 29 sudlicher Breite. *Neues Jahrb. Geol. Palaeont. Abh.* 146 (2): 153-178, Stuttgart.
- Rolleri, E. O., Criado Roqué, P. 1970. Geología de la provincia de Mendoza. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 1-60.
- Rossello, E., 2001. Sistemas tectónicos transcurrentes: una síntesis de sus condiciones mecánicas y aplicaciones geo-económicas. *Avances en Microtectónica*, AGA, serie D: Publicación Especial 5: 19-43.
- Rubin, J. R., Henry, C. D. y Price, J. G. 1993. The mobility of zirconium and other "immobile" elements during hydrothermal alteration. *Chemical Geology* 110: 29-47.
- Rubiolo, D. G. y Hickson, C. 2002. Space-time relations between mineralization and magmatism: Argentinian Andes (27°-28°S). *Proceedings of the 24th New Zealand Geothermal Workshop*, Soengkono, S. y Browne, P. R. L. (eds.): 73-78.
- Rudnick, R. L. y Gao, S., 2003. Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*, (3): 1-64.
- Rye, R. O., Bethke, P. M. y Wasserman, M. D. 1992. The stable isotope geochemistry of acid sulphate alteration. *Economic Geology* 87: 225-262.
- Salfity, J. A. 1985. Lineamientos transversales al rumbo andino en el Noroeste Argentino. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 119-127, Antofagasta.
- Salfity, J. A. y Gorustovich, S. A. 1998. The geological evolution of the province of Salta (Argentina) and neighboring regions. *Atlas of 67 Figures with explanations*, Ministry of Production and Employment, Secretariat of Mining, Industry and Energy Resources, Salta, Argentina.

- Segerstrom, K. 1967. Mapa geológico de una franja transversal de la provincia de Atacama y guía geológica, referidos al camino carretero. *Minerales* 96/97: 57-72.
- Segerstrom, K. 1968. Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado, 1:250.000, provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 24, 56 p., Santiago.
- Seggiaro, R., Becchio, R., Pereyra, F. y Martínez, L. 2002. Memoria Preliminar de la Hoja Geológica 2569-IV Antofalla, Provincia de Catamarca y Salta (1:250.000). Servicio Geológico Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, boletín 342. Buenos Aires, Argentina.
- Shaw, A. y Silva, L. 2011. Proyecto Tolita, Minera Mariana de Chile Ltda (inédito).
- Sillitoe, R. H. 1977. Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism: a review. *Volcanic processes in ore genesis*, London, Institution of Mining and Metallurgy and Geological Society: 99-116.
- Sillitoe, R. H., McKee, E. H. y Vila, T. 1991. Reconnaissance K-Ar geochronology of the Maricunga gold-silver belt, Northern Chile. *Economic Geology* 66 (6): 1261 -1270.
- Sillitoe, R. H. 1992. Gold and copper metallogeny of the Central Andes - past, present and future exploration objectives. *Economic Geology* 87: 2205-2216.
- Sillitoe, R. H. 1993. Epithermal models: genetic types, geometrical controls and shallow features. *Geological Association of Canada Special Paper* 40: 403-417.
- Sillitoe, R. H. 1994. Erosion and collapse of volcanoes: Causes of telescoping in intrusion-centered ore deposits. *Geology* 22: 945-948.
- Sillitoe, R. H., Steele, G. B., Thompson, J. F. H. y Lang, J. R. 1998. Advanced argilic lithocaps in the Bolivian tin-silver belt, *Mineralium Deposita* 33: 539-546.
- Sillitoe, R. H. 2000. Gold-Rich Porphyry Deposits: Descriptive and Genetic Models and Their Role in Exploration and Discovery. *Reviews in Economic Geology* 13: 315-345.
- Sillitoe, R. H. y Hedenquist, J. W. 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. *Economic Geology Special Publication* 10: 315-343.
- Simmons, S. F., White, N. C. y John, D. A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *Economic Geology, 100th Anniversary Volume*: 485-522.
- Smalley, R. y Isacks, B. 1967. A High Resolution Local Network Study of the Nazca Plate Wadati-Benioff Zone under Western Argentina. *Journal of Geophysical Research* 92 (B13): 13093-13912.
- Taylor, S. R. y McLennan, S. M. 1985. *The Continental Crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.
- Thompson, A. J. B. y Thompson, J. F. H. 1996. Atlas of Alteration: a field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals. Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, 129 p.

- Vila, T. y Sillitoe, A. H. 1991. Gold-rich porphyry systems in the Maricunga Belt, Northern Chile. *Economic Geology* 66 (6): 1238-1260.
- Wedepohl, H. 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 (7): 1217–1239.
- White, N. C., y Hedenquist, J. W. 1990. Epithermal environments and styles of mineralization - variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration* 36: 445-474.
- Yañez, G. A., Ranero, C. R., von Huene, R. y Diaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): the role of the Juan Fernández ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research* 106: 6325-6345.
- Zentilli, M. 1974. Geological evolution and metallogenetic relationships in the Andes of Northern Chile between 26° and 29° south. Ph. D. Thesis, Queen's University, 460 p., Kingston (inédita).