



Facultad de Ingeniería

Licenciatura en Ciencias Geológicas

**Nuevas observaciones geológicas sobre los depósitos de Jaspilita (Formación Colomichicó)
en el área de Varvarco, Cordillera del Viento, Provincia del Neuquén**

Autor: Quintana Jimena Magalí

Directora: de la Puente G. Susana

Co-Director: Danieli Juan Carlos

Neuquén

Año 2018

Resumen

La Cordillera del Viento del noroeste de la provincia de Neuquén es el resultado de la inversión tectónica de fallas triásicas y cenozoicas y está constituida desde su basamento principalmente por rocas clásticas, volcánicas y volcanoclásticas perteneciente a una fase de rift que afectó a todo el margen oeste de Gondwana durante el Triásico. Esta actividad continuó a comienzos del Jurásico depositando gran variedad de rocas relacionadas directamente a la actividad magmática con intercalaciones menores de depósitos sedimentarios y la presencia de procesos de mineralización hidrotermal que afectó a unidades de la comarca. La identificación de mineralizaciones de hierro bandeado (*Banded Iron Formation*, BIF) en el sector septentrional de la Cordillera del Viento es interpretada como del tipo Algoma y atribuida a plumas hidrotermales relacionadas con vulcanismo submarino. Se extienden desde el arroyo Butalón Norte (al sur), en su sección más espesa, al arroyo Chacay (al norte). Los afloramientos del área del arroyo Chacay son relevados y descritos en este trabajo. Los depósitos pertenecen a la Formación Colomichicó (Zappettini y Dalponte, 2009) de edad pliensbachiana y constituyen bancos alternantes con capas y/o bandas de jaspe, óxidos de hierro (principalmente hematita-magnetita-martita) y en menor medida chert. Conforman bancos concordantes con la estratificación que no superan los 4 m de espesor. Se reconocen facies descriptivas dentro de las jaspilitas las que se presentan bien estratificadas, bandeadas, con impresión de estructuras singenéticas; en algunos casos, caracterizadas por vénulas de óxidos de hierro recristalizado (magnetita-martita) sin ninguna orientación preferencial; y en facies brechosas con clastos de jaspe masivo y fragmentos de rocas volcánicas de diferentes tipos. En inmediaciones del arroyo Chacay, estas rocas se encuentran atravesadas por intrusivos mesozoicos y cenozoicos que desplazan los afloramientos. En el arroyo Colomichicó se encuentran coronadas por espesos depósitos de vulcanitas. En el arroyo Chacay los depósitos de jaspilitas se observan menos afectados por eventos tectónicos. Tanto los depósitos del área del arroyo Chacay como los del arroyo Colomichicó están atravesados por fallas de pequeña y gran escala. El plegamiento es más pronunciado en el arroyo Colomichicó. Según el análisis de las secciones estudiadas en este trabajo, se infiere para tiempos jurásicos un depocentro donde actualmente corren los cauces de los arroyos Butalón Norte y Colomichicó y un borde de cuenca hacia la margen derecha del actual cauce del arroyo Chacay.

Palabras claves: Jaspilita (BIF), Fm Colomichicó, Mesozoico, Cordillera del Viento, Cuenca Neuquina.

Abstract

The Cordillera del Viento in the northwest of the Neuquén Province is a result of tectonic inversion of Triassic and Cenozoic faults. It is composed, from its basement, mainly of clastic, volcanic and volcanoclastic rocks of a rift stage, which affected the western Gondwana margin during the Triassic. The extensional activity continued into the beginning of the Jurassic with the deposition of various deposits linked directly to the magmatic activity, with minor interbedded sedimentary deposits. Hydrothermal mineralization processes involved the rocks of the area. The Banded Iron Formation (BIF) mineralization identified in the northern end of the Cordillera del Viento is interpreted as Algoma Type and linked to hydrothermal plumes related to submarine vulcanism. This deposit extends from the Butalón Norte creek (in the south), in its thickest part, to the Chacay creek (in the north). The outcrops of the Chacay creek area are located and described in this study. The deposits belong to the Pliensbachian Colomichicó Formation (Zappettini y Dalponte, 2009). They constitute alternating layers of jasper, iron oxides (mainly hematite-magnetite-martite) and minor chert. The BIF are deposited in banks that reach the 4 m thick, conformably interbedded to the stratification. Descriptive facies are recognized between the BIF, which are well-bedded, banded, and show syngenetic structures. In some cases, they are characterized by veins of recrystallized iron oxides (magnetite-martite), without a marked trend. In others, by breccia facies with massive jasper clasts and various volcanic rock lithics. In the Chacay creek area, these rocks are intruded by Mesozoic and Cenozoic plutonic rocks, which move the outcrops. In the Colomichicó creek area, the outcrops are covered by thick volcanic deposits. The BIF in the Chacay creek area are less affected by tectonics. Both, the Chacay creek area and the Colomichicó creek area deposits, are affected by minor and major faulting. The folding is more marked in the Colomichicó creek area deposits. According to the analysis of the studied sections in this work, a depocenter is inferred during the Jurassic in the current Butalón Norte and Colomichicó creeks. A border of deposition is inferred in the Chacay creek.

Keywords: Jaspilite (BIF), Colomichicó Fm, Mesozoic, Cordillera del Viento, Cuenca Neuquina.

Agradecimientos y dedicatorias

A Dios en primer lugar, Rey de mi vida, por darme el poder, ánimo y la fuerza de voluntad que tantas veces necesite a lo largo de mi carrera. Por levantarme con su inmenso amor luego de cada tropiezo.

A mi amado esposo por su acompañamiento y apoyo incondicional durante todos estos años. Por ser parte de mis sueños y acoplarse a ellos como propios.

A mi mamá por su inmenso acompañamiento, por cuidar tanto de mí y sobre todo a mi hija, todo el tiempo que lo necesite, con ese amor, paciencia y dedicación que la hacen única.

A mi hermano y familia política por sus palabras de aliento, por el apoyo afectivo y económico de los primeros años de mi carrera. Por no permitirme bajar los brazos jamás.

A todos mis amigos/as del alma que con cada palabra, aliento y corrección hicieron más liviano este hermoso tiempo de carrera.

A mi Directora, Susana y Co-director, Juan Carlos por su inmensa paciencia para conmigo, por sus aportes de conocimiento y tiempo dados y por sobre todo por su inmensa humanidad, un tesoro invaluable para mí.

A todos mis geocompas, futuros colegas y amigos que me deja esta hermosa carrera por cada día de aguante, cada anécdota vivida, por su ayuda y apoyo incondicional.

A todos los profesores de la carrera que brindaron de sus experiencias, conocimientos y paciencia para formarnos como grandes profesionales.

Al Estado Nacional por brindarme la posibilidad de realizar una gran carrera de forma gratuita.

Índice

RESUMEN Y ABSTRACT	i
AGRADECIMIENTOS Y DEDICATORIAS	ii
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	1
I.1. Fundamentación del plan de trabajo y objetivos.....	1
I.2. Metodología de trabajo.....	3
I.3. Ubicación de la zona de estudio	4
CAPÍTULO II: ANTECEDENTES	7
II.1. Marco Geológico.....	7
II.2. Estratigrafía.....	9
II.3. Estructura.....	14
II.4. Contexto Geodinámico.....	17
CAPÍTULO III: RESEÑA SOBRE LAS FORMACIONES DE HIERRO	
BANDEADO	20
III.1. Introducción.....	20
III.1.1. Caracterización, mineralogía y clasificación.....	21
III.1.2. Distribución temporal y geográfica.....	25
III.2. Génesis.....	27
III.3. Ambientes depositacionales.....	32

CAPÍTULO IV: JASPILITAS DE LA FORMACIÓN COLOMICHICÓ.....	38
IV.1. Litología y Estratigrafía.....	38
IV.1.1 Sección área arroyo Colomichicó.....	38
IV.1.2 Sección área arroyo Chacay.....	47
IV.2. Estructura.....	63
CAPÍTULO V: PETROGRAFÍA.....	68
V.1. Descripciones petrográficas.....	68
V.1.1. Sección arroyo Colomichicó.....	68
V.1.2. Sección arroyo Chacay.....	73
CAPÍTULO VI: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	90
BIBLIOGRAFÍA.....	94

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

I.1. Fundamentación del plan de trabajo y objetivos

La Formación Colomichicó (Zappettini y Dalponte, 2009) ha sido definida al sudeste de la localidad de Varvarco, entre los arroyos El Auque (norte) y Butalón Norte (sur), en la vertiente occidental de la Cordillera del Viento. La unidad está compuesta por sedimentitas clásticas que incluyen conglomerados, grauvacas, areniscas, areniscas volcánicas y vulcanitas bimodales y mesosilíceas a ácidas (ignimbritas) entre las que se intercalan depósitos de jaspilitas caracterizados como formaciones de hierro bandeado (*banded iron formation*, BIF) tipo Algoma (Zappettini y Dalponte, 2009). La edad de la unidad fue primeramente asignada al Carbonífero en correlación con depósitos tipo BIF descriptos en la Cordillera de la Costa de Chile. Estudios posteriores, los que incluyeron análisis geoquímicos y mineralógicos en los depósitos tipo BIF y en las vulcanitas asociadas, confirmaron su relación genética asociada a vulcanismo y condiciones de hidrotermalismo, es decir, su caracterización como depósitos de BIF tipo Algoma y reasignaron la unidad al Jurásico Inferior con dataciones que indican una edad pliensbachiana (Zappettini y Dalponte, 2010a; Zappettini *et al.*, 2011).

Los depósitos tipo BIF son comunes desde el Eoarqueano al Paleoproterozoico estando su génesis relacionada, entre otros importantes factores, a un bajo contenido de oxígeno en la atmósfera y ciclos geoquímicos particulares de la historia temprana del planeta. Durante el Fanerozoico se conocen excepcionalmente algunos depósitos donde el ambiente de depositación debió ser propicio para establecer condiciones geoquímicas determinadas que permitieron su desarrollo. La génesis de estos depósitos está vinculada a hidrotermalismo por lo que también son comunes las mineralizaciones metalíferas (auríferas) asociadas a estos yacimientos (por ej.,

Dubé *et al.*, 2015; Gourcerol *et al.*, 2015), incrementando consecuentemente su interés económico.

Los rodados de jaspilita encontrados en el sector occidental de la Cordillera del Viento han llamado la atención de los geólogos que han estudiado el área desde hace varias décadas (Casé y Danieli, com. pers.) y es lo que ha motivado a los autores del hallazgo a buscar el depósito *in situ* y establecer su procedencia (Zappettini y Dalponte, 2009).

Hasta el momento, los depósitos tipo BIF descriptos en el área han sido mencionados y mapeados a lo largo de los arroyos Huaraco Norte, Colomichicó y Butalón Norte (Zappettini y Dalponte, 2009). Con la intención de reconocer estos particulares depósitos en el área, se realizó una primera campaña a los afloramientos del arroyo Colomichicó donde se encuentra su sección tipo. Las observaciones preliminares permitieron describir estructuras de plegamiento que repiten estratigráficamente las secuencias. Asimismo, se constató la presencia de rodados de jaspilita en las inmediaciones del arroyo Chacay, ubicado al norte de los afloramientos descriptos hasta el momento.

Considerando la importancia de tener en la región afloramientos de yacimientos interesantes tanto desde el punto de vista genético como de su potencial valor económico, se realizaron nuevos estudios de los depósitos de la Formación Colomichicó en el área para contribuir a su conocimiento. Se plantearon como objetivos específicos realizar observaciones litológicas, petrográficas, estratigráficas y estructurales en los depósitos de jaspilitas en la sección tipo del arroyo Colomichicó y explorar áreas aledañas como la del arroyo Chacay en búsqueda de probables afloramientos aún no registrados, en base a los argumentos expuestos. Una nueva campaña permitió relevar depósitos de jaspilitas *in situ* en los alrededores del arroyo Chacay y tributarios, aguas arriba, constituyendo parte central de los análisis realizados en este trabajo y contribuyendo así al conocimiento de estos depósitos. Estas tareas involucraron trabajos geológicos de gabinete, campo y laboratorio que se enmarcan en los requerimientos establecidos para constituir el presente trabajo final de grado en la licenciatura.

I.2. Metodología de trabajo

Las tareas de mapeo geológico de la unidad de estudio se realizaron en base a la cartografía, imágenes y fotografías aéreas disponibles del área y al relevamiento geológico de campo. El relevamiento geológico se realizó en base a mediciones utilizando brújula geológica y GPS. Para la elaboración de mapas digitales y columnas estratigráficas se utilizaron programas específicos de uso en Geología (SIG-ArcGIS, de diseño-Corel DRAW). Las determinaciones litológicas y petrográficas se realizaron con microscopio estereográfico binocular y microscopio petrográfico (BIOTRAZA XP -607 LPT) en el aula de microscopía del Departamento de Geología y Petróleo de la facultad y, fundamentalmente, con microscopio estereográfico binocular y microscopio petrocalcográfico (LEICA DM750P y BIOTRAZA XP-148 PLT) en el Laboratorio de Microscopía del Asentamiento Universitario Zapala.

Se realizaron secciones petrográficas, calcográficas y petrocalcográficas de las muestras obtenidas en las inmediaciones tanto del arroyo Chacay como del Colomichicó. La preparación de las mismas estuvo a cargo del Técnico Eduardo Canales, encargado del Laboratorio Petrocalcográfico del Asentamiento Universitario Zapala de la Universidad Nacional del Comahue.

Las observaciones microscópicas de las muestras fueron realizadas en el Laboratorio de Microscopía del Asentamiento Universitario Zapala, con equipos brindados por la Cátedra de Petrología a cargo de la Dra. Ana María Casé. Los microscopios utilizados corresponden a los modelos LEICA DM750P y BIOTRAZA XP-148 PLT.

Asimismo, observaciones complementarias fueron llevadas a cabo con equipamiento del Aula de Microscopía del Departamento de Geología y Petróleo de la de la Facultad de Ingeniería de la misma universidad. El microscopio petrográfico utilizado es el BIOTRAZA XP-607 LPT.

Las muestras estudiadas del arroyo Colomichicó corresponden a secciones delgadas preparadas para análisis petrocalcográficos (CM1 a CM5), las que permiten observar tanto minerales transparentes como opacos. Las muestras estudiadas del arroyo Chacay corresponden a

secciones delgadas petrográficas (M3-M4-M6-M10-M13) y calcográficas (M1-M2-M5-M7-M8-M9-M11-M12) para determinación de minerales transparentes y opacos respectivamente.

I.3. Ubicación de la zona de estudio

El área de estudio se encuentra comprendida entre los arroyos El Auque, al norte de la localidad de Varvarco y el arroyo Colomichicó al sur en el sector noroccidental de la Cordillera del Viento, en el noroeste neuquino (Fig. 1).

La Formación Colomichicó (Zappettini y Dalponte, 2009) aflora al norte de los 37° de latitud sur y entre 70°30' y 70°40' de longitud oeste, en los márgenes de los arroyos Chacay, Huaraco Norte, Butalón Norte, Colomichicó y Butalón Sur estando definido su perfil tipo en el arroyo Colomichicó con un espesor de 500 m (Fig. 1). A ella se vinculan genéticamente los depósitos de jaspilitas, hierro bandeado, que afloran en los arroyos Huaraco Norte, Colomichicó y Butalón Norte (Zappettini y Dalponte, 2009; Zappettini *et al.*, 2011).

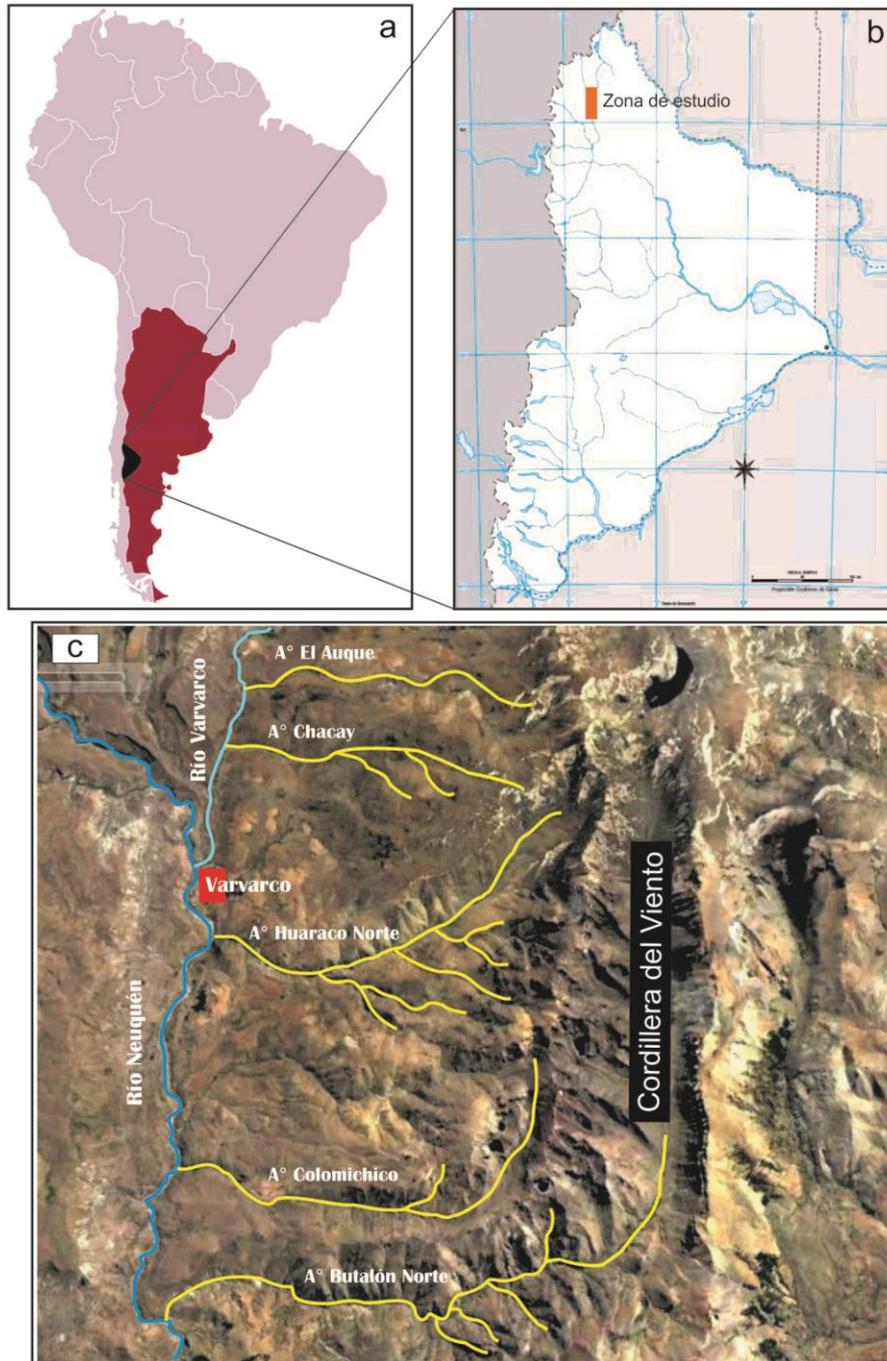


Fig. 1: Ubicación del área de estudio en contexto regional (a y b). Imagen satelital (Google Earth) del área de estudio en contexto local (c).

El área de estudio de los afloramientos de jaspilitas de la Formación Colomichicó corresponden a reconocimientos de la unidad en su sección tipo, el arroyo Colomichicó, y la descripción de nuevos afloramientos en el arroyo Chacay y sus tributarios (Figs. 2.1, 2) donde los mismos extienden la yacencia de los depósitos hacia el norte.

Mapa Geológico del Sector Noroccidental de la Cordillera del Viento

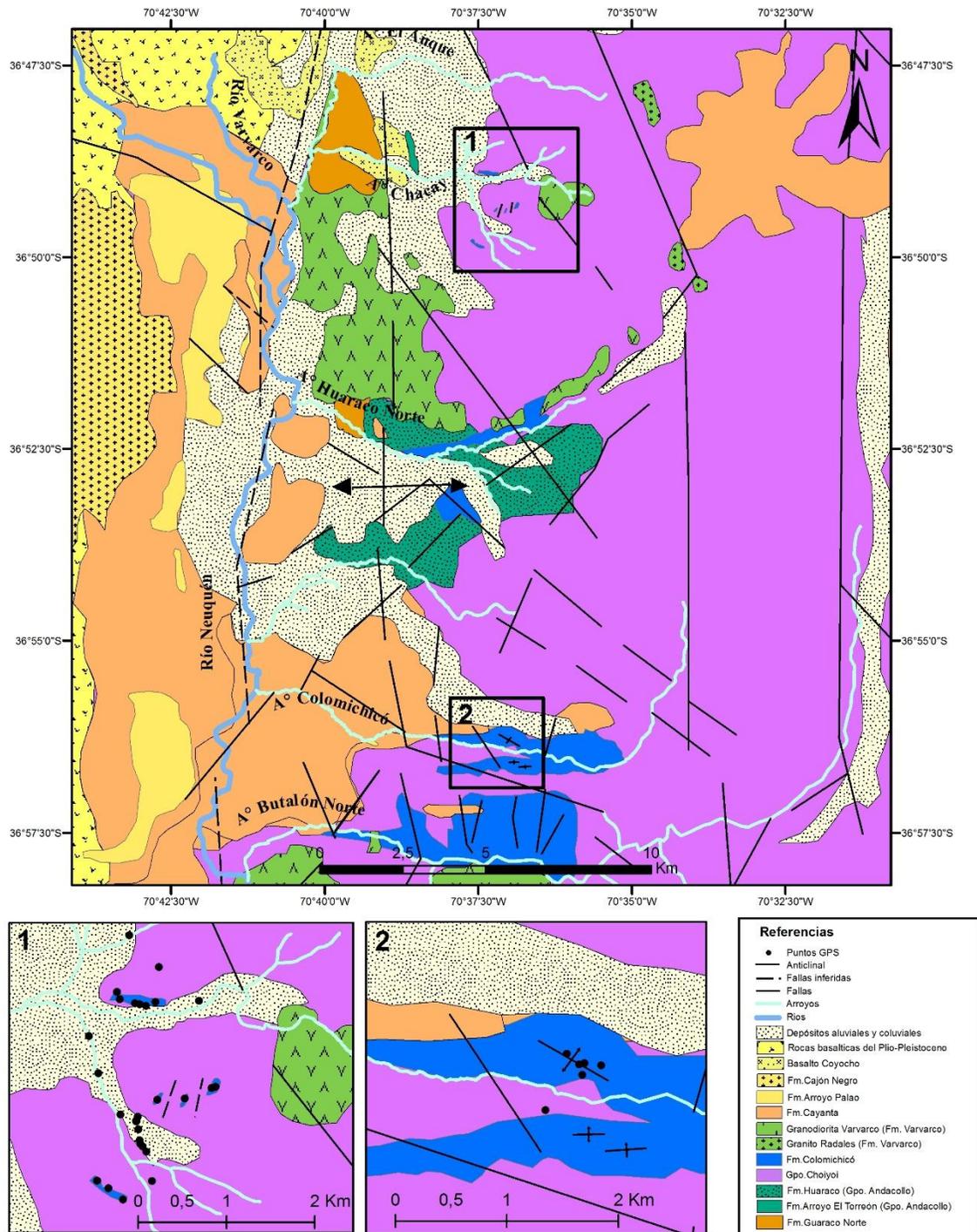


Fig. 2: Geología del área de estudio. 1) Área del arroyo Chacay y tributarios. 2) Área del arroyo Colomichicó. Basado en Zanettini (2001), Zappettini y Dalponte (2009), Zappettini *et al.* (2012) y Giacosa *et al.* (2014).

CAPÍTULO II

ANTECEDENTES DE ESTUDIO

II.1. Marco Geológico

Los Andes de Neuquén son el producto de la inversión tectónica de fallas normales triásicas y oligocenas superiores y de la generación de nuevas estructuras que involucran al basamento sin controles previos (Folguera *et al.*, 2011). La porción norte de los Andes Neuquinos corresponde a la provincia geológica morfoestructural de la Cordillera Principal, caracterizada por exponer sedimentos jurásicos y cretácicos marinos (Keidel, 1925; Yrigoyen, 1972, 1979; ver síntesis en Ramos *et al.*, 2011a). Su límite occidental está constituido por el Valle Central de Chile, el oriental por el Engolfamiento Neuquino y hacia el sur la Cordillera Patagónica, caracterizada por afloramientos del Batolito Patagónico (Ramos *et al.*, 2011a).

La Cordillera Principal neuquina contiene una serie de unidades morfoestructurales caracterizadas como subprovincias geológicas (Ramos *et al.*, 2011a). La porción norte contiene a la faja plegada y corrida de Guañacos, al oeste y la faja plegada y corrida de Chos Malal, al este, que hacia el sur pasa a la faja plegada y corrida del Agrio (Folguera *et al.*, 2011).

La Cordillera del Viento, originalmente denominada Choiyoi Mahuida o Sierra de la Llaretta (Llambías y Sato, 2011), es la estructura más prominente de la faja plegada y corrida de Chos Malal, tanto por su desarrollo longitudinal y latitudinal como por su nivel de exhumación que llega a rocas del Paleozoico inferior. De esta manera, expone las rocas más antiguas del noroeste neuquino, y unas de las más antiguas de la provincia, en un modelo de deformación de tipo piel gruesa. Se encuentra entre los 37° y 36° 50' S y 70° 30' y 70° 35' O, en el sector más interno de esta faja plegada y corrida (Zapata *et al.*, 1999) conformando la parte septentrional de la subprovincia Precordillera Neuquina Norte (según

Ramos *et al.*, 2011a). Sus alturas alcanzan casi los 3000 m, superando así los cordones andinos del oeste, incluyendo su prolongación hacia el norte al Volcán Domuyo de 4707 m, el cerro más alto de la Patagonia (Ramos *et al.*, 2011a).

Las rocas más antiguas expuestas en la Cordillera del Viento corresponden a metamorfitas de bajo grado devónicas y depósitos volcánicos y sedimentitas carboníferas atravesados por intrusivos pérmicos y cubiertos discordantemente por vulcanitas silíceas permo-triásicas co-genéticas (Danieli *et al.*, 2011; Giacosa *et al.*, 2014). Los afloramientos paleozoicos constituyen el núcleo de la Cordillera del Viento y se ubican próximos a la falla principal que la eleva controlados por la tectónica andina (Falla Cordillera del Viento de Giacosa *et al.*, 2014), al igual que los granitoides del Cretácico Superior y Paleógeno. Las secuencias permo-mesozoicas se ubican en el flanco oriental de la estructura, de menor buzamiento. Los depósitos volcánicos andesíticos intraorogénicos del Eoceno se ubican hacia el oeste (Giacosa *et al.*, 2014 y referencias allí citadas).

Las rocas paleozoicas registran estructuras extensionales y contraccionales atribuidas a las deformaciones ocurridas durante los ciclos orogénicos Famatiniano (Fase Chánica), Gondwánico y Ándico (Giacosa *et al.*, 2014 y referencias allí citadas). Estos ciclos culminaron en las orogénias Chánica (Devónico Superior-Carbonífero temprano) de tipo colisional (tipo Himalaya, Davis *et al.*, 1999), Sanrafaélica (Carbonífero tardío- Pérmico temprano) y Andina (Cretácico Superior-Reciente), ambas de tipo no-colisional (tipo Andino, Ramos, 1988). La Orogenia Andina es la responsable del relieve actual de la Cordillera del Viento, parte interna de la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal de vergencia general hacia el este y se vincula con el plutonismo de arco del Cretácico Tardío-Paleógeno (Giacosa *et al.*, 2014).

La Cordillera del Viento ha sido intensamente estudiada, no sólo por la presencia de vetas auríferas y aluviones sino también, por las relaciones estratigráficas de los depósitos correspondientes al relleno mesozoico de la Cuenca Neuquina, bien representadas en su flanco sudoriental, vinculadas al interés hidrocarbúfero de estos depósitos en áreas productivas de la cuenca. Aunque los registros del descubrimiento de oro en el cauce del

arroyo Milla Michicó datan de 1892 probablemente los pueblos originarios ya hubieran obtenido oro aluvional (Danieli *et al.*, 1999, 2011). El Distrito Minero Andacollo, en el extremo austral de la Cordillera del Viento, es el más conocido geológicamente por su importancia económica (Danieli *et al.*, 1999; Danieli y González, 2004). La comarca de Varvarco-Butalón Norte, entre los arroyos Huaraco Norte y Butalón Norte, es portadora de jaspilitas (hierro bandeado, BIF) (Zappettini y Dalponte, 2009), depósitos estratoligados de origen volcanogénico exhalativo submarino y de áreas de alteración hidrotermal (Zanettini y López, 1989a, b; Danieli *et al.*, 1988; Casé *et al.*, 2008; Zanettini, 2011). La comarca de Varvarco contiene además filones hidrotermales polimetálicos ricos en oro y un área de alteración hidrotermal vinculados a intrusivos triásicos y eocenos (Zappettini *et al.*, 1987; Zanettini y López, 1989; Zanettini, 2001, 2011).

A continuación se detallan antecedentes de la información proveniente del área de la Cordillera del Viento, especialmente los relacionados a su información estratigráfica y estructural.

II.2. Estratigrafía

Las primeras observaciones de las rocas del basamento del noroeste neuquino se deben principalmente a los aportes de Groeber (1929, 1946, 1947b) al norte de la laguna Varvarco Campos. Zappettini *et al.* (1987) definen como Formación Guaraco Norte a las pizarras y esquistos expuestos en el arroyo Huaraco Norte, sin base observable, infiriéndoles una edad siluro-devónica. Zanettini (2001) incluye a estos depósitos bajo la denominación de Ectinita Guaraco Norte incorporando las exposiciones de la localidad de Varvarco y del arroyo Chacay (Zanettini y Deza, 1990). Recientes estudios realizados en el área de Varvarco señalan que esta unidad ha sido metamorfozizada y completamente recristalizada en facies de esquistos verdes y asignan una edad máxima de depositación devónica superior (374 Ma) de acuerdo a edades obtenidas a partir de circones, restringiendo su edad al Mississippiano Inferior a Medio (Zappettini *et al.*, 2012). Considerando que la deformación, en rocas similares en la Cordillera Frontal, ha sido datada como devónico tardío-carbonífero

temprana y el metamorfismo como devónico medio-tardío, Giacosa *et al.* (2014) sugieren una edad devónica superior para esta unidad y la correlacionan con las Capas Vallecitos (Heredia *et al.*, 2012) del Cordón del Plata en la Cordillera Frontal. Nuevos avances en el conocimiento de la unidad en el arroyo Chacay registran además, por primera vez, rocas ígneas descriptas como un magmatismo anterior a la deformación y metamorfismo de la Formación Guaraco Norte (Agüero *et al.*, 2017).

La Formación Arroyo El Auque (Zappettini y Dalponte, 2009), definida en el curso medio del arroyo del mismo nombre, consiste en esquistos pirofílicos. En el área, descripta como una zona de alteración hidrotermal (JICA, 2001; Danieli *et al.*, 2002; Casé *et al.*, 2004), se explota actualmente pirofilita (Herrador, 2005). Zappettini y Dalponte (2009) correlacionan esta unidad con la Formación Guaraco Norte asignándola así tentativamente al Devónico.

En el extremo sur de la Cordillera del Viento, en el área de Andacollo, Llambías *et al.* (2007) enmiendan el Grupo Andacollo (Zöllner y Amos, 1955; Digregorio, 1972; Digregorio y Uliana, 1980; Méndez *et al.*, 1995; Rovere *et al.*, 2004) quedando conformado por las formaciones Arroyo del Torreón (Méndez *et al.*, 1995) y Huaraco (Zöllner y Amos, 1955) del Carbonífero superior. Una síntesis más reciente de estas unidades ha sido realizada por Danieli *et al.* (2011). Un pequeño afloramiento de la Formación Arroyo del Torreón ha sido descripto en el área del arroyo Chacay que consiste en capas tobáceas amarillentas a verdosas, interestratificadas con areniscas y afectadas por metamorfismo de bajo grado (Zappettini *et al.*, 2012). Esta unidad es asignada al Carbonífero (Mississippiano-Pennsylvaniano Inferior) según dataciones realizadas en el área de Andacollo ($327,9 \pm 2$ Ma, U-Pb SHRIMP, Suárez *et al.*, 2008; 326 ± 3 Ma, U-Pb SHRIMP, Hervé *et al.*, 2013) y en el área del arroyo Chacay (Zappettini *et al.*, 2012). En el área de Varvarco, Zappettini *et al.* (2012) describen afloramientos de la Formación Huaraco en las márgenes y nacientes del arroyo Huaraco Norte compuestos de limolitas y areniscas grises a verdes, a veces negras, intruidas y cubiertas en discordancia por rocas volcánicas triásicas.

Las unidades permo-triásicas en los alrededores de la localidad de Varvarco fueron incluidas por Zanettini (2001) en el Grupo Choiyoi (*sensu* Rolleri y Criado Roqué, 1970), compuesto de andesitas, riolitas y tobas de la facies volcánica del magmatismo gondwánico (Llambías *et al.*, 1993), en el que reconoce unidades menores (ver discusión y referencias en Zanettini, 2001). En el área de Butalón, Casé *et al.* (2008) determinaron que las facies extrusivas del Grupo Choiyoi (*sensu* Rolleri y Criado Roqué, 1970) son de composición subalcalina transicional a alcalina, con bajo a moderado potasio (Llambías y Sato, 2011). En el área de Andacollo, estos depósitos fueron incluidos en el Complejo Volcánico Plutónico Huingancó (Llambías *et al.*, 2007), del Pérmico inferior al Triásico Inferior, el que incluye a unidades intrusivas del Granito Huingancó (Digregorio, 1972) (287 ± 9 Ma, K-Ar roca total, Suárez y de la Cruz, 1997; $283,4 \pm 1$ Ma, U-Pb Sato *et al.* 2008; 283 ± 2 Ma, U-Pb SHRIMP, Hervé *et al.*, 2013) y extrusivas de la Formación La Premia (Méndez *et al.*, 1995) ($281,8 \pm 2,1$ Ma, Suárez *et al.*, 2008), representando un ciclo ígneo. Depósitos atribuidos a esta última unidad fueron mapeados también en el área de Varvarco (Giacosa *et al.*, 2014).

Leanza *et al.* (2005) definieron como Formación Cordillera del Viento, del Triásico Medio a Superior (Groeber, 1946), a la secuencia separada de las unidades previas por la Discordancia Huárpica y compuesta por espesos depósitos de mantos de brechas y lavas andesíticas con escasas intercalaciones de ignimbritas riolíticas (Llambías *et al.*, 2007). Esta unidad sería equivalente al denominado Choiyoilense de Groeber (1929, 1946) y se habría depositado sobre una extensa superficie de erosión labrada sobre el Complejo Huingancó relacionada al régimen tectónico extensional generador de rifts (Llambías *et al.*, 2007). En la base de esta formación se encuentran conglomerados y areniscas gruesas lenticulares acumulados en las áreas deprimidas de un paleorrelieve ondulado, moderado, con amplios valles interpretado por la abundancia de clastos de chert silíceos, producto de alteración hidrotermal, y la escasez de clastos de la granodiorita sobre la cual se apoyan (cabeceras del arroyo Huaraco) (Llambías y Sato, 2011 y referencias allí citadas). Esta unidad registra además abundantes restos de troncos (Llambías y Sato, 2011). Zappettini y Dalponte (2009) asignan a la Formación Cordillera del Viento los depósitos de vulcanitas que cubren la Formación El Auque en el arroyo homónimo.

La Formación Colomichicó (Zappettini y Dalponte, 2009) aflora en los arroyos Chacay, Huaraco Norte, Butalón Norte, Colomichicó y Butalón Sur. La unidad es definida como compuesta por una secuencia monótona, sin base observable, de grauvacas gris verdosas y escasas intercalaciones de areniscas que hacia su parte superior gradan a grauvacas y areniscas volcánicas con intercalaciones de jaspilitas, jaspes y vulcanitas. Las jaspilitas, registradas en los arroyos Huaraco Norte, Colomichicó y Butalón Norte, son descriptas como depósitos de hierro bandeado (BIF) tipo Algoma formados por actividad exhalativa hidrotermal submarina (Zappettini y Dalponte, 2009). Zappettini y Dalponte (2009) definen a la unidad como cubierta en discordancia por vulcanitas andesíticas y riolíticas e intrusivos subvolcánicos de la Formación Cordillera del Viento de edad triásica, asignándola al Carbonífero en correlación con depósitos de esa edad, de la misma naturaleza, descriptos en la Cordillera de la Costa de Chile. Sin embargo, nuevos estudios y dataciones realizados por los mismos autores permiten asignarla al Pliensbachiano ($185,7 \pm 2,3$ Ma, U-Pb SHRIMP en circones magmáticos de una colada dacítica y $185,2 \pm 1,9$ Ma, U-Pb SHRIMP en circones detríticos de origen magmático de una toba, Zappettini y Dalponte, 2010a). De esta manera, se realiza una nueva síntesis sobre la unidad (Zappettini *et al.*, 2011) y se invierte su estratigrafía. La Formación Colomichicó se depositaría entonces, a través de una discordancia angular, sobre vulcanitas tentativamente asignadas a la Formación Cordillera del Viento. La unidad es definida como de unos 500 m de espesor en un área de alrededor de 300 km². La secuencia está compuesta en este caso de una sección inferior, con vulcanitas bimodales e intercalaciones menores de niveles sedimentarios en los que incluyen grauvaca, areniscas volcánicas, brechas lenticulares relacionadas a flujos gravitacionales y jaspilitas, depósitos ubicados originalmente en la parte superior de la unidad (Zappettini y Dalponte, 2009). Además, se mencionan jaspes manganesíferos locales y brechas superpuestas que contienen clastos de jaspilitas. Las dataciones realizadas provendrían de esta sección, en niveles ubicados estratigráficamente por debajo de las jaspilitas (Zappettini y Dalponte, 2010a; Zappettini *et al.*, 2011). Por otro lado, en la sección superior, representada por vulcanismo félsico explosivo, se incluyen ignimbritas, pórfiros dacíticos a riolíticos, tobas y aglomerados volcánicos y, localmente, un nivel de chert, que cubren tanto la sección inferior como las vulcanitas de la unidad infrayacente

(Zappettini *et al.*, 2011). Estos depósitos estarían cubiertos en discordancia, asignada a la Fase Rioatuélica, por unidades del Grupo Cuyo (Zappettini *et al.*, 2011). La Formación Colomichicó es así correlacionada con la Formación La Primavera, del extremo sur de la Cordillera del Viento, y, más al sur fuera de este ámbito, con la Formación Chachil (Weaver, 1942), de acuerdo a su edad y litología (Zappettini *et al.*, 2011). El ambiente geotectónico de depositación de las jaspilitas y su relación con la mineralización han sido discutidos en síntesis regionales (Franchini y Casé, 2011; Zanettini, 2011; Zappettini *et al.*, 2014).

En la región occidental, central y norte de la Cordillera del Viento, las unidades plutónicas que intruyen los depósitos permo-triásicos del Grupo Choiyoi (*sensu* Rolleri y Criado Roqué, 1970), originalmente incluidos en la Granodiorita Varvarco, fueron localmente diferenciadas (Danieli *et al.*, 1988; Zanettini, 2001). Zanettini (2001) redefine algunos intrusivos en base a sus relaciones mutuas de yacencia, por lo que los asigna tentativamente al Triásico, describiendo como Granodiorita Varvarco a las exposiciones entre el arroyo Manchana Covunco y Butalón Norte; Granito Radales (Zanettini, 2001), expuesto entre los arroyos Chacay y Huaraco Norte y Tonalita Butalón (Zanettini, 2001), en el arroyo Butalón Norte. Las dos últimas unidades intruyen también a la Granodiorita Varvarco, formando pequeños stocks y diques (Casé *et al.*, 2008). La Andesita Collipilli (Llambías y Rapela, 1989) del Eoceno temprano, que forma el cerro Guaraco Norte, sería responsable de las manifestaciones polimetálicas y áreas de alteración hidrotermal en esta zona (Zanettini, 2011). Sin embargo, dataciones realizadas en intrusivos asignados a la Formación Granodiorita Varvarco indicarían una edad cretácica superior-paleocena (64,7±3.2 Ma, K/Ar roca total, JICA, 2000; 69,09±0,13 Ma, Ar/Ar en biotita, Kay, 2001; 64,7 Ma, Ar/Ar, Franchini *et al.*, 2003; 65 Ma, Ar/Ar, Casé *et al.*, 2008). De acuerdo a relaciones estratigráficas, la edad probable de la Tonalita Butalón correspondería al Paleoceno a Eoceno temprano?, estando esta última relacionada a asociaciones hornfel-skarn (Casé *et al.*, 2008). Estos intrusivos son incluidos por Llambías y Aragón (2011) en las vulcanitas de la Formación Collipilli como los únicos que se emplazan en unidades del Grupo Choiyoi, intruyendo los demás a sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina. Hacia el este de la

Cordillera del Viento, los intrusivos del área del Cerro Nevazón son edad paleocena (56-60 Ma, K/Ar (en anfíboles) y Ar/Ar (en plagioclasas), Franchini *et al.*, 2003).

En la Figura 3 se presenta una síntesis de la estratigrafía del sector de estudio que compara las unidades expuestas, según diferentes autores.

Sistema	Serie	Zanettini (2001)	Llambias <i>et al.</i> (2007)	Zappettini & Dalponte (2009)	Zappettini & Dalponte (2010); Zappettini <i>et al.</i> (2011)	Zappettini <i>et al.</i> (2012)
Cretácico	Superior			Fm. Varvarco & Fm. Butalón		Fm. Varvarco
	Inferior	Grupo Mendoza Fm. Vaca Muerta Fm. Tordillo				
Jurásico	Superior	Grupo Lotena			Grupo Lotena	
	Medio	Grupo Cuyo Fm. Tábanos	Grupo Cuyo (pars) Fm. Los Molles		Grupo Cuyo	
	Inferior		Fm. La Primavera Fm. Milla Michicó Fase Diastrófica Tunuyán		Fm. Colomichicó Fase Diastrófica Río Atuel	Unidades volcánicas
Triásico	Superior	Ciclo Páramo Fm. Lapa	Ciclo Precuyano Fm. Cordillera del Viento	Fm. Cordillera del Viento	Fm. Cordillera del Viento	Fms. Cordillera del Viento & Lapa
	Medio	Grupo El Portillo Tonality Butalón Granito Radales	Fase Diastrófica Huárpica			
	Inferior	Granodiorita Varvarco Granito Varvarco Tapia				
Pérmico	Lopingiano	Grupo Choiyoi	Complejo Volcánico Plutónico Huíngancó Fm. La Premia			Fm. La Premia
	Guadalupiano		Granito Huíngancó			Fm. Huíngancó
	Cisuraliano		Fase Orogénica San Rafael			?
Carbonífero	Pennsylvaniano		Grupo Andacollo Fm. Huaraco	Fm. Colomichicó		Fm. Huaraco
	Mississippiano		Fm. Arroyo El Torreón	Fm. Arroyo El Torreón		Fm. Arroyo El Torreón Fm. Guaraco Norte
Devónico	Superior	Ectinita Guaraco Norte				
	Medio			Fm. Arroyo El Auque		
	Inferior					
Silúrico	Pridoliano					
	Ludloviano					
	Wenlockiano					
	Llandoveriano					

Fig. 3: Correlación de las unidades estratigráficas de la Cordillera del Viento del Paleozoico al Mesozoico según diferentes autores.

II.3. Estructura

La Cordillera del Viento, desde un punto de vista estructural, ha sido descrita por Groeber (1947 b) como un gran braquianticlinal asimétrico de rumbo N-S, cuyo extremo septentrional se hunde a la altura del arroyo Atreuco. El flanco occidental ha sido prácticamente erodado durante el Cretácico Superior-Paleoceno (Zanettini, 2001). Los afloramientos de la unidad más antigua expuesta en la Cordillera del Viento, Formación Guaraco Norte, al norte de la laguna Varvarco Campos, podrían indicar la continuación septentrional de la falla principal, que eleva esta unidad morfoestructural, infiriéndole una magnitud de escala regional (Giacosa *et al.*, 2014).

Zanettini (2001), destaca un sistema de fracturas NO-NE, dando la configuración de bloques que regulan los afloramientos paleozoicos y permo-triásicos, y de manera subordinada pero de importancia local, un sistema E-O. Los lineamientos N-S corresponderían a fallas compresivas de alto ángulo, principalmente desarrolladas en las unidades paleozoicas. Estas fallas quedan evidenciadas especialmente a lo largo de los ríos Neuquén, Varvarco y Butalón y habrían sido reactivadas en el Mioceno superior. El lineamiento Chillán, NO, limita el anticlinal de la Cordillera del Viento en su extremo sur (Zanettini, 2001 y referencias allí citadas). Los sistemas NO-NE serían líneas de debilidad pre-jurásicas, debido a compresión, reactivadas en el Cenozoico como movimientos de rumbo que dislocaron a los lineamientos N-S (Neuquén superior, Varvarco-Neuquén y Butalón). Estos lineamientos habrían representado el alivio extensional que influyó el desarrollo de las mineralizaciones y las zonas de alteración hidrotermal registradas en el área así como la actividad volcánica más reciente (Zanettini, 2001).

La deformación involucra al basamento emplazado sobre una rampa que inclina al oeste y es afectada por estructuras sintéticas y antitéticas a la rampa principal dando como resultado una doble vergencia y una mayor exhumación en su flanco occidental (Zapata *et al.*, 1999; Fabiano *et al.*, 2012). Así, las estructuras meridionales como la que corre a lo largo del arroyo Butalón o la asociada al levantamiento oriental de la Cordillera del Viento, han sido relacionadas a la inversión de hemigrábenes vinculados a fallas normales con inclinación al oeste que afectan a los depósitos triásicos. Estructuras menores relacionadas a fallas normales, algunas invertidas, de orientación NO y NE segmentan y

compartimentarizan las principales láminas de corrimiento con vergencia este que exhuman el faldeo oriental de la Cordillera del Viento. Estas estructuras controlan los máximos espesores de las cuñas de sinrift triásicas (Fabiano *et al.*, 2012). Fabiano *et al.* (2012) infieren una zona de transferencia alrededor del paralelo 37°S (al sur del arroyo Butalón) describiendo una dirección de vergencia al SO, al norte del mismo, y NO, hacia el sur. Esto provocaría un quiebre en la traza del frente de levantamiento siendo más retraído (occidental) en el norte a más expandido (oriental) en el sur. La estructura de basamento estaría íntimamente ligada a la geometría previa dada por el rift triásico. De esta manera, el sector de la Cordillera del Viento correspondiente a la faja de Chos Malal se deforma diferencialmente, a través de un complejo sistema de pliegues y corrimientos, como consecuencia de dos fases discretas de contracción asociadas al alzamiento e inserción hacia el este de este bloque de basamento. La primera ocurriría en el Cretácico Superior, inferida por los datos de la edad de enfriamiento del sistema durante su exhumación (Ar/Ar $69,09 \pm 0,13$ Ma, Kay, 2002) y por la discordancia angular que existe entre la estructura del flanco oriental de la Cordillera del Viento y rocas mioceno-inferiores. La segunda fase, desde el Mioceno tardío hasta el presente, estaría evidenciada por el plegamiento de las secciones neógenas (Fabiano *et al.*, 2012).

Sagripani *et al.* (2014), realizan estudios de campo, gravimétricos y magnéticos en la parte central del flanco oriental de la Cordillera del Viento. Los autores observan estructuras de basamento O-NO, NO de significado regional segmentadas por estructuras menores NE delimitando los depocentros y altos estructurales triásico-superiores, a los que se vincula la Formación Cordillera del Viento, controlando sus cambios de espesor. Estas estructuras se asocian a geometrías sinextensionales y el rift triásico-superior tendría una elongación O-NO a NO segmentado por estructuras menores de orientación NE. Durante la deformación andina estas estructuras se habrían reactivado actuando el sistema O-NO, NO como zonas de transferencia y el sistema NE, como estructuras frontales contraccionales. Las anomalías magnéticas indican que las estructuras de rumbo N asociadas a fallas andinas no muestran evidencias de un control estructural previo cortando los depocentros triásicos y en algunos casos exhumando geometrías sinextensionales.

Giacosa *et al.* (2014) realizan las interpretaciones más recientes en base a estudios estructurales de las fases tectónicas más antiguas registradas. Para estos autores, las principales estructuras andinas corresponden mayormente a la reactivación de los sistemas extensionales pérmicos. Las más significativas de estas estructuras son la Falla Cordillera del Viento, de retrovergenza al oeste y el Anticlinal asimétrico Cordillera del Viento vinculado. Los sistemas de vetas silíceas hidrotermales enriquecidas en oro y plata que caracterizan el distrito minero en el área estarían relacionados a estas estructuras. Éstos se habrían desarrollado bajo un régimen transpresivo durante la fase magmática del Cretácico Tardío-Paleógeno principalmente controlados por fallas transformantes pérmicas de orientación E-O (Giacosa *et al.*, 2014).

Sánchez *et al.* (2015), incorporan a los estudios de superficie el análisis de líneas sísmicas en el sector de la faja plegada y corrida de Chos Malal comprendido entre el anticlinorio de la Cordillera del Viento y el volcán Tromen. Los autores concluyen que la deformación andina en el área está controlada por cuñas de basamento, siendo la Cordillera del Viento la más occidental de ellas. El nivel de despegue principal se desarrolla en las evaporitas de la Formación Auquilco, a 12 km de profundidad, y el desplazamiento se transmite hacia el este produciendo pliegues relacionados a fallas. En profundidad, las geometrías de sin-rift estarían controladas por hemigrábenes buzantes al E y no habría evidencias de inversión tectónica.

II.4. Contexto Geodinámico

Durante el Ciclo Famatiniano, los depósitos metamórficos de bajo grado de la Formación Guaraco Norte del Devónico Superior, fueron deformados producto de la Orogenia Chánica desde el Devónico Tardío al Carbonífero temprano (Giacosa *et al.*, 2014). Las estructuras evidenciarían plegamientos y corrimientos de vergencia occidental.

El Ciclo Gondwánico, representado por el Grupo Andacollo, sucede a la Orogenia Chánica. La primera etapa de este ciclo (Carbonífero temprano) está dominada por un régimen de

extensión de la corteza y el vulcanismo silícico de la Formación Arroyo del Torreón, coetánea con depósitos marinos (Giacosa *et al.*, 2014). A finales del Carbonífero, durante la depositación subsiguiente de la Formación Huaraco, la extensión se atenúa y, por lo tanto, el vulcanismo y la variabilidad del espesor sedimentario disminuye (Giacosa *et al.*, 2014). La subducción gondwánica del Carbonífero tardío desarrolló un primer arco magmático, el Batolito de la Costa expuesto en Chile, activo hasta el Pérmico (Hervé *et al.*, 2007) y una cuenca de retrocuña pre-orogénica donde se depositó el Grupo Andacollo a estas latitudes (Giacosa *et al.*, 2014). Se considera que la deformación gondwánica en la Cordillera del Viento se desarrolla entonces principalmente durante el Pérmico temprano. El final de la Orogenia Sanrafaélica en el área estaría marcado por la intrusión postorogénica del Granito Huigancó (287-282 Ma) (Ramos *et al.*, 2011b) asociado con rocas volcano-sedimentarias de la Formación La Premia. Estas secuencias del Pérmico temprano serían el resultado de la extensión de colapso vinculada a la Orogenia Gondwánica. Durante la Fase Huárpica del Triásico se habría labrado una extensa superficie de erosión sobre el Complejo Huigancó relacionada al régimen tectónico extensional generador de rifts (Llambías *et al.*, 2007). Estos depósitos, asignados a la Formación Cordillera del Viento, del Triásico Medio a Superior, que culminan con la Fase Tunuyán, serían el producto de la extensión triásica generalizada y asociada a la fragmentación del Gondwana (Ramos *et al.*, 2011b).

El inicio de la nueva etapa de subducción sobre el margen gondwánico a estas latitudes se desarrollaría en el Pliensbachiano ($185,2 \pm 1,9$ Ma) (Fig. 4) indicado precisamente por los depósitos de hierro bandeado (jaspilitas) de tipo Algoma de la Formación Colomichicó y andesitas y dacitas asociadas, vinculados a un ambiente de retroarco (Ramos *et al.*, 2011b). Sin embargo, el régimen extensional se extendería hasta el Cretácico Temprano que, aunque asociado a subducción, estaría controlado por la velocidad absoluta de la placa del Gondwana Occidental, con velocidad de retroceso negativa de la trinchera oceánica, hasta la separación definitiva de Sudamérica y África (Ramos 1999, 2010; Ramos *et al.*, 2011b).

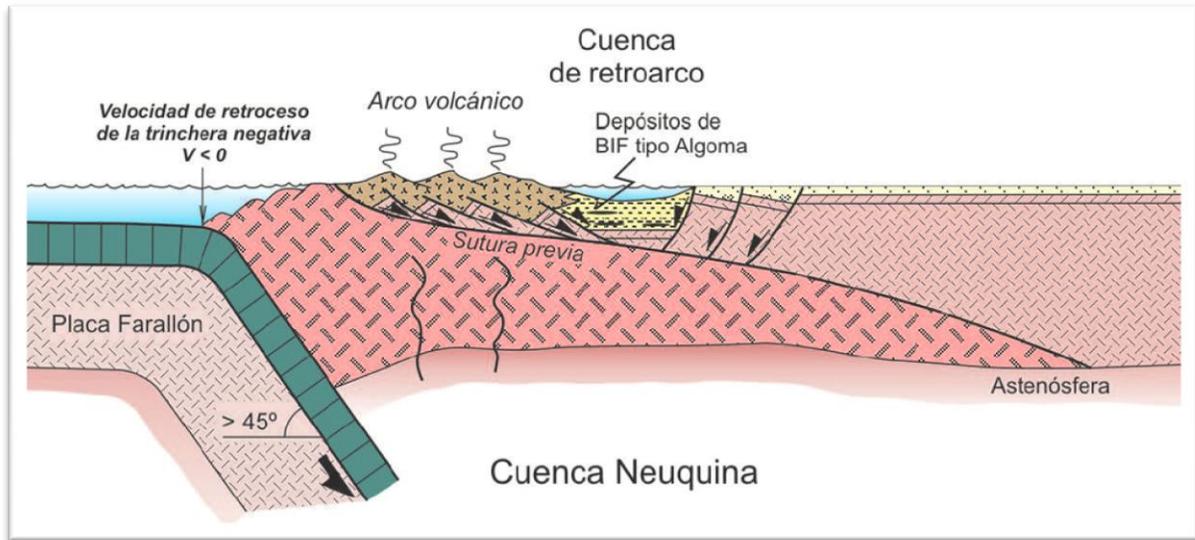


Fig. 4: Marco tectónico del inicio de la subducción durante el Jurásico Inferior asociada a un régimen extensional mostrando, en los estadios iniciales de la cuenca, los depósitos de BIF tipo Algoma en el retroarco intercalados con vulcanitas ácidas característicos de un ambiente extensional (extraído de Ramos *et al.*, 2011b).

Las fases de deformación en el área son producto de la Orogenia Andina y están relacionadas a la disminución del ángulo de subducción, principalmente entre el Cretácico Superior y el Mioceno (Giacosa *et al.*, 2014). Así, durante el Cretácico Superior-Paleógeno y asignada a la deformación de la Fase Incaica (Cobbold y Rossello, 2003), se desarrolló una expansión del arco magmático hacia el este. Este arco se ubicaría a lo largo de la Precordillera Neuquina (Ramos *et al.*, 2011a, b), donde se registran típicas rocas de arco magmático (Llambías y Rapela, 1988; Franchini *et al.*, 2003; Kay *et al.*, 2006; Mateo Fernández Caso *et al.*, 2011) y un importante engrosamiento cortical (Franchini *et al.*, 2003; Ramos *et al.*, 2011b). Asociados a un período de calma tectónica y erosión, se habría formado localmente una cuenca que recibió los sedimentos fluvio-lacustres de la Formación Arroyo Palao (Zanettini, 2001).

CAPITULO III

RESEÑA SOBRE LAS FORMACIONES DE HIERRO BANDEADO

III.1. Introducción

Los depósitos de hierro bandeado son uno de los tipos de rocas más distintivos y peculiares que se encuentran en la corteza terrestre. Estas rocas constituyen una alternancia de capas ricas en hierro (20-40% Fe) y pobres en hierro conteniendo, estas últimas, sílice (40-50% SiO₂) además de capas de otros minerales. Se registran principalmente a lo largo del Precámbrico (Posth *et al.*, 2011), conociéndose muy pocos casos en el Fanerozoico. Por lo tanto, su génesis es incierta al no tener análogos modernos ni recientes. Estos depósitos estratiformes de hierro se conocen generalmente como BIF, por sus siglas en inglés de formaciones de hierro bandeado, *Banded Iron Formations*. En sus primeros estudios, las rocas ferríferas bandeadas con jaspe o chert ferruginoso han recibido localmente el nombre de Jaspilitas en Australia (por ej., Liddy, 1968), Taconitas en Norteamérica (por ej., Myette, 1991) e Itabiritas en Brasil (por ej., Spier *et al.*, 2007).

Estos depósitos metalíferos constituyen unas de las mayores menas de hierro conocidas (56% Fe) y la principal fuente de este elemento en la industria del acero a escala global (Bekker *et al.*, 2014). De hecho, el apoyo industrial de las dos últimas décadas se ha dirigido principalmente a la comprensión de cómo se formaron los minerales de hierro de alto grado (Bekker *et al.*, 2014).

El ímpetu por el estudio de las rocas ricas en hierro ha estado, por su empleo crítico en la industria metalúrgica, motivado por los geólogos economistas a profundizar en su prospección y establecer estrategias exploratorias. Sin embargo, muchos aspectos de su origen sedimentario así como su enriquecimiento en hierro son aún desconocidos. De acuerdo a los avances fundamentalmente realizados en biogeoquímica se conoce

actualmente que los principales aspectos relacionados con su depositación incluyen el vulcanismo, evolución de la biósfera y composición del océano (Bekker *et al.*, 2010, 2014).

III.1.1. Caracterización, mineralogía y clasificación

Los BIF han sido clasificados, entre otras características, sobre la base de la composición mineralógica (James, 1954, 1966; Harnmeijer, 2003). Las bandas consisten en la alternancia de capas ricas en hierro y ricas en sílice que se disponen a diferentes escalas en cualquiera de los afloramientos, desde láminas finas tipo varves de escala sub-milimétrica a bandas de escala métrica (Harnmeijer, 2003). Trendall y Blockley (1970) clasificaron el bandeamiento comúnmente cíclico en tres escalas diferentes como macrobandas (métricas), mesobandas (centimétricas) y microbandas (milimétricas a sub-milimétricas).

Aún se debate cuáles de los constituyentes minerales en las formaciones de hierro representan precipitados originales y cuáles se habrían formado durante la diagénesis (Clout y Simonson, 2005). Los minerales reflejan tanto sobreimpresión diagenética como metamórfica. En general se acepta que ninguno de los minerales en los BIF es primario. Dado entonces que los BIF han sufrido modificaciones significativas incluso desde la diagénesis, su mineralogía refleja una combinación de factores que incluyen la composición del fluido original, condiciones diagenéticas y metamórficas y el flujo de fluido postdeposicional (Bekker *et al.*, 2014). El aumento de la temperatura y la presión han dado como resultado un cambio progresivo en la mineralogía a través de la sustitución y la recristalización, aumento del tamaño de grano y la obliteración de texturas primarias (Klein, 2005 en Bekker *et al.*, 2014). La mineralogía de los depósitos menos alterados por el metamorfismo consiste en chert (cuarzo microcristalino), magnetita, hematita, siderita, dolomita–ankerita, greenalita, minnesotaíta, estilpnomelano, chamosita, ripidolita (clorita rica en hierro), riebeckita y ferri-annita. Los depósitos de mayor grado metamórfico pueden contener cummingtonita, grunerita, piroxeno, granate y fallalita (Bekker *et al.*, 2014). Los minerales de hierro primarios probablemente hayan sido hidróxido férrico, greenalita y siderita (Klein, 2005 en Posth *et al.*, 2011).

James (1954) describe cuatro facies de hierro sedimentario: *óxidos, sulfuros, silicatos y carbonatos*. La hematita está presente tanto en las formaciones de hierro precámbricas como en las fanerozoicas. En los casos precámbricos se presenta principalmente como capas y láminas finas que alternan con chert pero también en formas masivas, peloidales y oolíticas. Otro óxido como la goethita está ausente en los depósitos de hierro precámbricos pero es muy abundante en el Fanerozoico. La magnetita es muy común en las formaciones de hierro precámbricas donde está interlaminada con chert y suele ser un componente menor de las fanerozoicas. Éste es fundamentalmente un mineral secundario que se forma durante el final de la historia de la mena de hierro por metamorfismo y deformación. Cuando la magnetita es reemplazada por hematita es denominada martita (Bekker *et al.*, 2014 y referencias allí citadas). Junto con la magnetita, la hematita define la laminación en la mayoría de las capas de chert. Aunque la textura de la mayor parte de los granos de magnetita y hematita indica un origen postdeposicional, secundario, las esferulitas de hematita (5–20 mm de diámetro), no muy comunes, se han considerado como las texturas más tempranas conocidas en BIF (Ayres, 1972; Bekker *et al.*, 2014). La oxidación de la magnetita y la erosión de la hematita son directamente cuantificables con el método magnético. La gravimetría es la segunda técnica geofísica más antigua y utilizada en la búsqueda de menas de hierro. La mayoría de los otros métodos geofísicos se utilizan en algún momento de la exploración o como soluciones específicas para cada problema. Estos incluyen radiometría, resistividad, polarización inducida, electromagnetismo y los nombrados métodos sísmicos (Hagemann *et al.*, 2007).

La facies de sulfuros, conteniendo pirita y/o pirrotina, se sugiere actualmente como de origen epigenético y no singenético como se suponía en un principio resultando entonces del reemplazo del sedimento primario (Phillips *et al.*, 1984; Harnmeijer, 2003). La pirita se presenta como granos y cristales cúbicos diseminados y sus microconcreciones esféricas forman agregados framboidales. La marcasita, su dimorfo, es muy rara en estos depósitos de hierro (Tucker, 1991).

La mineralogía de la facies de silicatos de hierro es más compleja y depende en gran medida del grado metamórfico. Generalmente se presentan greenalita, minnesotaíta, estilpnomelano y riebeckita (Bekker *et al.*, 2014).

Las variedades de facies de carbonatos contienen siderita o ankerita. La siderita es el más común de los carbonatos y en general se presenta como cristales individuales, en forma de rombo, o capas masivas de microcristales (Tucker, 1991; Bekker *et al.*, 2014). Los nódulos pequeños de este mineral son comunes en algunas capas, en las que muestran evidencia de compactación diferencial, lo que indica que los nódulos probablemente se formaron antes del soterramiento profundo (Bekker *et al.*, 2014).

El chert varía desde material criptocristalino de grano fino a granos de cuarzo entrecrecidos, producto de recristalización de sílice amorfa. Las capas de chert son comúnmente bandeadas alternando con láminas milimétricas de minerales, silicatos y carbonatos, ricos en hierro. Las láminas individuales son de onduladas a corrugadas y localmente se truncan contra las láminas suprayacentes. A veces, el chert forma nódulos antes de la compactación que son cubiertos por las láminas compactadas sugiriendo una paragénesis temprana para el chert nodular (Bekker *et al.*, 2014).

Los minerales traza incluyen pirita, apatita, monacita, xenotima, circón, ilmenita y feldespatos potásico (Bekker *et al.*, 2014).

En cuanto a las estructuras sedimentarias, la mayoría son difíciles de ver en los afloramientos, excepto donde hayan sido acentuadas por meteorización diferencial. Se han descrito estratificación cruzada y gradada, calcos de carga, ondulitas, canales de erosión (superficies de corte y relleno), estilolitos, grietas de contracción, septarias, brechas intraformacionales, deslizamientos y pliegues (*slump*) indicando ambientes epiclásticos bajo distintos regímenes de transportes. Las capas gradadas y calcos de carga indicarían origen resedimentario y gradacional (Tucker, 1991).

Desde el punto de vista textural y donde las características depositacionales no fueron borradas por metamorfismo, estas formaciones pueden también ser subdivididas en variedades bandeadas, BIF, y granulares, GIF, por sus siglas en inglés, *granular iron formations*, en base a su tamaño de grano original (Clout y Simonson, 2005). A pesar de que sus granos originales están enmascarados por la diagénesis, las formaciones de hierro bandeado se depositaron a partir de fangos químicos (Clout y Simonson, 2005). En contraste, las texturas detríticas o granulares de las formaciones de hierro, generalmente se obtienen y se componen de arenas químicas bien seleccionadas, análogos a las calcarenitas (Dimroth y Chauvel, 1973; Clout y Simonson, 2005). Los BIF son dominantes en el Arqueano y en las primeras sucesiones del Paleoproterozoico, mientras que los GIF son mucho más comunes en las sucesiones paleoproterozoicas (Bekker *et al.*, 2010).

Los BIF, también han sido clasificados en base a su marco tectónico (Gross, 1965) y ambiente depositacional (Kimberley, 1978; Simonson, 1985). Gross (1965) infiere el arreglo tectónico de estos depósitos en base al tamaño y las asociaciones litológicas (Harnmeijer, 2003). Así, las formaciones de hierro bandeado de *Tipo Algoma* son relativamente pequeñas, menos de 10 km de extensión lateral y 10-100 m de espesor, y están relacionadas a rocas volcanogénicas. A veces a depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos, y en algunos casos a grauvacas, que se formarían por procesos hidrotermales exhalativos cercanos a centros volcánicos como los ambientes depositacionales dados en cuencas de arco-islas, trasarco y zonas de rift intracratónico (Harnmeijer, 2003; Bekker *et al.*, 2014). Presentan las facies de óxidos, carbonatos y sulfuros (Harnmeijer, 2003). Los BIF *Tipo Lago Superior* o *Superior* se encuentran en una amplia gama de ambientes depositacionales, generalmente bajo condiciones marinas relativamente someras relacionadas a mares transgresivos por estar típicamente interestratificados con carbonatos, arenitas cuarzosas y pelitas negras y no presentar una influencia de actividad volcánica dominante, como las dadas en ambientes de márgenes pasivos (Harnmeijer, 2003; Posth *et al.*, 2011; Bekker *et al.*, 2013). Los BIF de este tipo son lateralmente más grandes que los tipo Algoma, registrando algunos más de 10^5 km², pero menos abundantes en términos de número de depósitos y distribución geográfica

(Harnmeijer, 2003; Bekker *et al.*, 2014). Estas son rocas finamente bandeadas en su mayor parte correspondientes a las facies de óxidos, carbonatos y silicatos (Bekker *et al.*, 2014).

Los BIF más recientes comúnmente son denominados depósitos ferruginosos o rocas ferríferas, *ironstones* en inglés, incluyendo como tales a las rocas con > 15% Fe (James, 1954). Estos depósitos están a su vez distintivamente enriquecidos en Al_2O_3 -, P_2O_5 - y Fe_2O_3 y generalmente presentan textura oolítica o pisolítica (Schopf, 1983; Harnmeijer, 2003). Los depósitos que se forman en tiempos más recientes, incluyendo aquí los neoproterozoicos y fanerozoicos, son volumétricamente insignificantes comparados con los arqueanos y paleoproterozoicos (Bekker *et al.*, 2014).

III.1.2. Distribución temporal y geográfica

Los hierros bandeados más antiguos conocidos tienen cerca de 3,8 Ga, se hallan ampliamente distribuidos en espacio y tiempo principalmente a largo de gran parte del Neoarqueano (2,7 hasta 2,5 Ga) y Paleoproterozoico (2,5-1,8 Ga) resurgiendo en el Neoproterozoico (0,8 Ga) (Posth *et al.*, 2011) . En menor medida se presentan en el Fanerozoico, con picos en el Ordovícico–Devónico y Jurásico–Paleógeno (Bekker *et al.*, 2014). El apogeo de la depositación se dio entre los 2,7 y 2,4 Ga (Trendall, 2002; Klein, 2005; Posth *et al.*, 2011), un período de tiempo que se superpone con el aumento de oxígeno en la Tierra inferido alrededor de los 2,5 Ga (Anbar *et al.*, 2007; Posth *et al.*, 2011).

En cuanto a distribución geográfica, en la región del Lago Superior al norte y centro de los Estados Unidos y sur de Canadá se encuentra la mayor producción de minerales de hierro del mundo a partir de formaciones de hierro bandeado. Allí, es donde se han diferenciado los dos tipos principales de BIF: Tipo Algoma y Tipo Lago Superior (Gross, 1965).

Los yacimientos más importantes están ubicados en Minnesota, Wisconsin y Michigan (NE de Estados Unidos) y Gunflint (Canadá). Grandes depósitos de BIF del Arqueano se

encuentran en África (Sierra Leona, Guinea y Costa de Marfil) y Australia Occidental (Bloque Yilgarn y el cratón Zimbabwe), entre otros. En América del Sur, Brasil es el mayor productor de hierro en Minas Gerais, seguido de Venezuela a partir del mismo tipo de depósitos sedimentarios (Harnmeijer, 2003). Asociaciones de depósitos de BIF, entre otros, constituyen también la Provincia Metalogenética de Nahuelbuta, en la Cordillera de la Costa, Chile (Collao *et al.* 1990), a las que originalmente fueron relacionadas los depósitos en estudio del área de Varvarco, en la Cordillera del Viento (Zappettini y Dalponte, 2009).

En Argentina, además se hallaron depósitos mesoproterozoicos de BIF metamorfizados del Complejo Metamórfico Nogolí en las Sierras Pampeanas Orientales de la provincia de San Luis. Estos BIF fueron clasificados como una formación ferrífera de facies de óxidos y tipo Algoma, donde el ambiente tectónico se asocia posiblemente con un arco de islas o trasarco (González *et al.*, 2009). Su origen es relacionado principalmente con precipitación química de sedimentos hidrógenos desde el agua de mar en ambientes oceánicos. Las formaciones de hierro consisten en delgadas capas en forma de lentes de 0,3 a 2 m de espesor y hasta 150 m de largo. Se encuentran “boudinados” a lo largo del rumbo y en láminas y bandas de grano fino a medio, de color rojizo a marrón. Contienen cantidades variables de óxidos de hierro (principalmente magnetita) y, en menor proporción, hidróxidos, silicatos de hierro y magnesio y cuarzo. Como la magnetita es el mineral rico en hierro más prominente, estas capas ferruginosas se clasifican como las facies de óxido de las formaciones de hierro (González *et al.*, 2009). Por otro lado, también se encuentran depósitos sedimentarios ferríferos (*ironstones*) del Fanerozoico en las formaciones Sierra Grande, provincia de Río Negro y Lipeón en las provincias de Salta y Jujuy. Estas unidades son silúricas y se acumularon luego del período de glaciación ordovícica que caracteriza al Gondwana en el Hirnantiano, registrado en el noroeste argentino. La Formación Lipeón (Turner, 1960), y equivalentes, está compuesta por una secuencia de ambiente marino somero con sedimentitas clásticas y mantos ferríferos de hierro oolítico-peloidal de baja ley. El horizonte económicamente explotable tiene un máximo de 8 m de espesor y contiene como minerales principales de mena chamosita y hematita (Boso y Monaldi, 1990, 2008). En estos depósitos se interpreta una oscilación periódica del nivel del mar, a partir de lo cual se producen condiciones oxidantes y reductoras que favorecieron la concentración de Fe en

forma de hematita (Fe^{3+}) y de Mn y Fe en forma de chamosita (Fe^{2+}), respectivamente (López de Azarevich *et al.*, 2015). En la Formación Sierra Grande (Müller, 1965) el depósito se compone de dos bancos ferríferos, caracterizados por peloides alojados en sedimentitas.

III.2. Génesis

El hecho de que no haya análogos recientes de las formaciones de hierro es la razón de la amplia gama de teorías propuestas para su origen. Los modelos genéticos para las menas de hierro relacionados a formaciones de hierro siguen siendo motivo de controversia, en especial para los depósitos de mena de hierro de hematita de alto grado (contenido mayor al 65% de hierro en su composición). Dada la variedad de minerales de hierro que se encuentran en estas formaciones, probablemente fueron diferentes los mecanismos de precipitación involucrados en los diferentes momentos y lugares de depositación. Esta controversia ha dado una amplia variedad, como se ha visto en parte, en cuanto a las clasificaciones y/o caracterizaciones de los tipos de mena, ambientes estructurales y depositacionales, complejos texturales de la mineralización y de la ganga, composición de los fluidos y sobre el tamaño de los cuerpos mineralizados (5-20 km²) (Clout y Simonson, 2005). Asimismo, otro de los principales puntos de debate sobre los BIF se centra en las fuentes del hierro, sus mecanismos de precipitación y el origen del chert.

La alternancia de capas de magnetita y hematita comúnmente se interpretan como formadas a partir de una lluvia de oxihidróxido de hierro férrico ($\text{FeO}(\text{OH})$) sobre el sedimento. Durante la diagénesis temprana, aparentemente, el oxihidróxido férrico se convertiría en hematita. Posiblemente, el hierro férrico y el hierro ferroso disuelto/absorbido se hayan combinado para formar una fase de hierro de valencia mixta que luego se convertiría en magnetita durante la diagénesis tardía y el metamorfismo. Sin embargo, la magnetita podría haberse formado enteramente durante el metamorfismo en los casos en que la materia orgánica actuó como factor reductor. A pesar de que la textura de la mayoría de los granos de magnetita y hematita indica un origen secundario, postdepositional, como se mencionó,

las esferulitas de hematita, aunque escasas, son interpretadas como los representantes del oxihidróxido de hierro original. Éste se convertiría en hematita durante la diagénesis o el metamorfismo regional. Estas esferulitas también se observan en estilpnomelano y siderita (Ayres, 1972; Bekker *et al.*, 2014).

La hipótesis más firme sobre el origen de los BIF sugiere a la actividad hidrotermal submarina como fuente primaria de los minerales formadores de este tipo de rocas. Fryer *et al.* (1979) señalaron que estos sistemas hidrotermales habrían inyectado grandes masas de especies reducidas, especialmente hierro ferroso (Fe^{2+}), desde el fondo de los océanos arqueanos (Clout y Simonson, 2005). La necesidad de postular una columna de agua estratificada surge principalmente del hecho de que, a pesar de que las aguas superficiales marinas normales no estaban bien oxigenadas desde el Neoarqueano al Paleoproterozoico, eran lo suficientemente óxicas como para llevar mucho hierro ferroso disuelto (Trendall, 2002; Clout y Simonson, 2005).

La depositación de las formaciones de hierro bandeado han sido vinculadas a la actividad hidrotermal por el contexto estratigráfico y las facies relacionadas de algunas formaciones de hierro tipo Algoma (Goodwin *et al.*, 1985; Clout y Simonson, 2005). Además, han sido detectados indicadores geoquímicos hidrotermales en relación a elementos de tierras raras y sistemas isotópicos tales como sulfuros y neodimio en todo tipo de formaciones de hierro (Clout y Simonson, 2005).

Holland (1973) propuso que el ascenso de aguas profundas, en la circulación oceánica, podría contener cantidades necesarias de hierro disuelto para explicar ciertos depósitos de tipo Lago Superior donde los detritos clásticos son notablemente escasos (Towe, 1983).

Grandes cantidades de hierro férrico (Fe^{3+}) son estables sólo en condiciones muy ácidas ($\text{pH} = 0-2$) y cualquier aumento en el pH provocaría la hidrólisis y precipitación del hidróxido de hierro insoluble ($(\text{OH})_3$) (Harnmeijer, 2003). La ocurrencia de este tipo de soluciones ácidas fuertes durante el Precámbrico no puede ser explicada por procesos físico-químicos, incluso con una atmósfera extremadamente rica en dióxido de carbono

(CO₂) (Belevtsev *et al.*, 1982; Harnmeijer, 2003). Las soluciones termales son ácidas (presumiblemente, también lo eran en esos tiempos) y estas se encuentran en regiones de actividad volcánica, sin embargo, estas aguas son ricas en hierro ferroso y no férrico. El hierro ferroso en solución es altamente susceptible a la oxidación, principalmente debido a su reacción con las rocas y la dilución por aguas meteóricas. Por lo que sería poco probable que esta variedad de hierro haya sido transportada en presencia de oxígeno libre (Harnmeijer, 2003). Dado el ambiente de depositación marino profundo para la mayoría de los depósitos de BIF, generalmente es aceptado que la acumulación de tales masas de hierro requiera el transporte de hierro ferroso (Fe²⁺), que es su forma soluble, y, posteriormente, la precipitación de la solución a escala regional (Harnmeijer, 2003). Esto último, es debido a que el Fe³⁺ es esencialmente insoluble a valores de pH cercanos a neutro en presencia de oxígeno disuelto, incluso en cantidades trazas (<1 mM) (Bekker *et al.*, 2014). Sin embargo, algunos estudios proponen que si bien la mineralogía de los BIF indica que algún tipo de oxidación del hierro Fe²⁺ ha sido necesario para su formación, el o los mecanismos dominantes son todavía inciertos (Posth *et al.*, 2011). El aumento de oxígeno en la Tierra ocurrió aproximadamente a los 2,5 Ga; como alternativas independientes de la presencia de oxígeno (O₂) para explicar la depositación de los primeros depósitos de BIF, han sido propuestos mecanismos abióticos y bióticos (Posth *et al.*, 2011).

El potencial rol de los microorganismos en la depositación de los BIF fue propuesto hace más de cuatro décadas (Cloud, 1968). La presencia de microfósiles en bandas de chert asociadas a peloides en depósitos someros y la de estromatolitos indican, al menos, alguna actividad biológica (Tucker, 1991 y referencias allí citadas). Los estudios en ambientes saturados con hierro han demostrado que ciertas cianobacterias funcionan como catalizadores precipitando bioquímicamente dentro de su trama filamentosa partículas de hematita desde el fluido circundante. Sin embargo, no hay evidencias concluyentes de microorganismos o estromatolitos en la mayoría de los depósitos arqueanos (Tucker, 1991) y los BIF contienen muy poco o nada de carbono orgánico (0,5% [peso / peso], Beukes y Klein, 1992) lo que hace difícil determinar el proceso microbiano responsable (Posth *et al.*, 2011).

Para los depósitos de tipo Algoma, claramente asociados con rocas volcánicas coetáneas, se ha sugerido una fuente volcánica. En estos casos el hierro debió ser abastecido por exhalaciones hidrotermales y meteorización submarina de rocas básicas (Gross, 1983; Tucker, 1991).

En los últimos estudios se cree que la depositación de grandes formaciones de hierro, económicamente importantes, coincidió en el tiempo con eventos de plumas provenientes del manto, como las grandes provincias ígneas (LIPs, *Large Igneous Provinces*), enjambre de diques y rocas volcánicas máficas submarinas (Bekker *et al.*, 2014). Entre los 3,8 y 1,6 Ga, la edad de las komatitas y de las plumas globales se correlaciona fuertemente con la edad de las formaciones de hierro bandeado, en un nivel de confianza del 99%. Usando los registros geocronológicos de tales eventos, se definieron cuatro periodos caracterizados por eventos de superplumas del manto, donde tres de esos periodos son también coincidentes con la depositación de grandes yacimientos de BIF (Isley y Abbott., 1999).

Estos eventos no sólo proporcionaron el hierro ferroso disuelto para las formaciones de hierro, sino que también proporcionaron el estado de reducción-oxidación (redox) a los océanos por incremento del flujo hidrotermal del fondo oceánico con reductores tales como H_2 y H_2S (Bekker *et al.*, 2014). Si los estados redox oceánicos y atmosféricos tienen un control mayor sobre el transporte y depositación del hierro, la pregunta radica entonces en porqué había depósitos de hierros bandeados gigantes hacia los 2,45 Ga (Bekker *et al.*, 2014). La depositación de estas rocas se produjo poco antes del primer aumento significativo de oxígeno en la atmósfera, conocido como el “gran evento de oxidación” (GOE, *Great Oxidation Event*), lo que sugiere un vínculo genético (Bekker *et al.*, 2014). La desaparición de estas rocas alrededor de los 1,8 Ga ha sido históricamente explicado por la oxidación completa del océano (Holanda, 1984) o el desarrollo de condiciones sulfurosas en las profundidades del océano (Canfield, 1998; Bekker *et al.*, 2014). Recientes investigaciones demuestran que los procesos tectónicos, en adición a los eventos de plumas del manto y cambios en los mecanismos de oxidación del hierro a través del tiempo, imponen un control mayor sobre la depositación y preservación de las formaciones de hierro (Bekker *et al.*, 2014).

El origen y la fuente de sílice en las formaciones de hierro han sido menos estudiados en comparación con los del hierro. Existe un acuerdo casi universal en cuanto a que el alto contenido de chert en las formaciones de hierro refleja concentraciones ambientales de sílice más altas en los mares precámbricos debido a la ausencia de organismos que la fijen a su estructura corporal (Clout y Simonson, 2005). Una interpretación alternativa indica que el chert se formaría mayormente debajo de la interface agua-sedimento reemplazando el sedimento original (Krapež *et al.*, 2003; Bekker *et al.*, 2014).

Estudios basados en el análisis de facies y secuencias estratigráficas, lo interpretan como de origen diagenético, siendo las mesobandas de chert equivalentes silíceos de fondos marinos en los cuales la sílice reemplaza al sedimento precursor en o debajo de la interface agua-sedimento. Las evidencias petrológicas y de campo también indicarían que el chert en las bandas no fue un precipitado químico directo desde el agua de mar sino un cemento que rellenó los poros y un reemplazo del sedimento (Bekker *et al.*, 2014). La lenticularidad y discontinuidad de las bandas de chert así como las superficies de erosión en los chert bandeados indicarían su origen de reemplazo y que se habría formado durante la diagénesis temprana antes de la compactación (Krapež *et al.*, 2003; Bekker *et al.*, 2014). La compactación estaría evidenciada a partir de las estructuras septarias y grietas de sinéresis, contracción, lenticulares y de desecación distorsionadas. Los brechamientos, pliegues (*slump*) y deslizamientos (*slides*) observados en capas individuales o en un grupo limitado, indicarían deformación penecontemporánea de capas muy blandas e incompetentes producto de sismicidad, reptación o fluencia plástica en paleopendientes. Otros de los mecanismos propuestos para el origen de las bandas de chert sugieren crecimiento estacional de organismos que secretan sílice en forma periódica, ligera concentración por evaporación, coprecipitación con el hierro (Ewers, 1983) y polimerización debido a cambios electrolíticos (Morris, 1993; Clout y Simonson., 2005).

La fuente de sílice ha sido considerada continental pero también de contribución volcánica submarina asociada a fluidos hidrotermales (Huges, 1979; Carozzi, 1993). Los estudios isotópicos del silicio (Si) indicarían una fuente hidrotermal sugiriendo que hubo pulsos hidrotermales de Si sincrónicos con el Fe al agua marina que condujo en parte a la

depositación de las formaciones de hierro (Bekker *et al.*, 2014). En forma amplia, se considera que la sílice ha sido transportada al sedimento por absorción en oxihidróxidos de hierro, adsorción en materia orgánica y precipitación desde la columna de agua a la interface agua-sedimento en forma coloidal (Krapež *et al.*, 2003; Bekker *et al.*, 2014).

III.3. Ambientes depositacionales

Al igual que con todos los sedimentos, los procesos de sedimentación y determinación de paleoambientes son mejor interpretados a partir del análisis de texturas y estructuras que a partir de composiciones mineralógicas únicamente (Clout y Simonson, 2005). Las formaciones de hierro fueron depositadas en ambientes que van desde cuencas profundas, en áreas de talud continental, hasta poco profundas donde la energía es alta, durante períodos de nivel de mar alto o en ascenso (Krapež *et al.*, 2003; Clout y Simonson, 2005; Bekker *et al.*, 2014).

James (1954) propuso que la depositación de las cuatro facies minerales puede darse en cuencas restringidas y profundas donde las facies de óxidos-silicatos pasan a carbonatos y luego a facies de sulfuros con el aumento en profundidad y distancia a la costa. Estudios de la década del 90 establecen que las facies de sulfuros fueron depositados cerca de los centros efusivos a temperaturas más altas; las facies de óxidos de hierro y silicatos fueron intermedios; y facies de manganeso-hierro se depositaron por eventos hidrotermales más fríos y en las zonas distales de la descarga hidrotermal activa (Gross, 1996).

Las formaciones de hierro hospedadas en sucesiones predominantemente volcánicas son en general más comunes durante la historia temprana de la Tierra (> 2,5 Ga) y probablemente reflejan un mayor flujo de calor del manto para la época (Bekker *et al.*, 2014). En los hierros bandeados tipo Lago Superior, la depositación se produjo en condiciones relativamente poco profundas bajo mares transgresivos (Trendall, 1968; Beukes, 1983; Simonson, 1985; Simonson y Hassler, 1996), probablemente en las plataformas continentales de los márgenes tectónicos pasivos (Gross, 1965; Harnmeijer, 2003). Los

depósitos de hierro tipo Algoma se formaron tanto en la parte distal como proximal de los centros extrusivos a lo largo de los cinturones volcánicos, sistemas de fallas profundas, zonas de rift y pueden estar presentes en cualquier etapa de una sucesión volcánica. En los trabajos más recientes la geoquímica y la litología de las formaciones de hierro y las rocas de caja indican claramente que tanto el tipo Lago Superior como el Algoma fueron depositados simultáneamente con vulcanismo submarino y actividad hidrotermal intensa (Bekker *et al.*, 2014). Por lo tanto, los dos tipos de BIF pueden ser considerados como los miembros extremos de precipitados, a partir de aguas marinas coetáneas con actividad hidrotermal de fondo oceánico, que van desde depósitos hidrotermales proximales a depósitos hidrogenados distales (Bekker *et al.*, 2014).

Recientemente, como se mencionó, también se ha establecido la relación temporal entre las formaciones de hierro del Precámbrico y Fanerozoico con los depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos (VMS, *volcanogenic massive sulfide*), siendo los sistemas hidrotermales más extensos, vigorosos, reductores y enriquecidos en metales durante el emplazamiento de las LIPs (Bekker *et al.*, 2010, 2014). Como resultado, grandes cantidades de metales fueron lixiviadas de las rocas volcánicas submarinas y exhaladas a los fondos oceánicos, donde se formaron depósitos de VMS. Así, el estado redox de los océanos disminuyó por un aumento de los reductores derivados hidrotermalmente y el Fe con el Mn fueron transportados por plumas a ambientes de aguas someras donde precipitaron formando sedimentos ricos en hierro y manganeso (Bekker *et al.*, 2014).

Bekker *et al.* (2014) sugieren que el vulcanismo submarino era responsable episódicamente de generar anoxia a escala oceánica y de cuenca por la exhalación hidrotermal de flujos significativos de reductores tales como H_2 , H_2S , Fe^{2+} y Mn^{2+} . Esto se aplicaría tanto a ambientes precámbricos como fanerozoicos, proveyendo el marco para comprender mejor la evolución del océano y el origen de los depósitos minerales sedimentarios.

La mayoría de los BIF arqueanos han sido depositados en ambientes marinos profundos no presentando acción de oleaje o tormentas. Los depósitos paleoproterozoicos en cambio fueron depositados cercanos o sobre el nivel de acción de oleaje y tormenta y comúnmente

con textura granular (GIF). Estas diferencias reflejan no sólo ambientes depositacionales distintos sino también mecanismos diferentes para la oxidación del hierro ferroso y la precipitación del hierro férrico (Bekker *et al.*, 2014).

Antes del GOE, el estado redox del océano no era un factor limitante para el depósito de los BIF, aunque sí fueron necesarios grandes flujos hidrotermales para transportar el hierro desde el sitio donde fue liberado, en ambientes volcánicos, al sitio de depositación, en los márgenes continentales y mesetas oceánicas, donde pudiera sobrevivir a la subducción (Bekker *et al.*, 2014). Después del aumento de oxígeno durante el GOE, las condiciones para que se formaran depósitos de hierro son las dadas en cuencas aisladas a semi-aisladas donde el hierro ferroso puede ser transportado. El hecho de que sean cuencas restringidas provoca que la circulación sea menos pronunciada limitando el intercambio de oxígeno entre las capas de agua superficiales, más oxigenadas, y las profundas. Además, aquí es necesario un flujo menor de reductores para producir la anoxia. De esta manera, durante el Fanerozoico los depósitos de hierro se habrían formado en cuencas relacionadas a arco asociadas con sucesiones volcánicas (Bekker *et al.*, 2014). El hecho de que los BIF presenten mesobandas masivas que gradan estratigráficamente hacia arriba a mesobandas microbandeadas, entre otras características sedimentológicas, infiere una depositación bajo corrientes de densidad. La resedimentación ocurriría por corrientes profundas, de fondo, o turbidíticas conducidas por gravedad (Krapež *et al.*, 2003). Krapež *et al.* (2003) concluyeron que los sedimentos precursores de estos depósitos podrían haber sido fangos hidrotermales granulares, compuestos de esmectita rica en hierro y partículas de oxihidróxido de hierro y siderita que se depositaron en los flancos de volcanes submarinos.

Además de la configuración y el aislamiento de la cuenca, el ambiente tectónico también es un factor crítico en la formación de grandes BIF (Bekker *et al.*, 2014). Aunque las tasas de sedimentación de las formaciones de hierro eran probablemente altas, los BIF se limitan a los sitios de depositación que tienen bajas tasas de descarga de sedimentos terrígenos como por ejemplo durante el aumento del nivel del mar (Krapež *et al.*, 2003; Bekker *et al.*, 2014). Teniendo en cuenta el arreglo de la secuencia estratigráfica, los grandes BIF no se formarían en las cuencas de rift intracratónicas y en los márgenes continentales pasivos

donde hay un elevado flujo de sedimentos y un estado redox que probablemente obstaculizaría su desarrollo. Además, las últimas etapas de la evolución de una cuenca de antepaís tampoco son favorables para la depositación de grandes BIF debido a altos flujos de sedimentos derivados de las fajas plegadas y corridas. Por el contrario, cuencas de trasarco y antearco y estadios tempranos de cuencas de antepaís serían los ambientes más adecuados para la depositación de los BIF, siendo los principales factores favorables para su desarrollo: pendientes relativamente suaves, subsidencia continua, aislamiento de la cuenca y actividad volcánica submarina (Bekker *et al.*, 2014).

Los depósitos de hierro del Fanerozoico tienen su pico de sedimentación en el Ordovícico–Devónico y Jurásico–Paleógeno. Estos depósitos son comunes en intervalos de tiempo caracterizados por excursiones isotópicas de Sr negativas en el mar, picos en la formación de depósitos VMS, grandes depósitos volcánicos y de Mn hospedados en sedimentos, anoxia oceánica extensa, condiciones de calentamiento global (*greenhouse*), eventos volcánicos, emplazamiento de LIPs e inactividad en los campos magnéticos terrestres (Bekker *et al.*, 2014 y referencias allí citadas). Al igual que en los depósitos precámbricos, Bekker *et al.* (2014) enfatizan en la similitud de la tendencia temporal que muestran los depósitos de hierros (*ironstones*) fanerozoicos con los VMS, depósitos de Mn hospedados en sedimentos, pelitas ricas en materia orgánica e intervalos de vulcanismo submarino incrementado durante los eventos de separación litosférica relacionados a plumas mantélicas. Estos autores proponen que algunos depósitos fanerozoicos se formaron durante eventos anóxicos cuando el hierro hidrotermal fue transportado a ambientes de plataforma someros tanto en cuencas aisladas como en márgenes continentales abiertos.

El evento metalogenético que originó la mineralización de hierro en el noroeste de la Cordillera del Viento presenta una precisa posición estratigráfica y alcance regional y a él se relaciona la mineralización de Mn-Fe del área de Chachil, ubicada hacia el sur de este cordón (Zappettini *et al.*, 2011). El carácter distal de esta última respecto de los focos hidrotermales submarinos relacionados con el vulcanismo bimodal explicaría su intercalación en una secuencia sedimentaria con elementos volcanoclásticos subordinados (Zappettini *et al.*, 2011). En el sector de estudio, hay bandas de jaspe brechadas intercaladas

en los niveles lávicos básicos, que presentan una característica alteración potásica constituida por abundante adularia secundaria, indicativa de la circulación de fluidos hidrotermales (Zappettini y Dalponte, 2010b). El vulcanismo bimodal de las secuencias sin-rift a rift tardío de esta edad está vinculado a fuentes mixtas mantélicas y corticales (Franzese *et al.*, 2006; Zappettini y Dalponte, 2010b) dando lugar a condiciones favorables para la formación de plumas hidrotermales submarinas que originaron la mineralización BIF tipo Algoma (Zappettini y Dalponte, 2010b). Los estudios geoquímicos indican que el patrón de distribución de elementos de tierras raras (ETR) y elementos traza que corroboran el origen hidrotermal de los fluidos mineralizantes, tal como fuera originalmente postulado por Zappettini y Dalponte (2009), son indicativos de la depositación de la mineralización BIF en un ambiente marino restringido, considerándosela cogenética con el vulcanismo con el que se asocia (Zappettini y Dalponte, 2010b). En estos trabajos se concluye que las anomalías de Ce positivas contrastan con las típicas anomalías negativas en este elemento observadas en mineralizaciones proterozoicas y arqueanas que sugieren condiciones oceánicas fuertemente oxigenadas (Kato *et al.*, 2006 en Zappettini y Dalponte, 2010b), siendo en cambio las condiciones predominantemente anóxicas en cuencas restringidas como la identificada en el norte de la Cordillera del Viento. Las anomalías en Eu son comparables con las halladas en soluciones hidrotermales de ambientes marinos anóxicos activos y son indicativas de la naturaleza reductora predominante del fluido (Zappettini y Dalponte, 2010b). La evidencia de depósitos laháricos en la región, ubicados en la Formación Los Molles, señala la existencia de estratovolcanes andesíticos que estaban activos durante la depositación de esta unidad (Llambías y Leanza, 2005). La presencia de estratovolcanes contemporáneos con la Formación Los Molles indica que la intensa actividad volcánica triásica tardía todavía continuaba durante el Jurásico Temprano a Medio en la región de Chacay Melehue (Llambías y Leanza, 2005), hacia el sur y muy cercana a los depósitos de BIF en estudio, por lo que se corroboran las evidencias de vulcanismo submarino en toda la región.

Pese a todos los modelos propuestos debe recordarse que el grado de reconocimiento de los ambientes depositacionales primarios de los BIF es muy pobre, dadas las alteraciones que sufren por diagénesis y metamorfismo. Además, una serie de factores, incluyendo la

configuración de la cuenca, tipo de cuenca sedimentaria, naturaleza de las corrientes superficiales y profundas, columna de agua y oxigenación, distancia de los focos hidrotermales, y flujo hidrotermal y su composición, serán de suma influencia en el tipo de registro depositado (Bekker *et al.*, 2012).

CAPITULO IV

JASPILITAS DE LA FORMACIÓN COLOMICHICÓ

IV.1. Litología y Estratigrafía

A continuación se detalla la información litológica y estratigráfica de las unidades de interés aflorantes en el área de estudio, secciones de los arroyos Colomichicó y Chacay, en los alrededores de Varvarco, en el flanco centro-occidental de la Cordillera del Viento.

IV.1.1. Sección área arroyo Colomichicó

Como parte del trabajo de campo, en esta sección se realizó el reconocimiento de las unidades estratigráficas así como también las relaciones entre los diferentes bancos de rocas y la estructura del sector de estudio. Se ascendió a caballo a lo largo del curso del arroyo Colomichicó hasta los 1900 m.s.n.m aproximadamente realizándose las observaciones sobre la margen derecha (ladera norte) del arroyo.

El perfil realizado en esta sección, donde ha sido descripta la localidad tipo para la Formación Colomichicó, está representado en la Fig. 5. La litología basal está compuesta por una secuencia de aproximadamente 4 m de espesor de vaques de color gris verdosa (grauvacas) (muestra CM1; Fig. 5), altamente silicificadas, en contacto neto con el primer banco de jaspilitas (muestra CM2; Fig. 6A). Este primer banco contiene una delgada capa de 0,5 m de jaspilita con bandeamiento centimétrico regular constituido por bandas de óxidos de hierro y sílice o chert dentro de las bandas de jaspe. Estas bandas de jaspe son de coloración morado intenso, producto de la meteorización superficial, y muestran estructuras tipo boudinage (Figs. 6A y 7A).

Otro banco de jaspilitas bandeada (muestra CM3; Fig. 6B) se encuentra por encima del nivel anterior. Está compuesto por 1,5 m de jaspe masivo con láminas centimétricas de óxidos de hierro y

hacia el tope se encuentran intercalaciones de jaspe con bancos de hasta 40 cm de sílice cristalina o chert (Figs. 6B y 7B). En ocasiones el bandeamiento se enmascara en estructuras tipo boudinage (Fig. 7C). Localmente, el jaspe masivo es enriquecido con óxidos en forma de venillas irregulares de bordes sinuosos (Fig. 7D). Este banco de jaspilitas presenta predominancia de jaspe y chert con respecto a las bandas de óxidos de hierro que a lo largo de todo el estrato se repiten como delgadas láminas de menos de 1 cm de espesor.

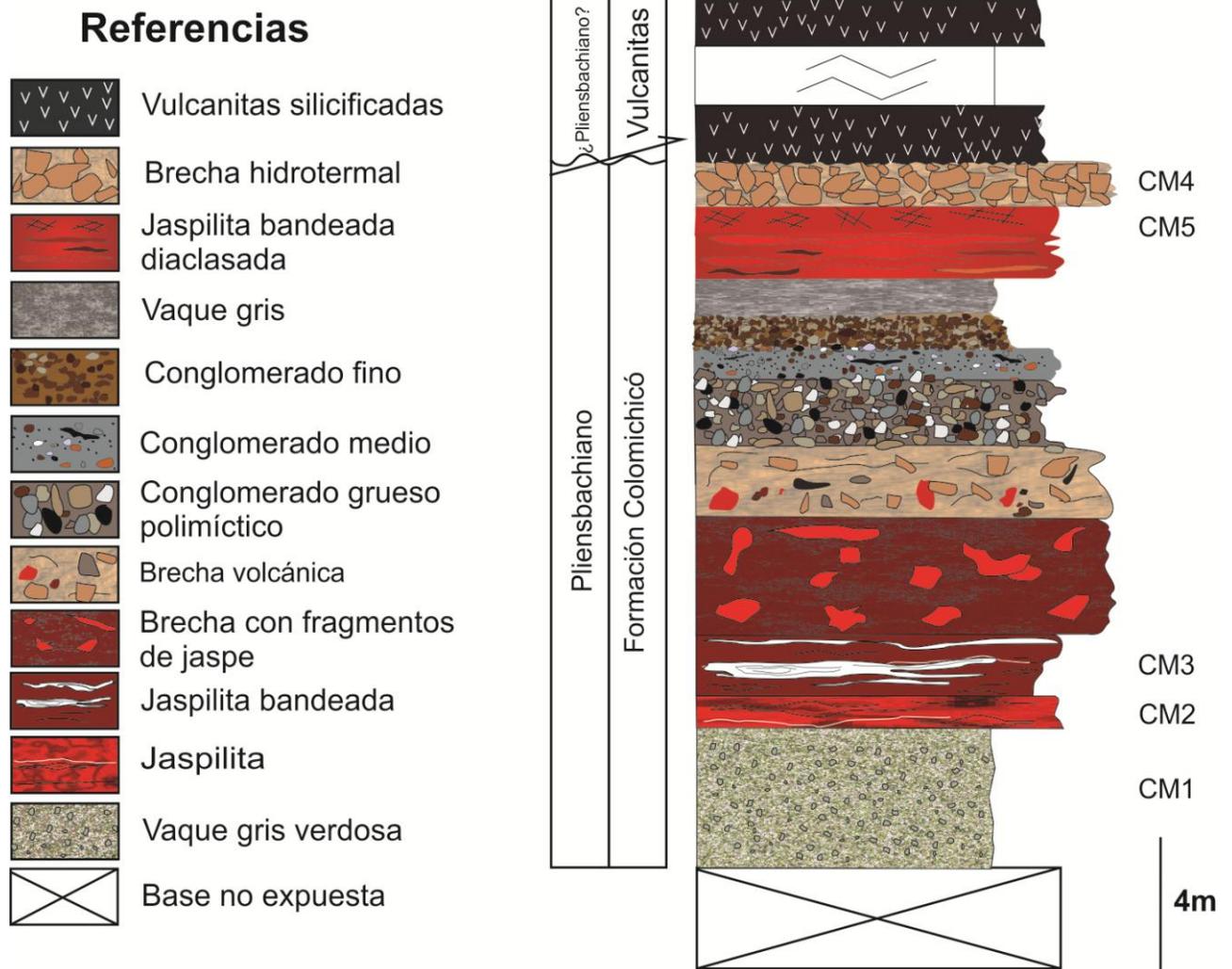


Fig. 5: Sección estratigráfica en el arroyo Colomichicó.

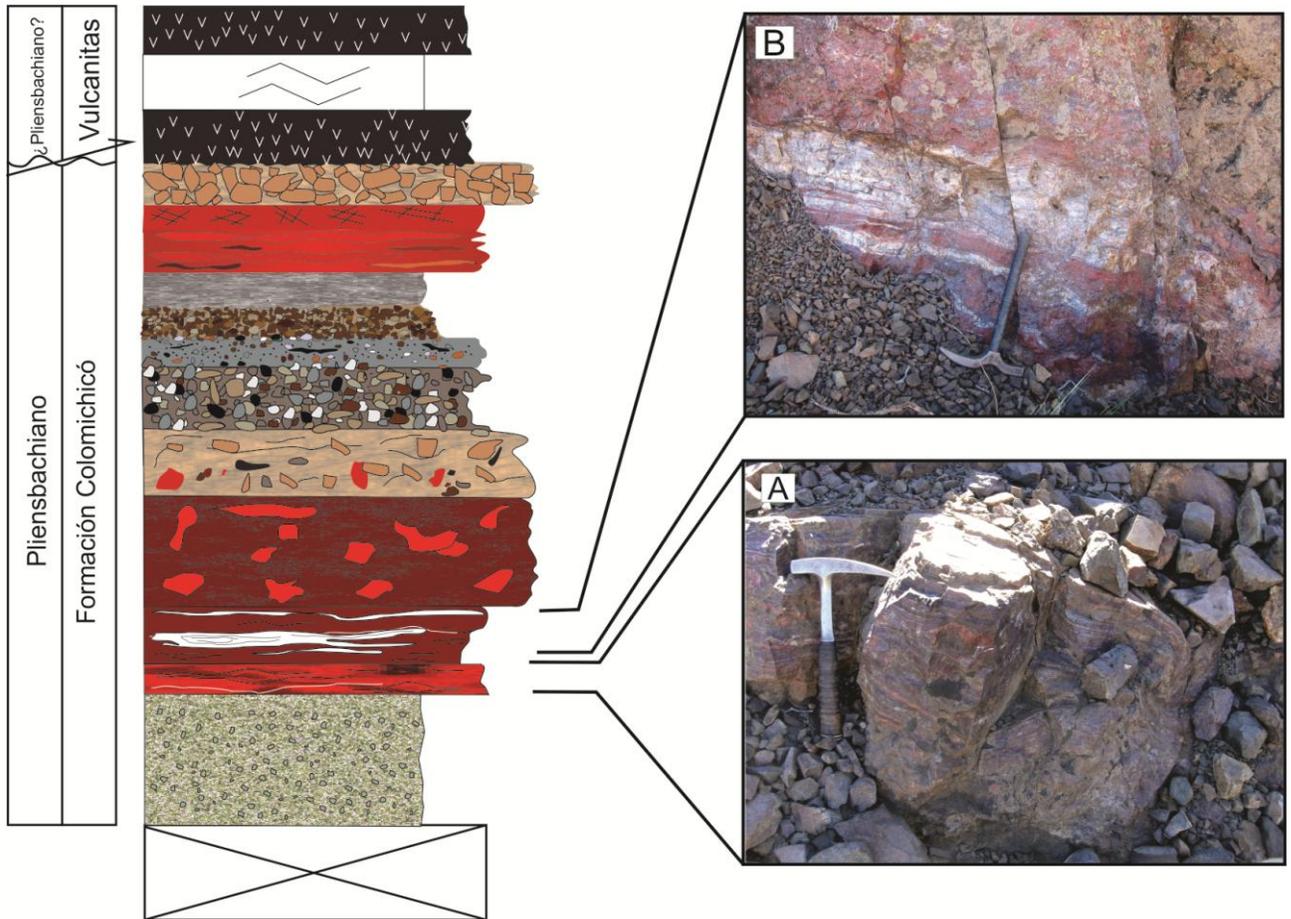


Fig. 6: A) Sección basal del primer banco de jaspilitas (muestra CM2). B) Segundo banco de jaspilitas bandeada (muestra CM3).

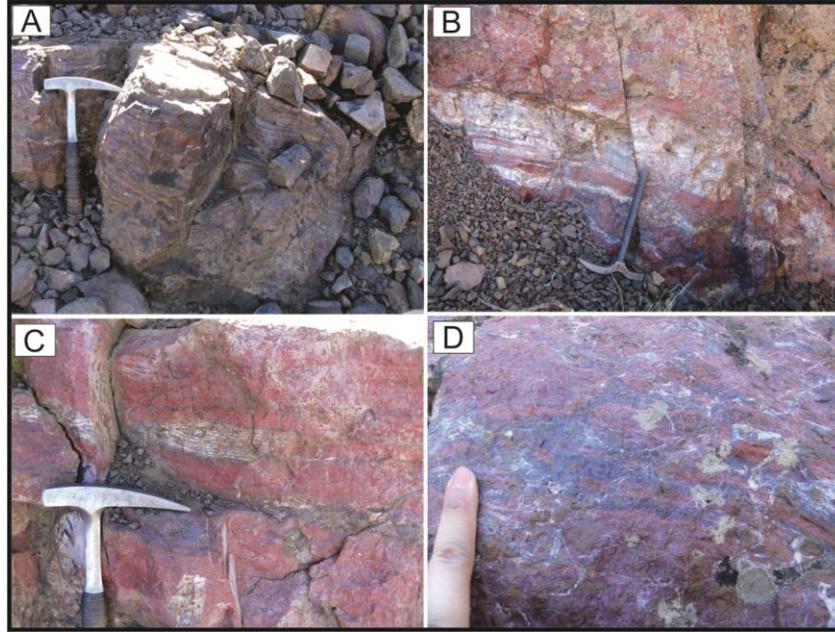


Fig. 7: A) Primer banco de jaspilitas donde se observa un bandeamiento regular de capas centimétricas de óxidos de hierro y jaspe. Nótese la estructura tipo boudinage. B) Intercalación jaspe-chert del segundo banco de jaspilitas. Hacia el techo el banco gradúa a jaspe masivo. C) Estructuras tipo boudinage en las bandas de chert. D) Venillas irregulares de óxidos de hierro en facies de jaspe.

Por encima, se encuentra un banco de brecha volcánica con intraclastos de jaspe angulosos inmersos en una matriz muy silicificada (Fig. 8A). Sobre este nivel, un banco de brecha volcánica presenta clastos angulosos a subangulosos de jaspe de hasta 15 cm de diámetro y fragmentos de rocas melanocráticas y leucocráticas no identificadas inmersos en una matriz muy silicificada y alterada producto de la meteorización supergénica (Fig. 8B).

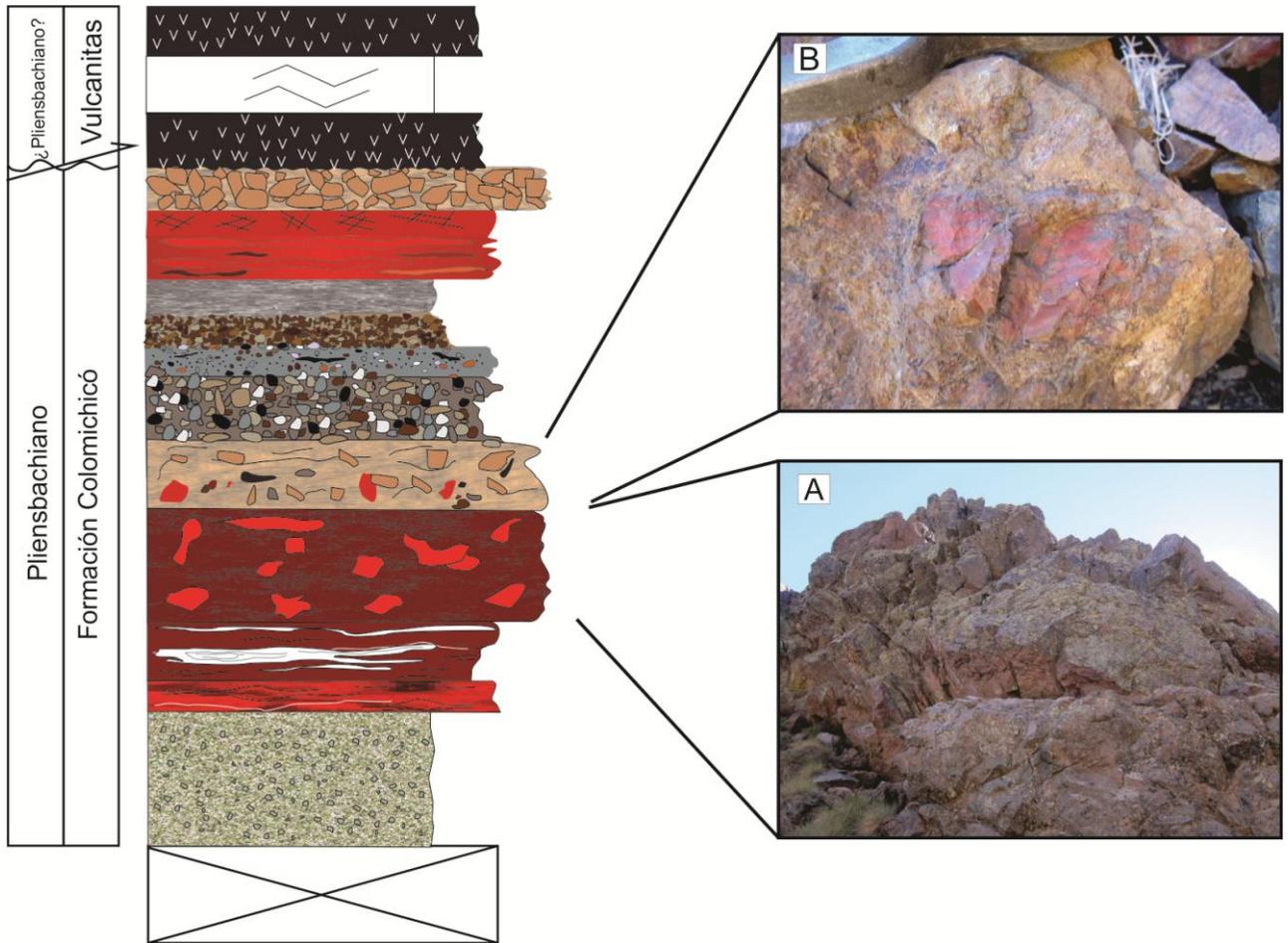


Fig. 8: A) Nivel de brecha volcánica, con clastos de jaspilitas. B) Hacia el tope nótese los clastos subredondeados de jaspe.

La secuencia continúa con un banco conglomerádico de grano grueso, de 2,5 m de espesor aproximadamente, con clastos polimícticos subredondeados (Fig. 9A) en una matriz arenosa media. Este paquete pasa gradualmente a conglomerado de un tamaño de grano medio (Fig. 9B) y luego a vaque de color gris con presencia de diaclasas plumosas (Figs. 9C y 10A). Unos metros hacia el este un pliegue en chevrón de orientación aproximada N-S (Fig. 10B) con diaclasas verticales deforma los niveles clásticos y ferruginosos.

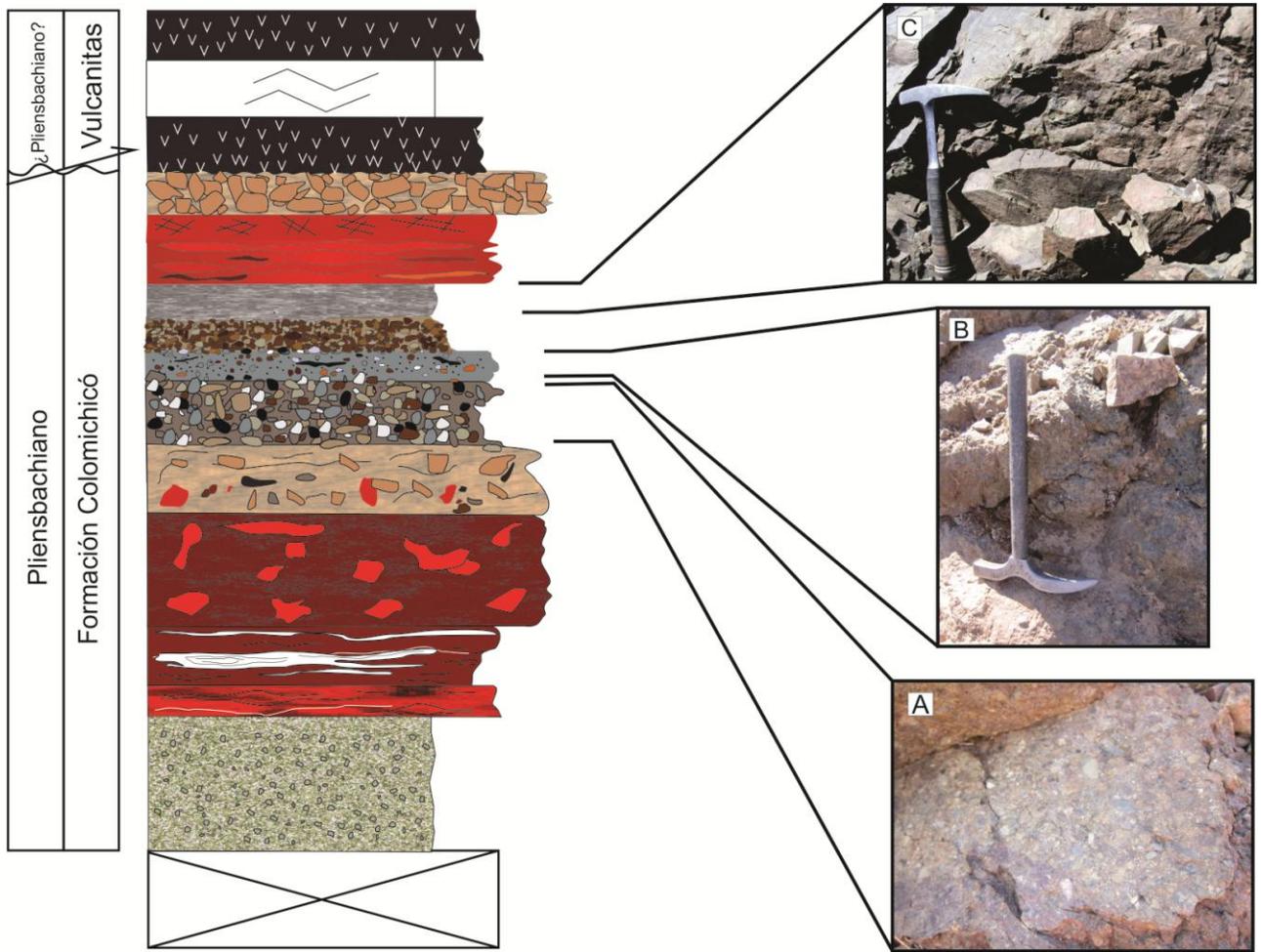


Fig. 9: Niveles conglomerádicos de grano grueso (A) que pasan gradualmente a más fino, con clastos polimícticos angulosos y subredondeados (B). Hacia el tope, vaque con diaclasas plumosas (C).

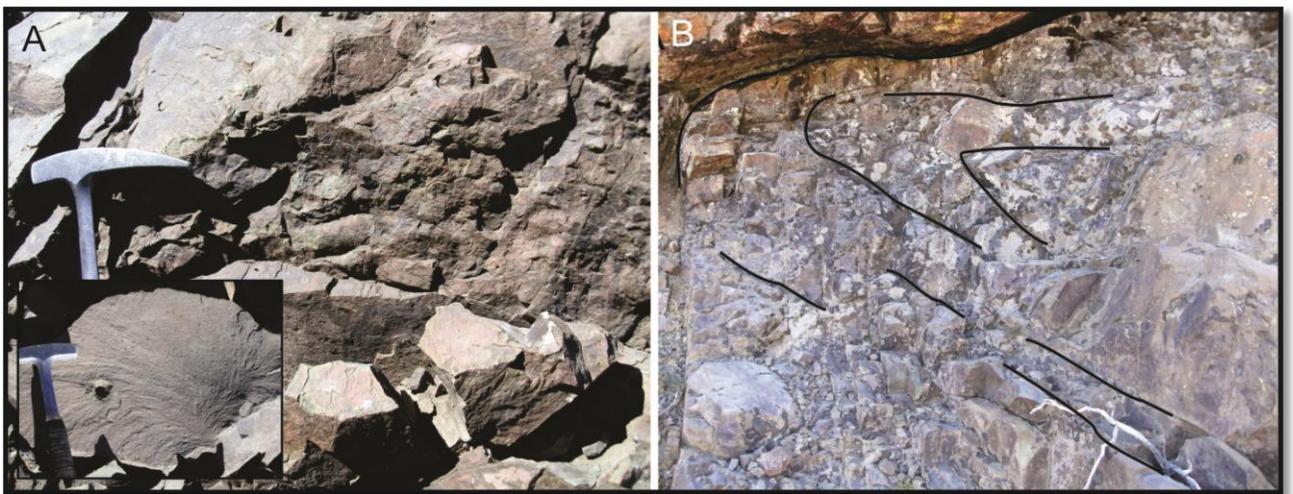


Fig. 10: A) Vaque con detalle de las diaclasas plumosas. B) Pliegue cerrado, en chevrón, de orientación aproximada N-S, deformando niveles clásticos y ferruginosos.

Estratigráficamente por encima se encuentra otro banco de jaspilitas (Fig. 11) cuya base oscura sin estratificación visible presenta un alto porcentaje de hierro (Fig. 11A). Hacia arriba su color es rojo intenso producto del elevado contenido de jaspe (muestra CM5) siendo el techo del mismo conformado principalmente por jaspe masivo (Figs. 11B y 12A). Todo el cuerpo rocoso se encuentra fragmentado por diaclasas. A escala microscópica se observa bandeamiento compuesto de óxidos y jaspe. Este nivel con sectores enriquecidos en hierro presenta micropliegues y pliegues centimétricos (Fig. 12B) y una estratificación incipiente a escasa.

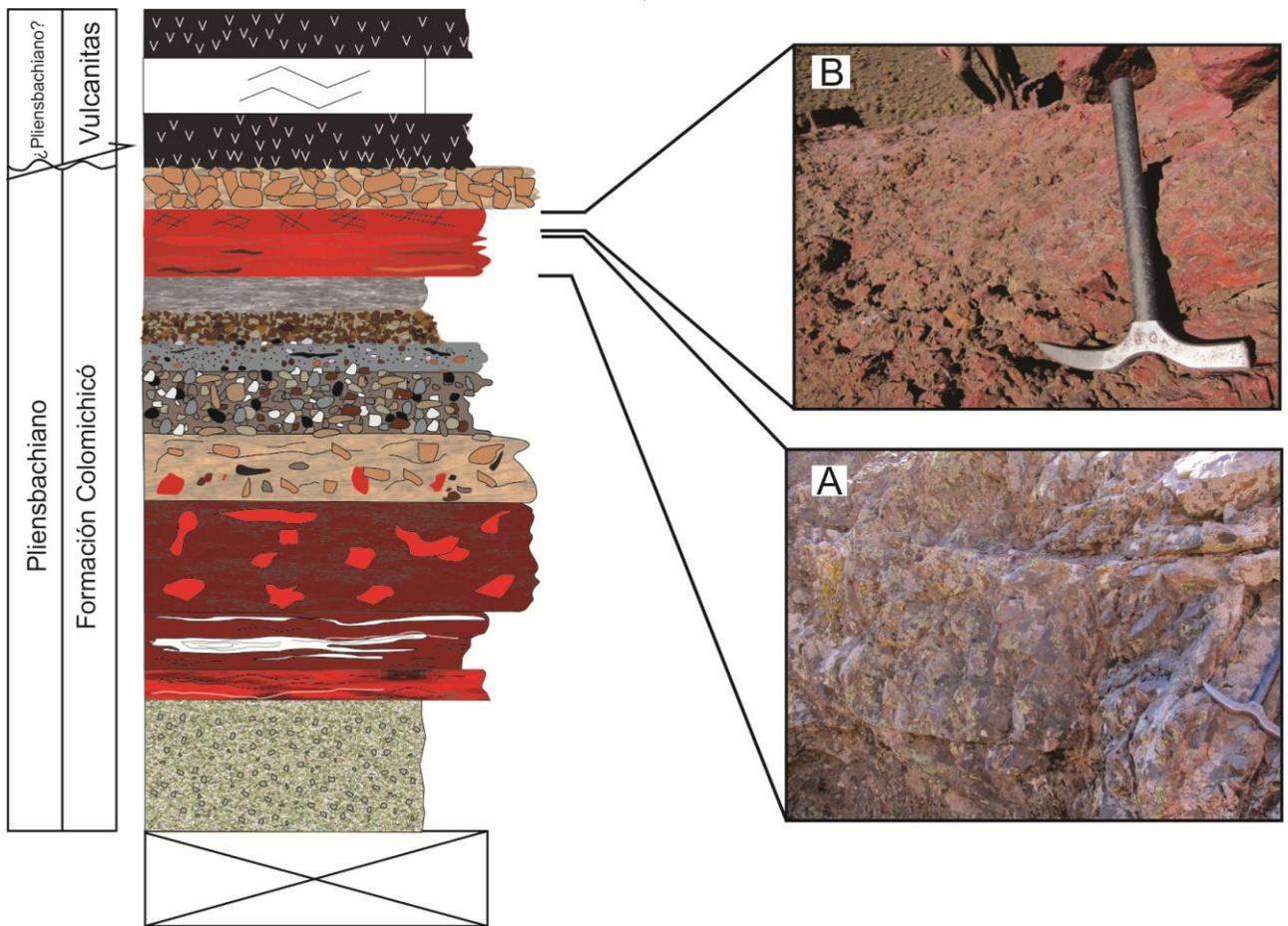


Fig. 11: Banco de jaspilita de base rica en hierro (A). Al tope presenta predominancia de jaspe (muestra CM5) y techo diaclasado (B).

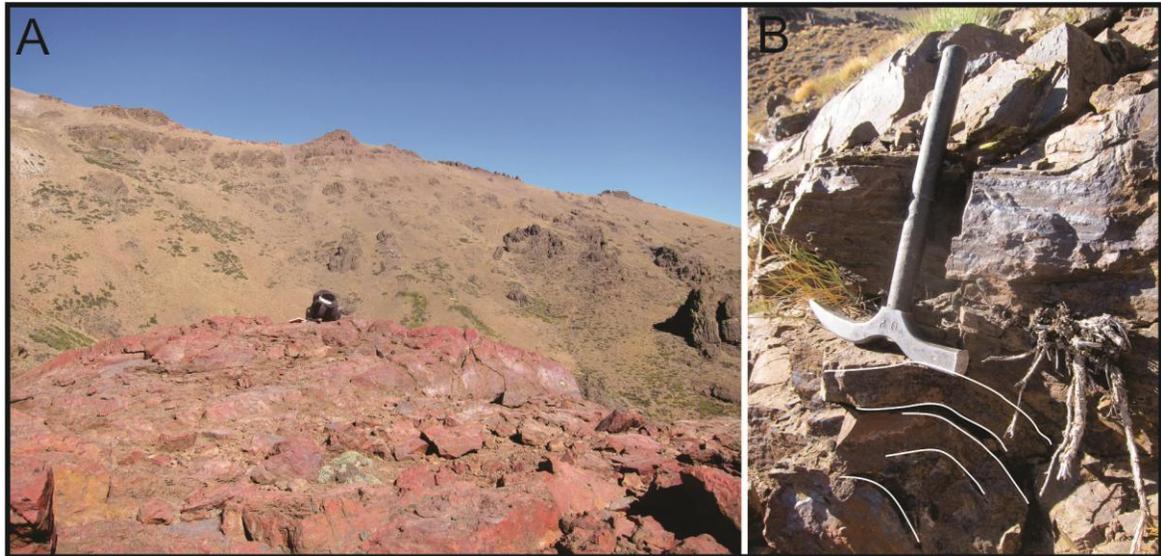


Fig. 12: Nivel de jaspilitas presente en el pliegue volcado al E de la corrida. A) Sección superior de jaspe masivo (vista al S-SE) y B) sección inferior enriquecida en hierro con la presencia de pliegues centimétricos.

En los 1815 m.s.n.m aproximadamente, la presencia de un pliegue volcado de rumbo aproximado N-S con uno de sus flancos erosionado (Fig. 13) repite parte de la secuencia anteriormente descrita. El centro de este pliegue está representado por el paquete de brecha hidrotermal (muestra CM4; Fig. 14A) con clastos monomícticos y enriquecimiento local de jaspe.

El techo de toda la secuencia observada es coronado por espesos bancos de vulcanitas (Figs. 14B) y 15).

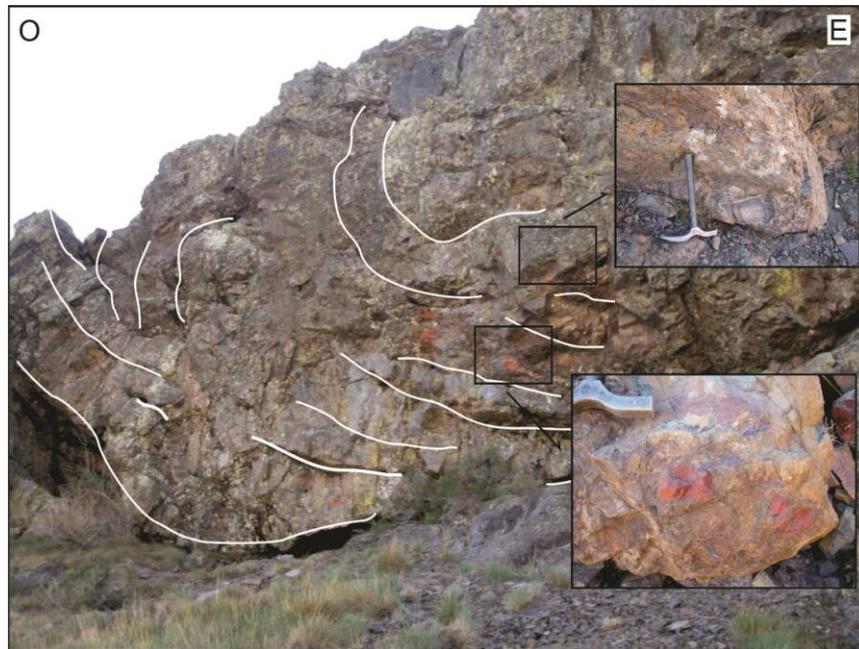


Fig. 13: Pliegue volcado con uno de sus flancos erosionados y detalles de la litología (vista O-E).

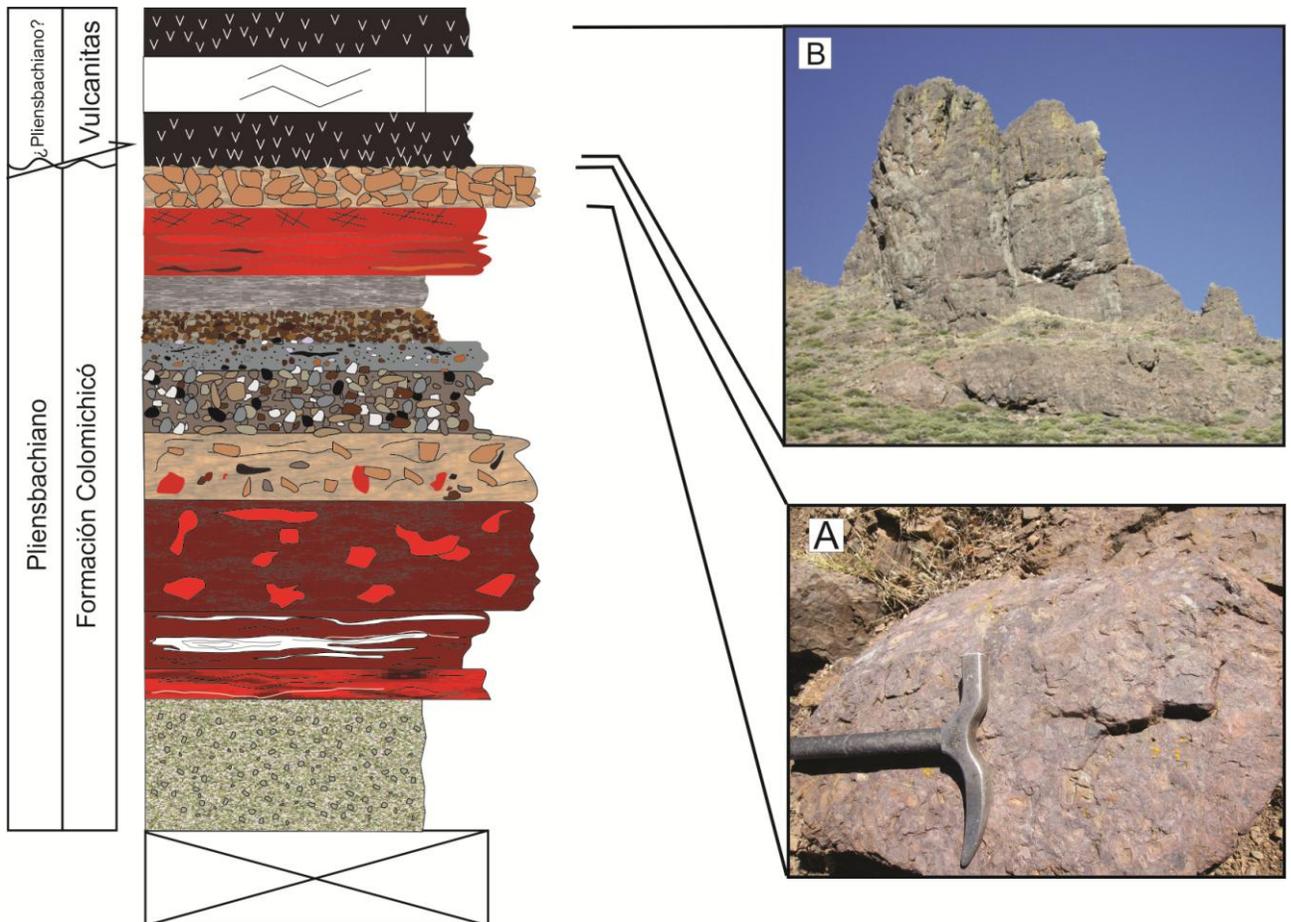


Fig. 14:A) Banco de brecha hidrotermal (muestra CM4) localizado en el núcleo del pliegue. B) Vulcanitas coronando la secuencia.



Fig. 15: Contacto entre las secuencias clásticas deformadas de la Formación Colomichicó y vulcanitas.

IV.1.2. Sección área arroyo Chacay

En este apartado se describen los depósitos observados en inmediaciones del arroyo Chacay y sus tributarios, los que constituyen nuevos afloramientos de jaspilitas, representados en cinco diferentes perfiles estratigráficos (Fig. 16). Los mismos presentan características similares así como contrastantes respecto a los descritos en el arroyo Colomichicó.

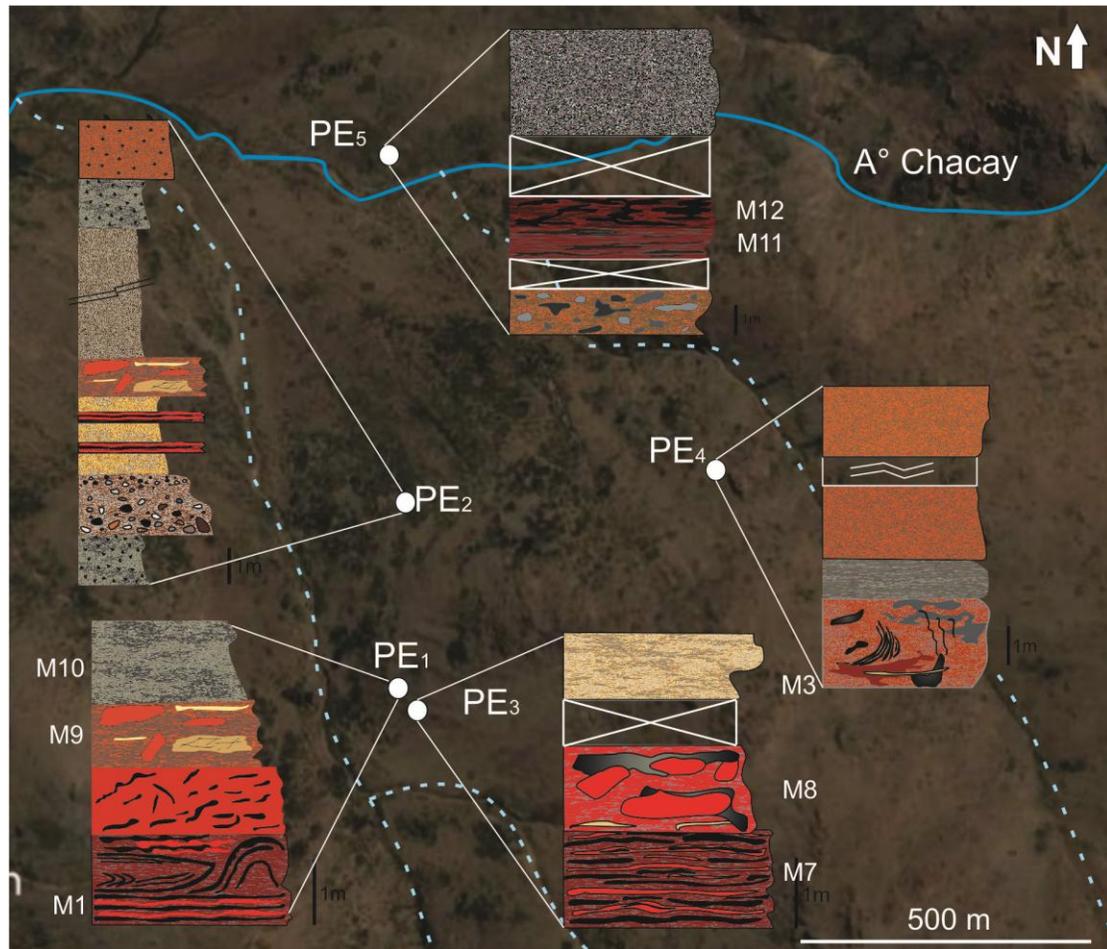


Fig. 16: Perfiles estratigráficos levantados en inmediaciones del arroyo Chacay.

Algunos de los bancos de jaspilitas se encuentran *in situ* y otros tantos en forma de bloques desplazados, ascendidos y descolgados, producto de las intrusiones mesozoicas y cenozoicas.

A medida que se asciende sobre uno de los arroyos tributarios sur del Chacay, se hallan pequeños fragmentos rodados de los depósitos de hierro bandeado (muestra M2; Fig. 17A), algunos de ellos con estructuras sedimentarias (Fig. 17B-C). Estos fragmentos aumentan en tamaño y frecuencia denotando la cercanía de los afloramientos. Se halló, así, el primer afloramiento de jaspilitas, perfil estratigráfico PE₁ (Figs. 16 y 18) cuya base y techo se encuentran cubiertos. Todo el paquete es de unos 3 m de espesor con rumbo N25°E y buzamiento de 40°O. El afloramiento expone tres facies distintas donde los primeros 1,5 m presentan un bandeamiento regular y definido de jaspe y óxidos de hierro que oscila entre 0,5 y 30 cm de espesor (muestra M1; Figs. 19 y 20). En estas

facies se observan estructuras singenéticas como slumps o pliegues sedimentarios (Fig. 20C-D). El metro siguiente está constituido mayormente por jaspe con venillas o vénulas caóticas e irregulares de óxidos de hierro (Fig. 21A) y el último metro de este banco está formado por una facies brechosa con fragmentos angulosos de jaspe de entre 5 y 20 cm y epidoto (muestra M9; Fig. 21B). Los fragmentos aquí presentes están separados entre un 10% en volumen por espacios ocupados por la matriz. Las facies de jaspilitas de este banco se relacionan lateralmente con las facies de las del PE₃, estando los mismos separados por fallas subverticales inferidas (Fig. 22A-B). Sobre la margen izquierda del arroyo Chacay y por encima de los 1885 m.s.n.m se localiza el límite superior de los depósitos de jaspilitas representado por una toba riolítica con fenocristales de cuarzo y plagioclasa inmersos en una matriz silíceo-feldespática, de donde proviene la muestra M10 (Fig. 23).



Fig. 17: Fragmentos sueltos cercanos a los afloramientos hallados. A) Muestra M2. Nótese las estructuras como boudinage y pliegues (B y C).

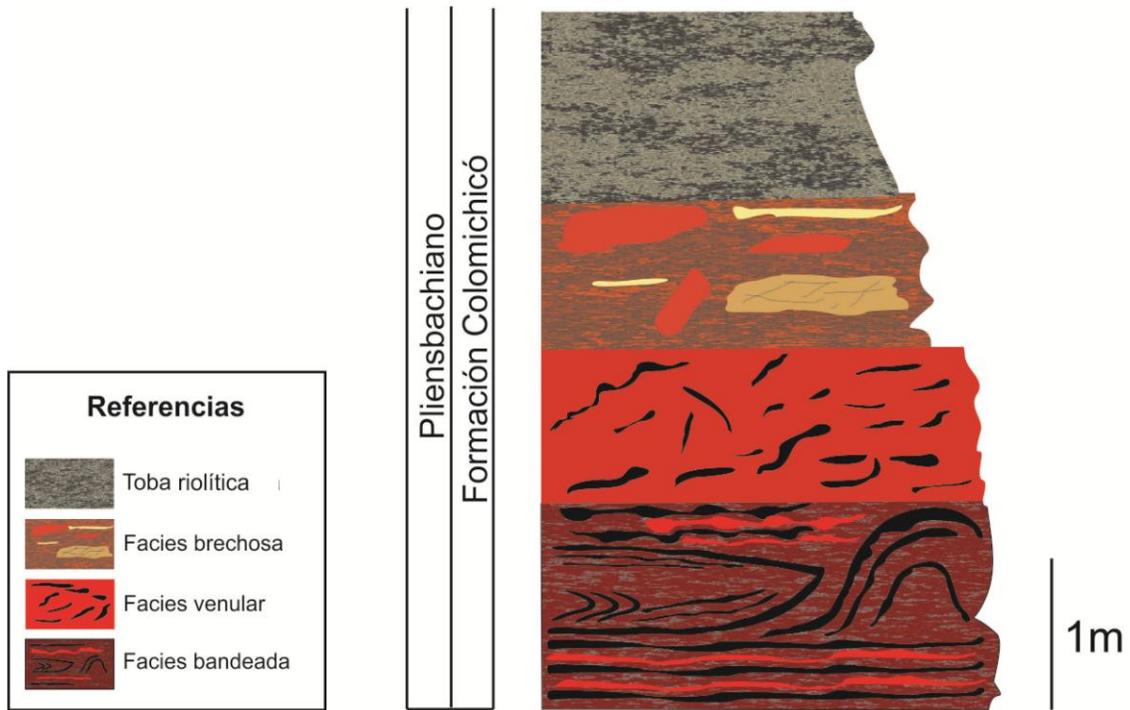


Fig. 18: Perfil estratigráfico tipo, PE₁, con las tres facies de jaspilitas observadas.

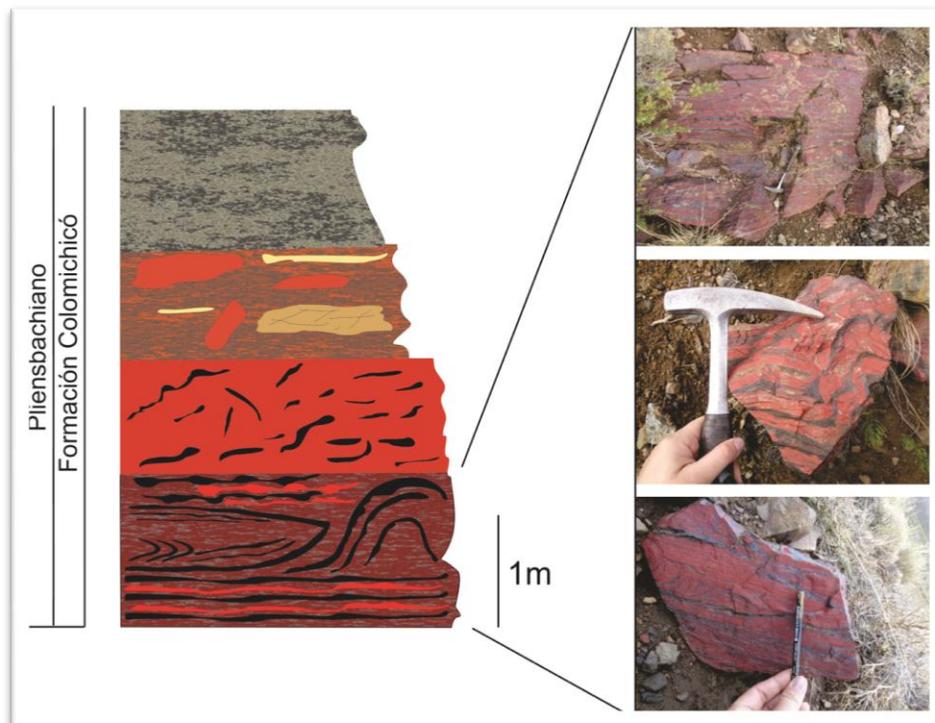


Fig. 19: PE₁. Banco de jaspilitas bandeadas con presencia de estructuras sinsedimentarias como pliegues y slumps sedimentarios (muestra M1).

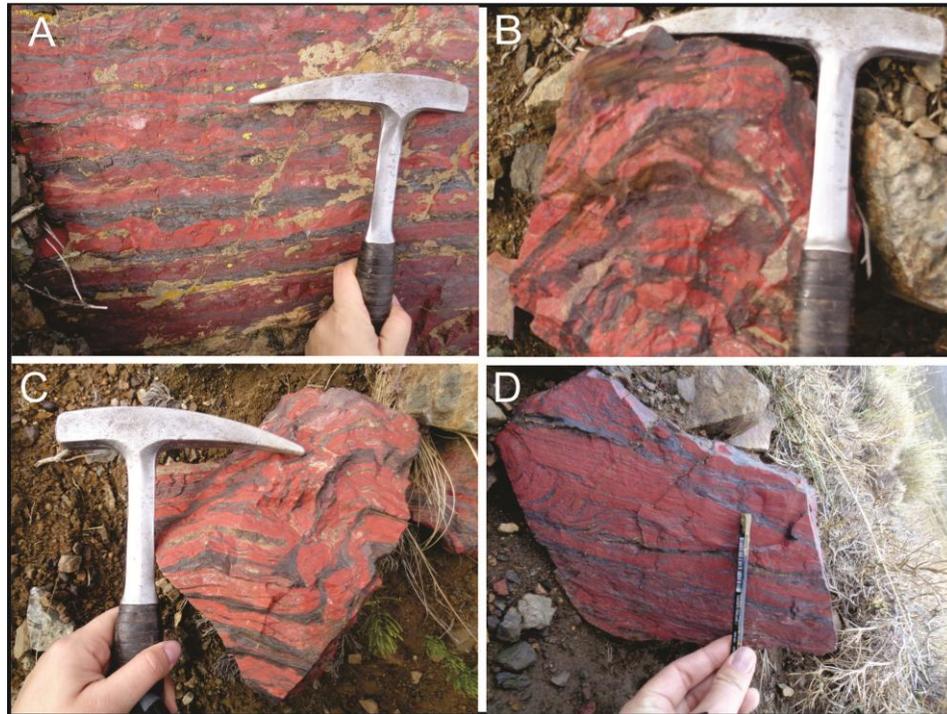


Fig. 20: PE₁. Nivel basal bandeado de las jaspilitas (muestra M1). A) Laminación paralela. B) Plegamiento posterior a la deposición. C-D) Estructuras sinsedimentarias como pliegues y slumps sedimentarios.

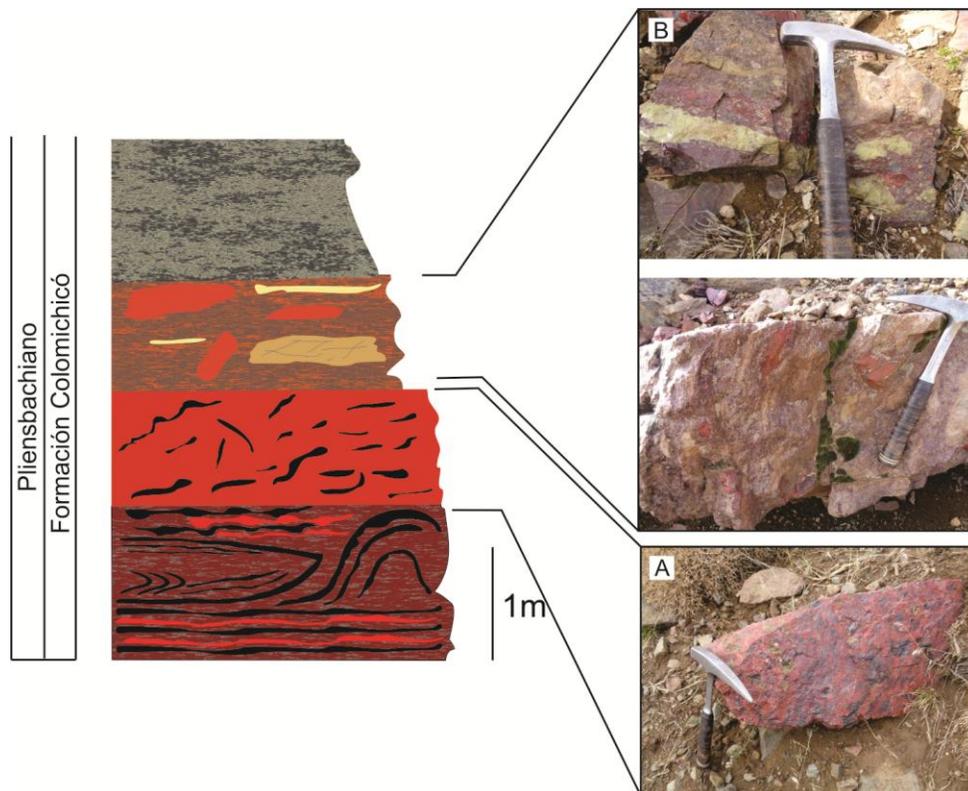


Fig. 21: PE₁. A) Facies de bandeamiento irregular. B) Jaspilita brechosa, facies superior (muestra M9).

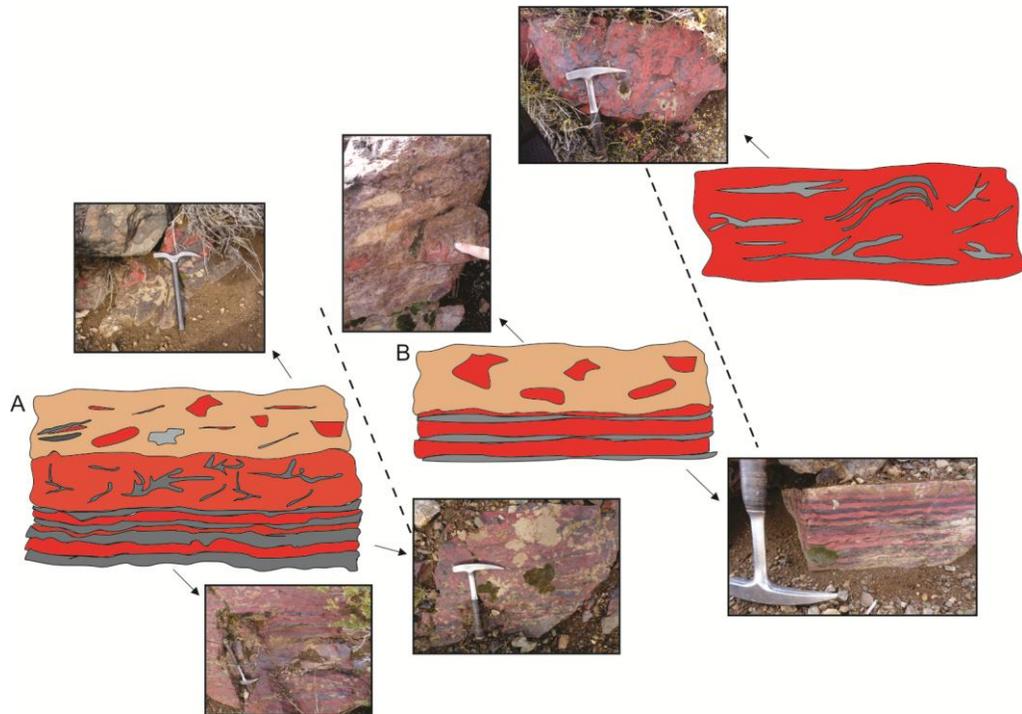


Fig. 22: Esquema e ilustración de los afloramientos de jaspilita hallados y sus facies. A y B muestran las facies de jaspilitas expuestas en los perfiles PE₁ y PE₃ respectivamente.

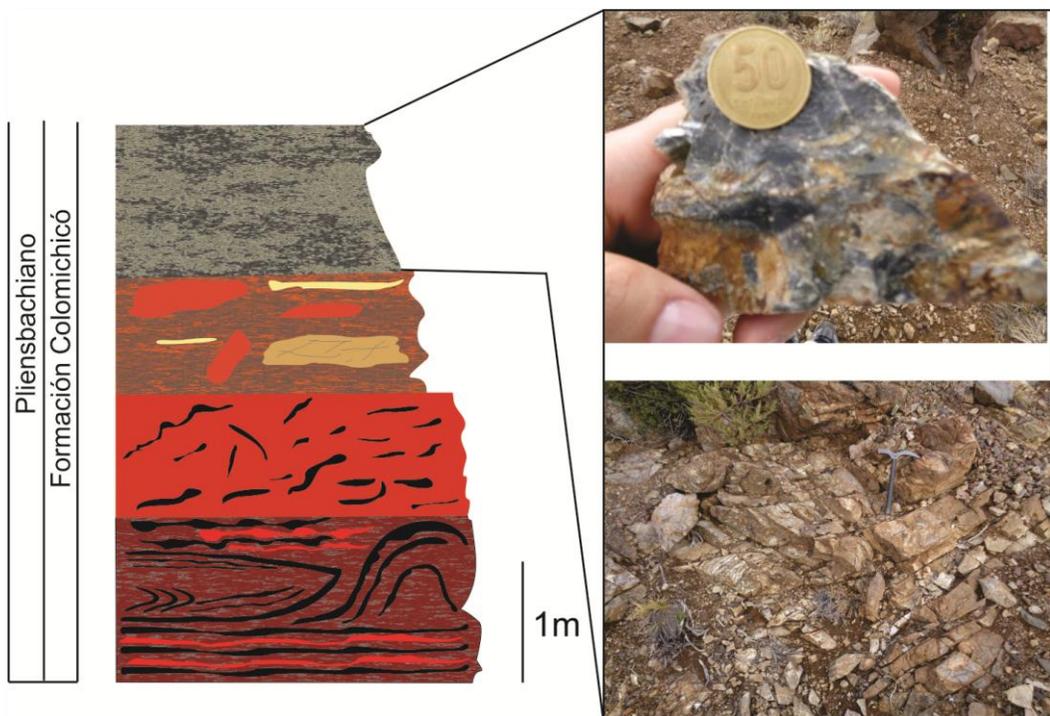


Fig. 23: PE₁ Toba riolitica (muestra M10) ubicada por encima de las jaspilitas.

Unos 300 m aproximadamente hacia el N, el perfil PE₂ (Figs. 16 y 24) está compuesto inicialmente por un banco rocoso de base conglomerádica a vaque (Fig. 25B), con clastos angulosos a subredondeados que gradúa hacia el tope a vaque, con clastos de dimensiones menores. Luego, sucede en la secuencia, un paquete de arenisca media con intercalaciones de delgados bancos de BIF (Fig. 25C) presente en su facies bandeada correspondiente a la sección inferior. Hacia arriba se encuentra la facies brechosa de los depósitos de hierro (Fig. 26A) y luego un espeso paquete de pelitas de aproximadamente 10 m (Fig. 26B). Todo este paquete está limitado en base y techo por las vulcanitas (Fig. 25A) equivalentes a las del perfil PE₁. Corona la secuencia en este sector, el intrusivo de la Granodiorita Varvarco (Fig. 26C).

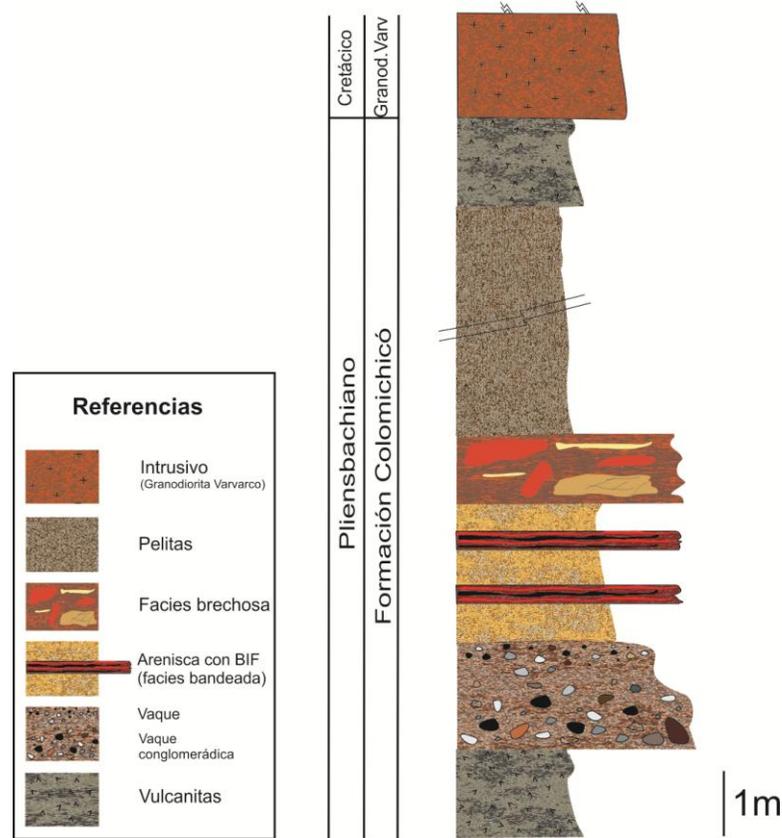


Fig. 24: Perfil estratigráfico PE₂ levantado unos metros al N de PE₁ (ver Fig. 16).

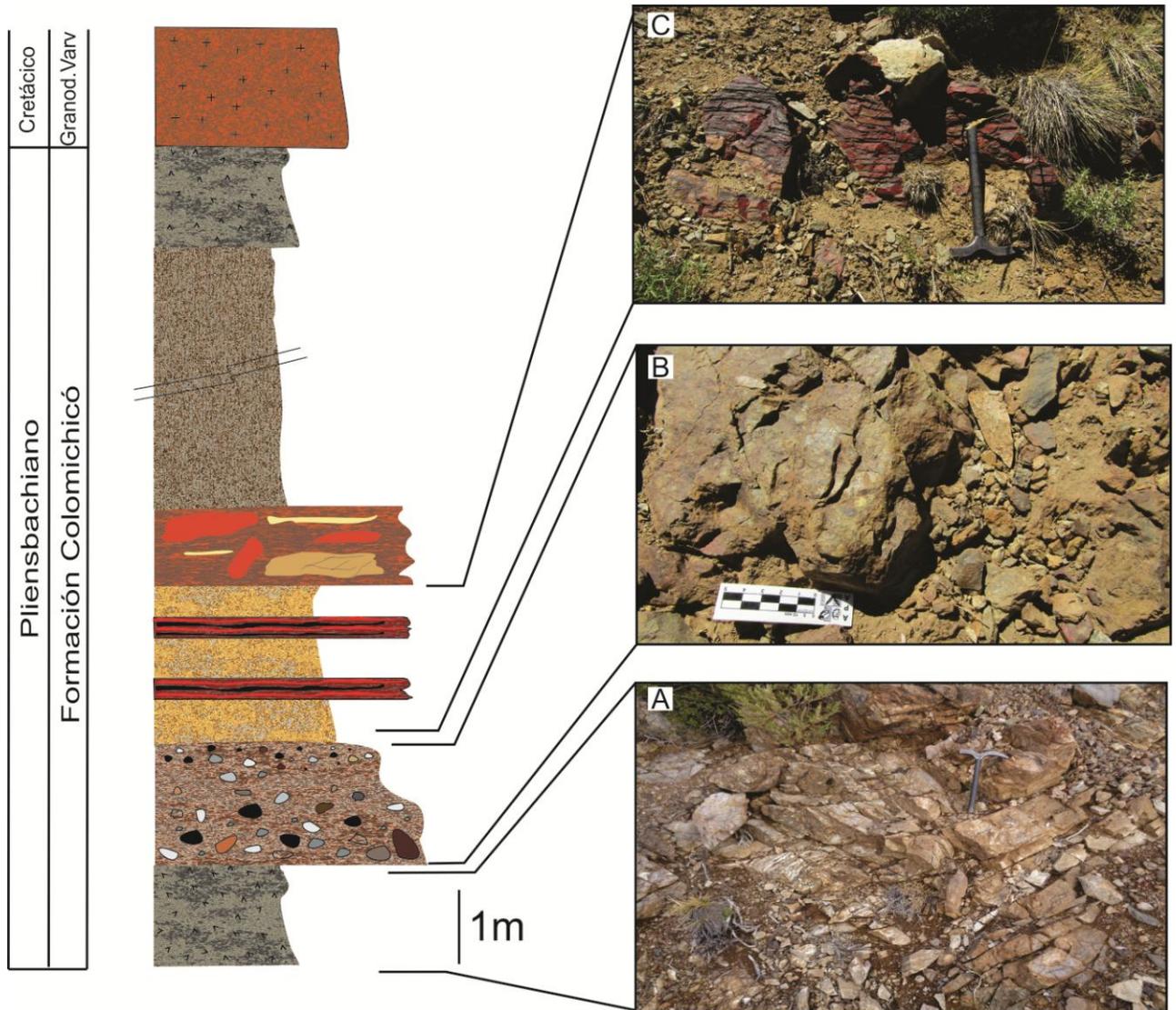


Fig. 25: Cuerpos rocosos expuestos en PE₂ Vulcanitas (A), vaque conglomerádica que pasa a vaque (B) y bancos de jaspilita bandeada interestratificada con areniscas (C).

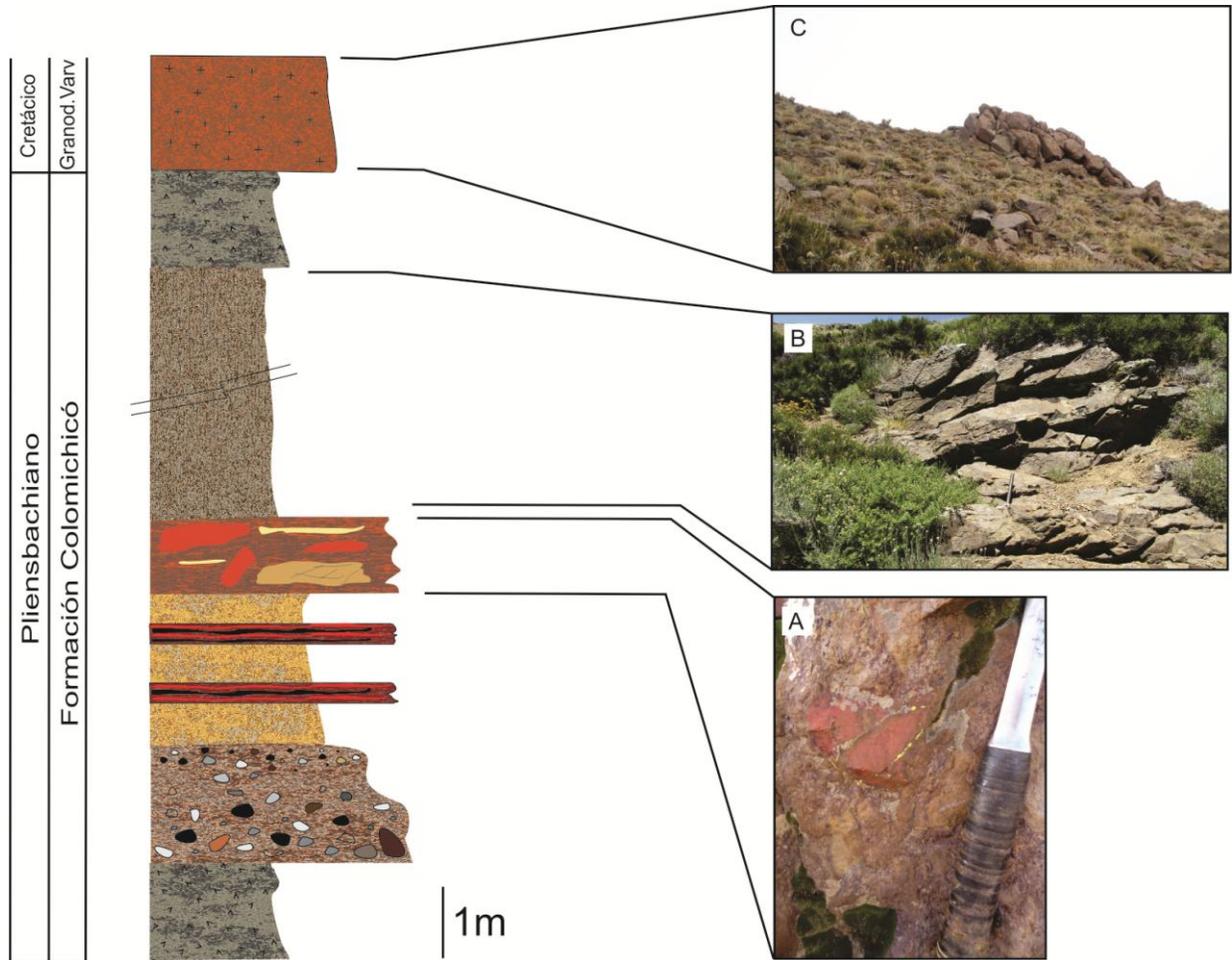


Fig. 26: PE₂. Jaspilitas facies brechosa (A), pelitas (B) y Granodiorita Varvarco en el tope de la secuencia (C).

Cercano a PE₁, de manera escalonada, posiblemente cortados por fallas subverticales (Fig. 22) y diferencia de 100 m de cota respecto al primer cuerpo, se encuentran dos fragmentos pertenecientes a este mismo afloramiento, de rumbo N10°O y otro N54°O y buzamiento 25°NE, representados aquí en el perfil PE₃ (Figs. 16 y 27). Éste expone las facies de jaspilitas bandeada (muestra M7; Fig. 28A) y brechosa (muestra M8; Fig. 28B). Luego de cobertura por suelo y vegetación, se encuentra una toba riolítica leucocrática, color blanquecino a verdoso (muestra M3; Fig. 29-29A), en parte con textura bandeada (Fig. 29B). En cercanías de estos depósitos se encuentran bloques caídos de vaques (Fig. 30A) y fragmentos de riolita gris verdosa con inclusiones elipsoidales de jaspe (muestra M4; Fig. 30B).

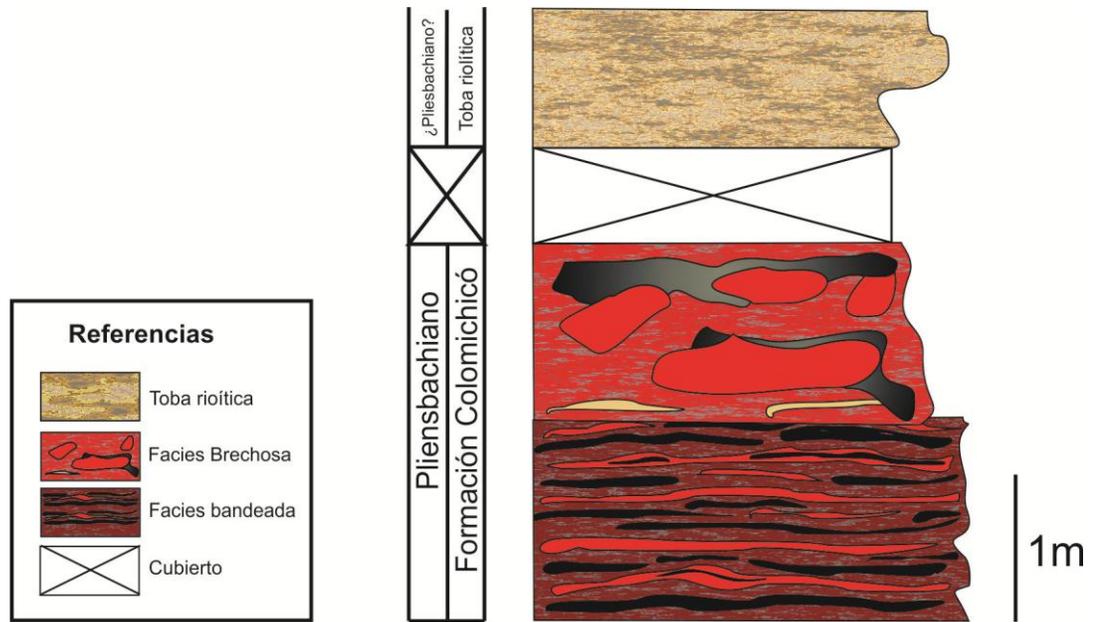


Fig. 27: PE₃ con las facies bandeada y brechosa y toba coronando la sección.

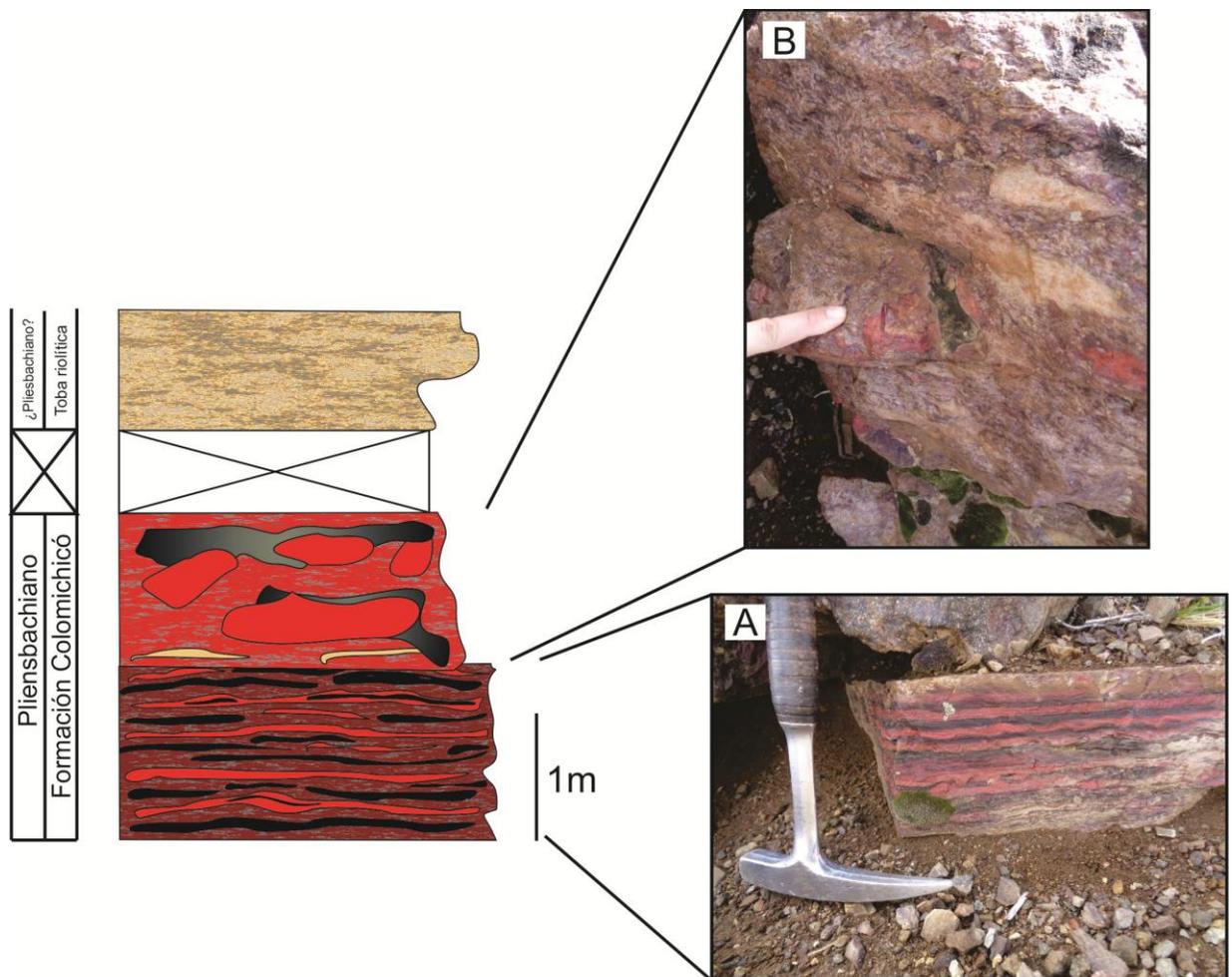


Fig. 28: PE₃. A) Sección inferior, jaspilitas bandeadas (muestra M7) y B) sección superior, jaspilita brechosa (muestra M8).

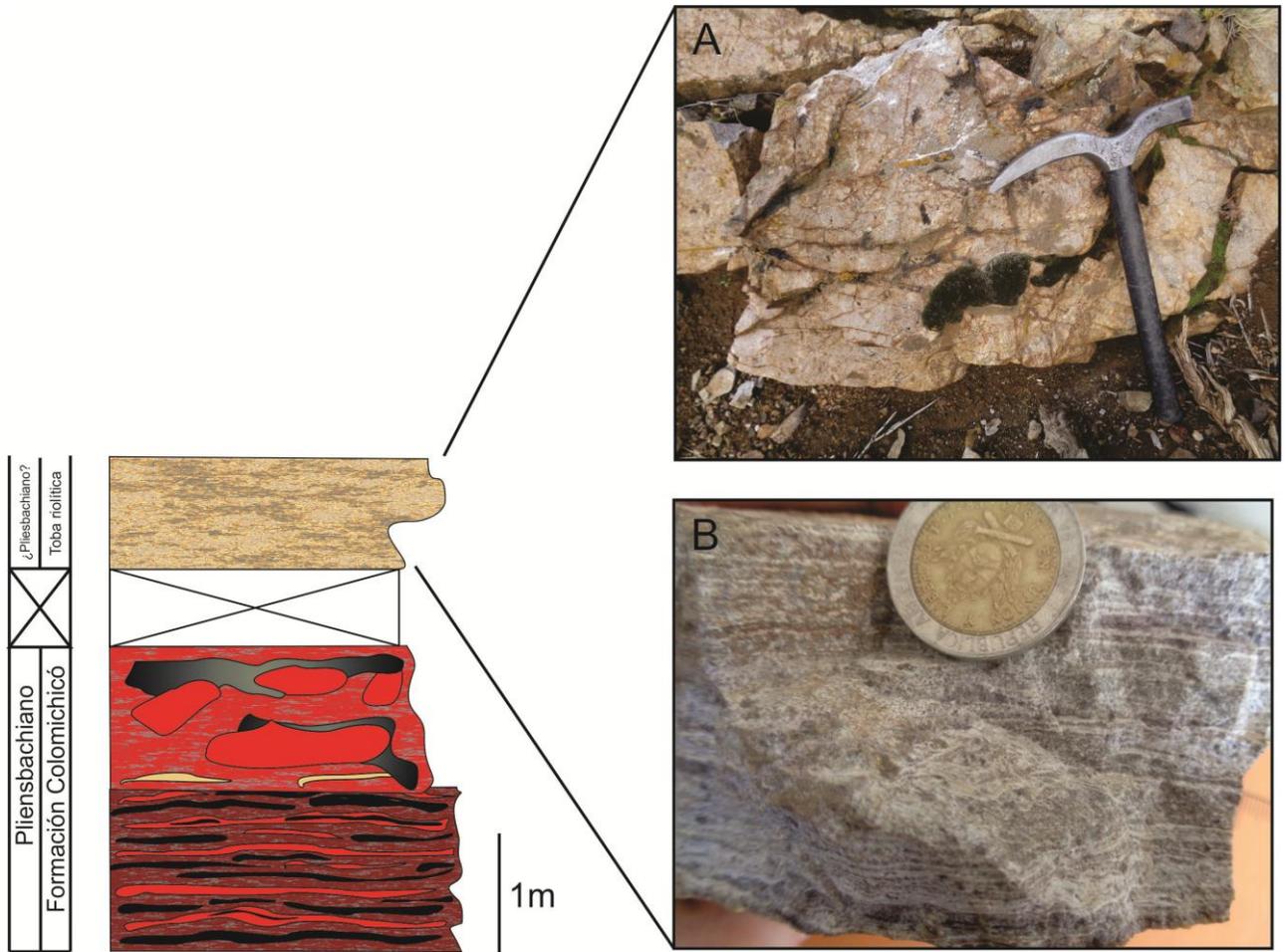


Fig. 29: PE₃. A) Toba riolítica (muestra M3). B). En algunos sectores, el afloramiento presenta un fino bandeamiento.

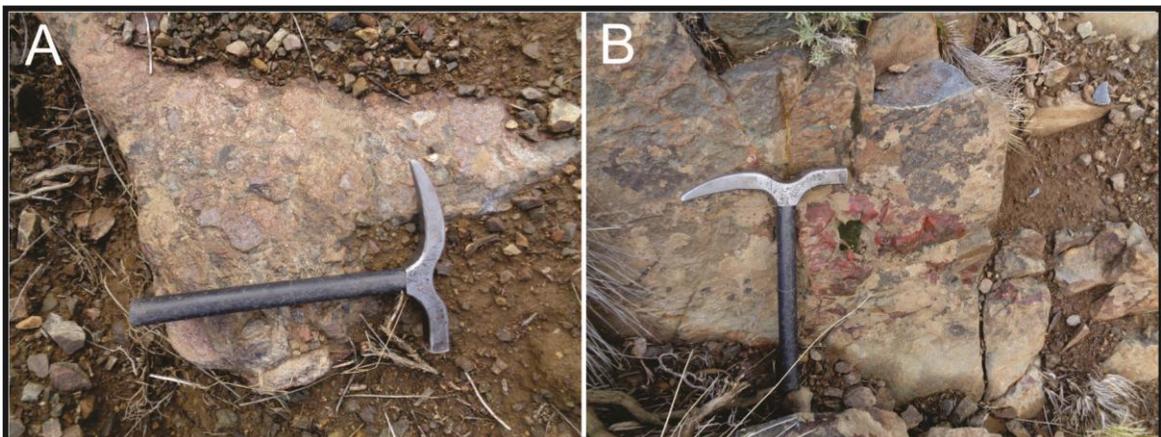


Fig. 30: PE₃. A) Fragmentos de grauvasca cercanos al afloramiento de jaspilita. B) Riolita (muestra M4) con inclusiones elípticas de jaspe.

A los 1885 m.s.n.m se encuentran fragmentos desplazados, ascendidos y colgados, de jaspilitas brechosa a venular (muestra M5; Fig. 31A-B) y una toba lítico-cristalina, cuerpo rocoso

melanocrático muy silicificado (muestra M6; Fig. 31C), producto de la intrusión de la Granodiorita Varvarco (Fig. 31D). Las vulcanitas son porfiritas grises que presentan mayormente fenocristales prismáticos de plagioclasa orientados en la dirección del paleoflujo.

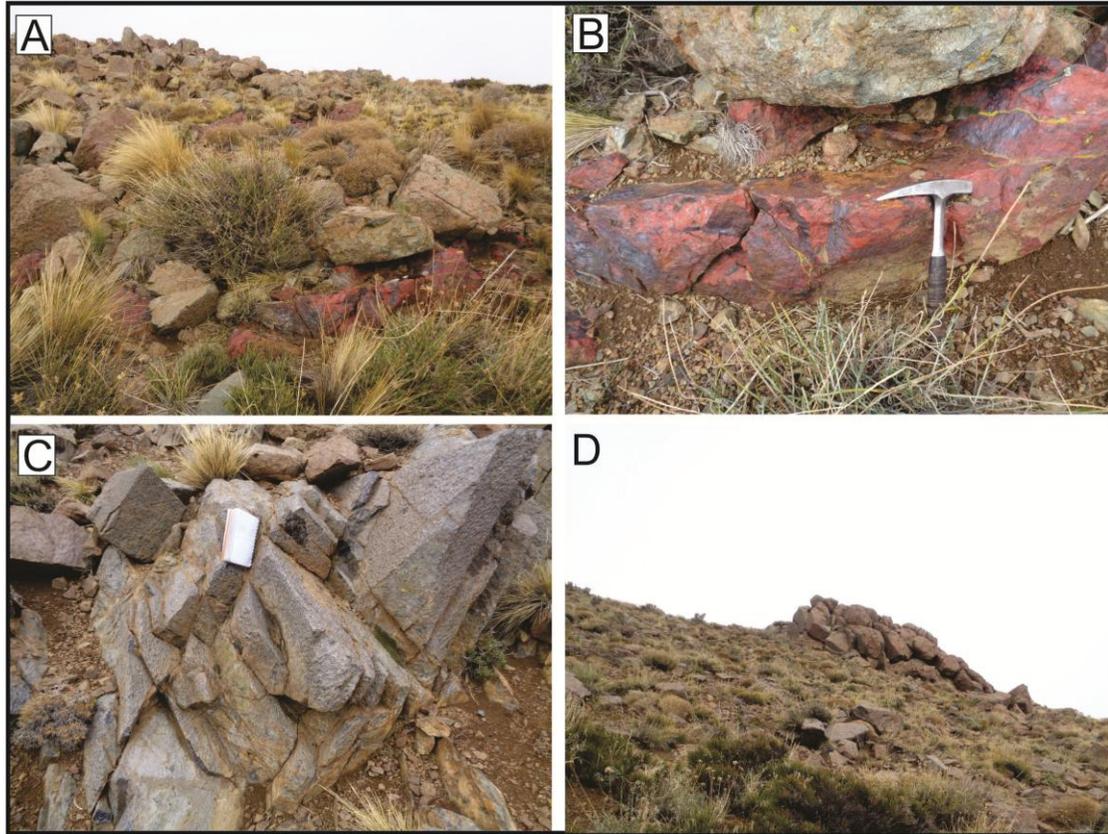


Fig. 31: A-B) Depósitos de jaspilitas brechosa a venular (muestra M5) y C) Toba lítico-cristalina (muestra M6) intruida y desplazada por la Granodiorita Varvarco (D).

Al norte y en cercanías de la naciente del arroyo tributario se encuentra el perfil PE₄ (Figs. 16 y 32) donde la secuencia de jaspilitas (Fig. 33) y vulcanitas de rumbo E-O y buzamiento 40°S (Fig. 34A), es intruida por un cuerpo asignado a la Granodiorita Varvarco (según Zappettini *et al.*, 2012) (Fig. 34B).

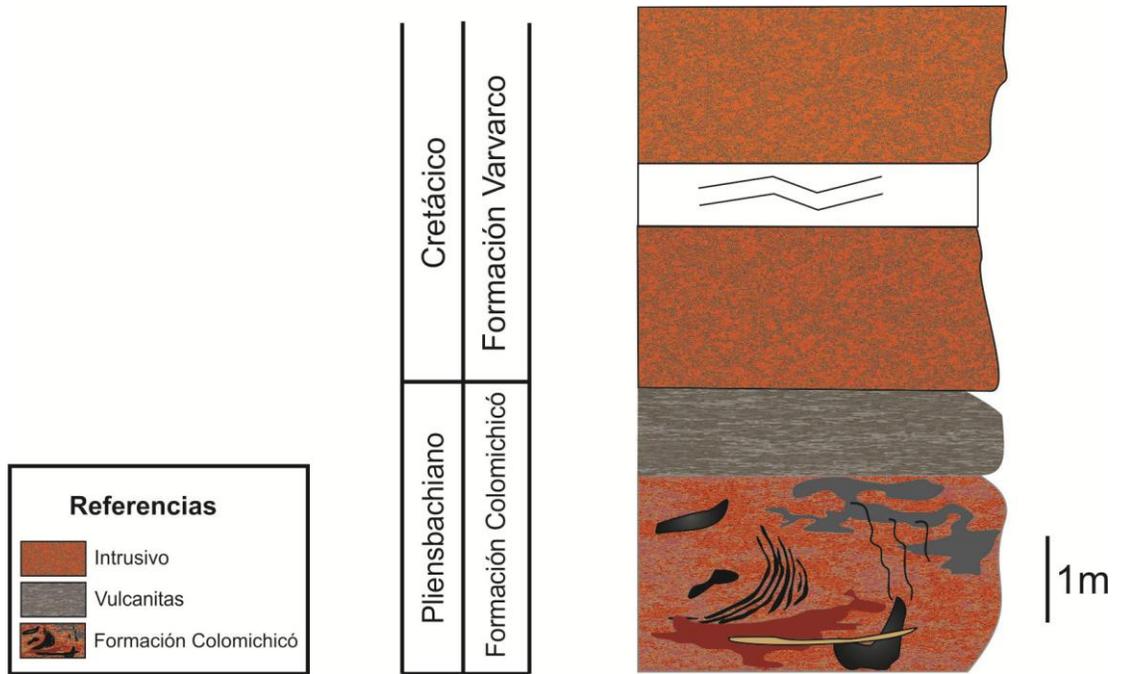


Fig. 32: Perfil tipo PE₄ (ver Fig. 16).

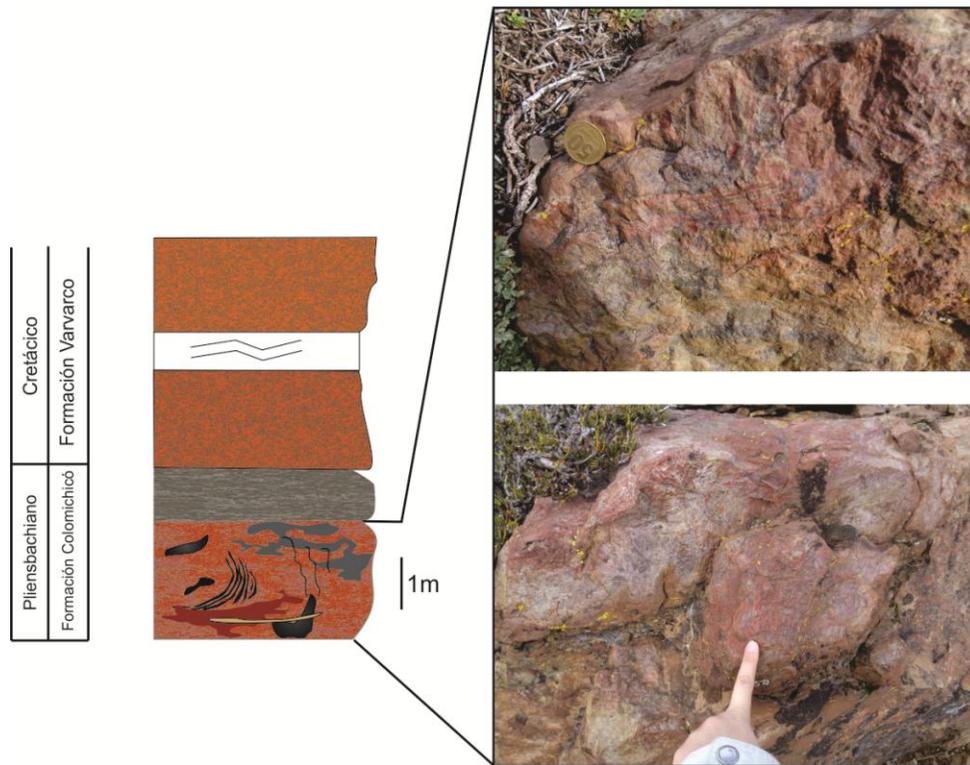


Fig. 33: PE₄. Jaspilitas de la parte superior de la Formación Colomichicó.

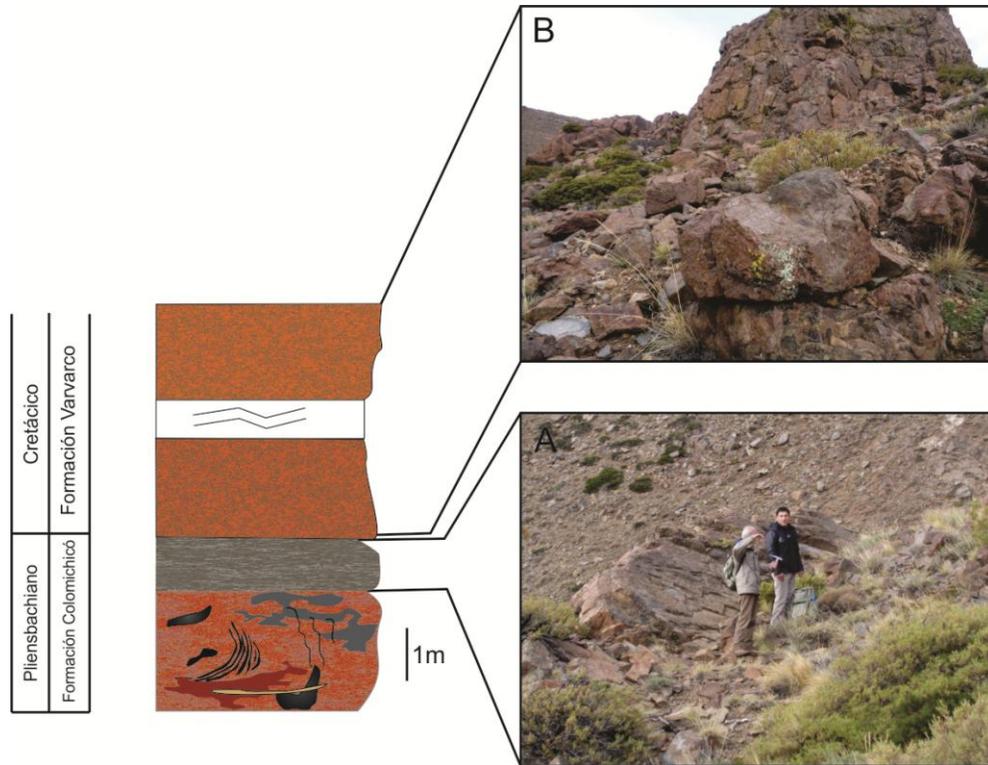


Fig. 34: PE₄. A) Vulcanitas. B) Intrusivo asignado a la Granodiorita Varvarco afectando las jaspilitas (Fig. 33) y vulcanitas.

Sobre la margen derecha del arroyo Chacay se halla un nuevo afloramiento, perfil PE₅, (Fig. 16 y 35) de mayor dimensión al descrito anteriormente, de 20 m de extensión lateral con rumbo N70°O y buzamiento 25°NE. En este afloramiento están expuestas las grauvacas (Fig. 36A), que lateralmente representan el conglomerado a vaque de la Fig. 25, la sección inferior (bandeada-muestra M11) (Fig. 36B) y media (bandeada a venular-muestra M12) (Fig. 37), y sólo algunos fragmentos sueltos y dispersos de la facies brechosa. Diez metros por encima de este afloramiento se encuentra una riolita (muestra M13; Fig. 38) gris oscura y textura porfírica con fenocristales tabulares de plagioclasa de hasta 3 mm inmersos en una pasta afanítica silicificada. Algunos de los afloramientos se encuentran rotados debido a que las facies se observaron invertidas y otros tantos se encuentran en los bordes de intrusiones volcánicas cenozoicas.

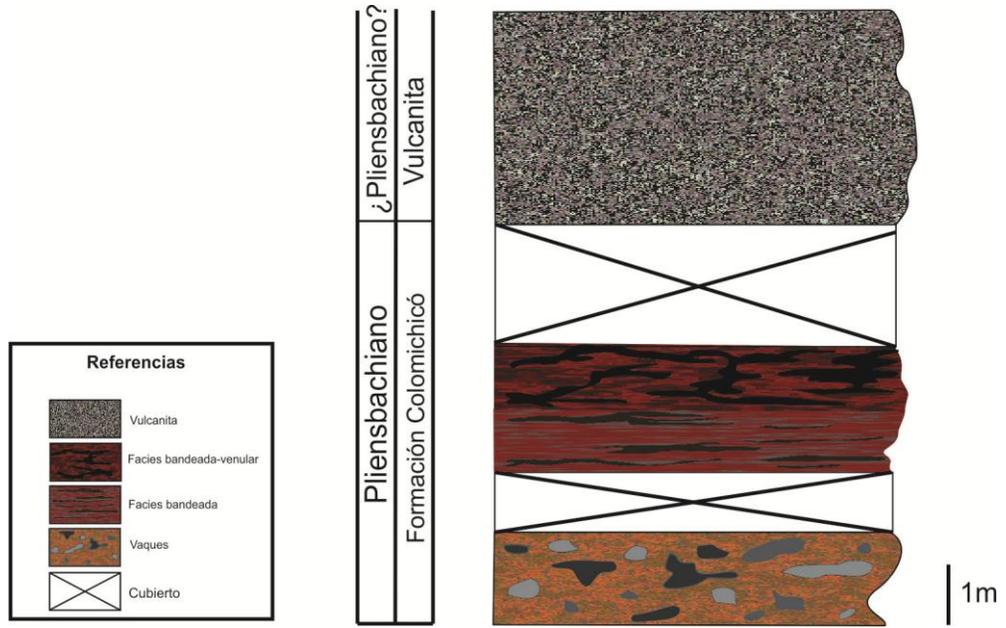


Fig. 35: Perfil PE₅, margen derecha del arroyo Chacay (ver Fig. 16).

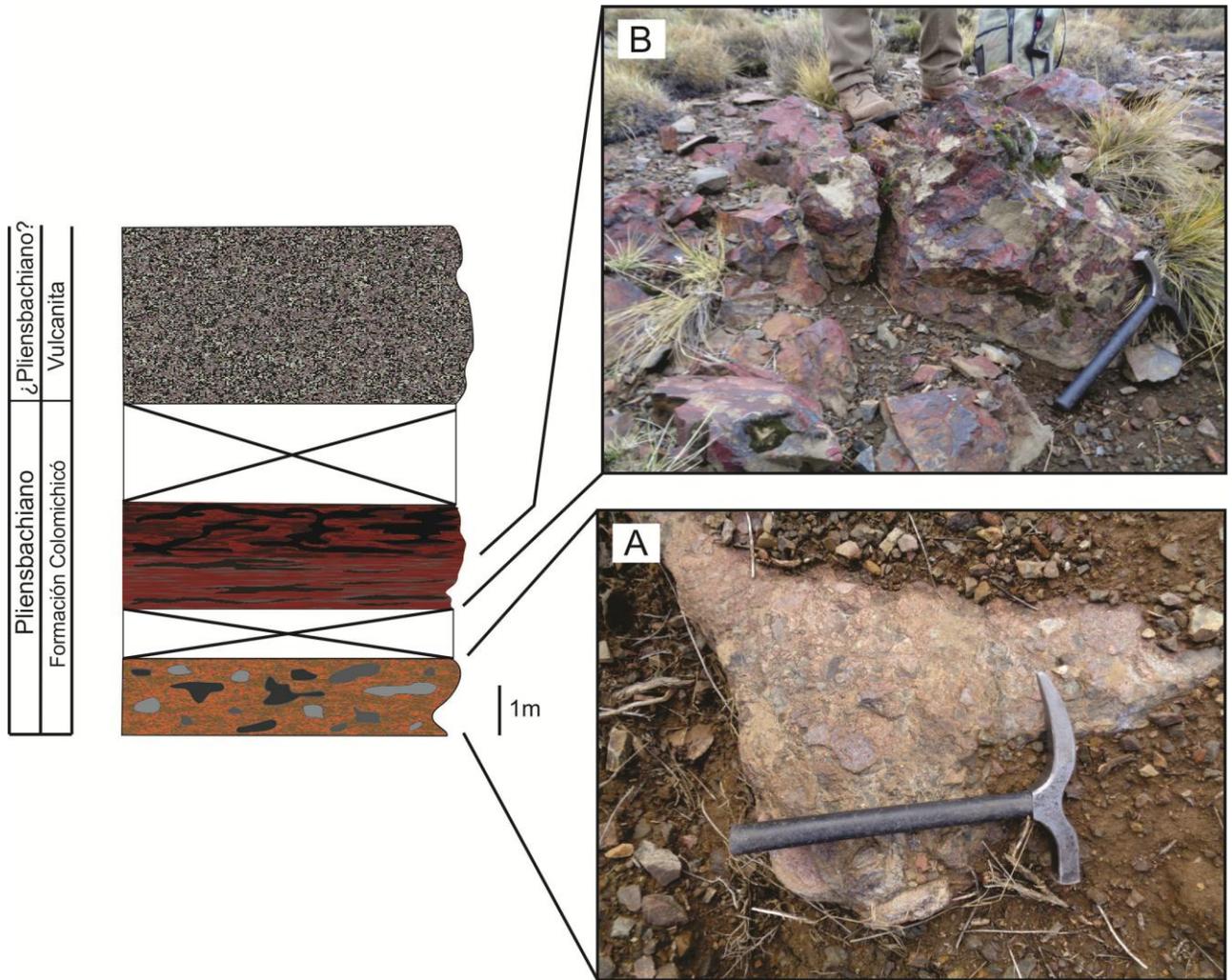


Fig. 36: PE₅. (A) Sección basal, grauvaca. (B) Jaspilitas bandeadas (muestra M11).

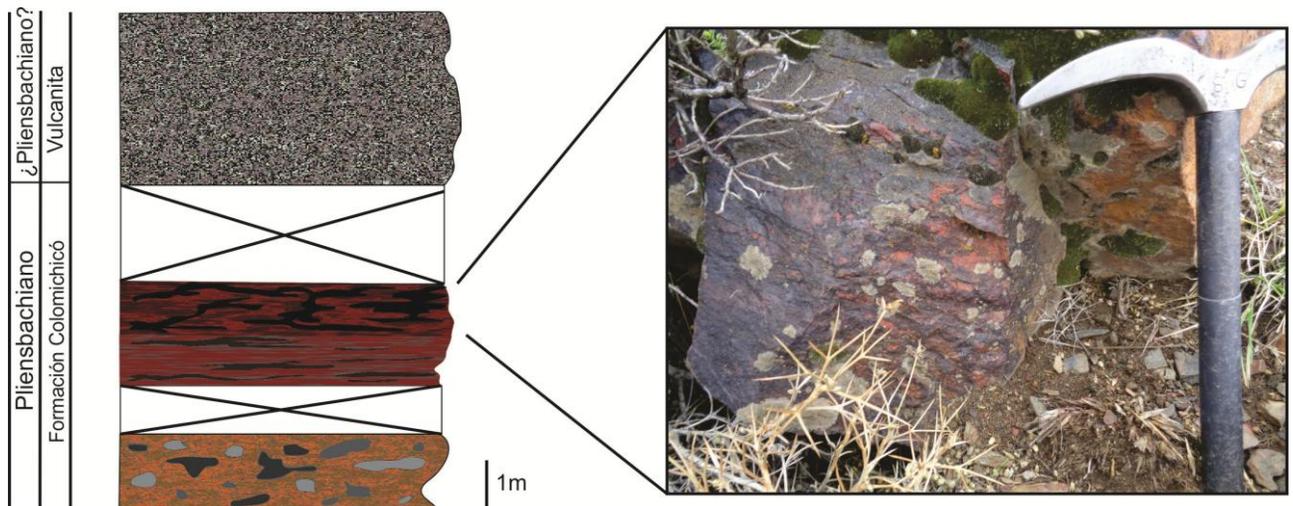


Fig. 37: PE₅. Sección con jaspilita bandeada a venular (muestra M12).



Fig. 38: Vulcanita (riolita) que suprayace a los depósitos de jaspilitas (proveniencia de muestra M13).

IV.2. Estructura

En imágenes aéreas y satelitales (Fig. 1) y en el mapa geológico realizado en base a trabajos previos en el área (Fig. 2) se observan fallas de orientación N-NO y otras tantas de orientación N-S.

Las estructuras mayores como la Falla y el Anticlinal Cordillera del Viento (según Giacosa *et al.*, 2014), evidencian un control mayor en el área observado, entre otros, en la dirección de los arroyos Colomichicó y Butalón Norte que en sus nacientes es N-S siguiendo probablemente antiguas líneas de debilidad. Estos arroyos tienen un marcado giro E-O en su recorrido aguas abajo, evidenciando los importantes lineamientos observados en esta dirección, en forma subordinada pero de importancia local de acuerdo a Zanettini (2001).

En el arroyo Colomichicó, las secuencias observadas presentan evidencia de los esfuerzos compresivos que afectaron la región y que dan como resultado amplios pliegues de buzamiento menor a 10° , sectores con una marcada deformación y otros que no evidencian esfuerzos tectónicos. Gran parte de los depósitos presentan un alto grado de tectonización reflejado en el desarrollo generalizado de pliegues centimétricos a decimétricos (Fig. 39). En la ladera norte de este arroyo, un pliegue volcado de orientación N-S con uno de sus flancos erosionado repite la secuencia de jaspilitas-brecha-vaque (Fig. 40A-B). Al este de este pliegue se observa un pliegue chevrón (Fig.

41). En este sector, se apoyan sobre la Formación Colomichicó, a través de un contacto tectónico, vulcanitas en las cuales no se observa deformación. La margen sur exhibe bancos plegados y deformados (Fig. 42).



Fig. 39: Pliegues centimétricos en rocas ferruginosas de la sección del arroyo Colomichicó.



Fig. 40A: Pliegue de orientación N-S volcado y erosionado en la ladera N del arroyo Colomichicó.

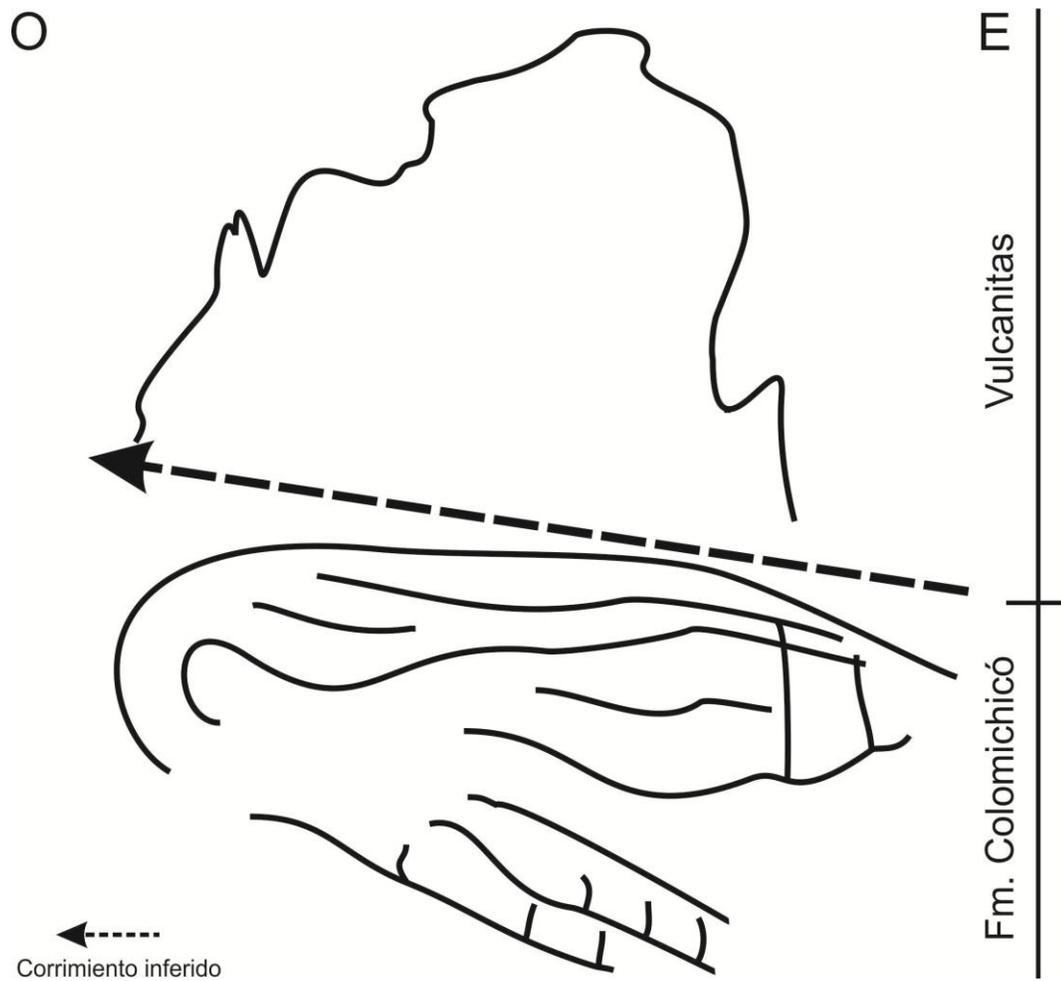


Fig. 40B: Interpretación imagen 40A. Pliegue volcado en contacto con vulcanitas, a través de un corrimiento inferido.

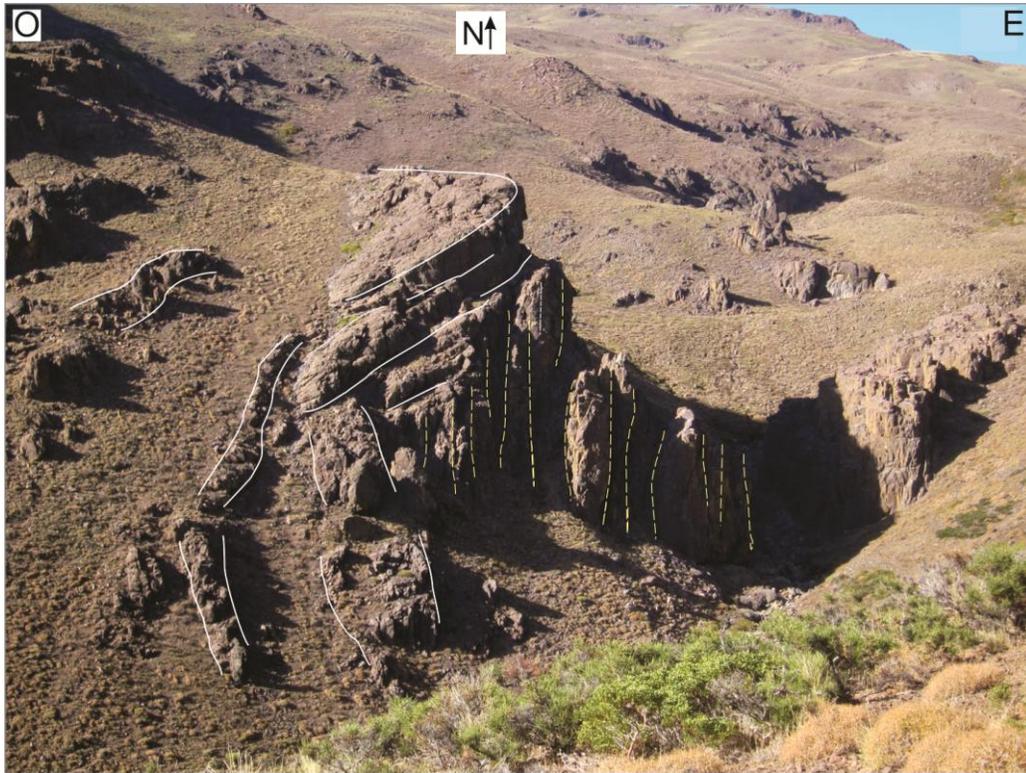


Fig. 41: Pliegue chevrón situado al E-SE de la imagen anterior, arroyo Colomichicó.



Fig. 42: Ladera S del arroyo Colomichicó. Bancos plegados.

Los jaspilitas aflorantes en el arroyo Chacay no exhiben deformación. Aquí, los depósitos son mucho menos espesos y generalmente se presentan desplazados debido a la presencia de intrusivos tentativamente asignados a la Granodiorita Varvarco (Fig. 43A-B). Algunos bancos de jaspilita presentan una disposición escalonada debido a la presencia de pequeñas fallas subverticales. La deformación en este sector es menos evidente por la escasa dimensión de los afloramientos, sin embargo en las vulcanitas superpuestas a las jaspilitas se observan pliegues de orientación aproximada N-S y vergencia O, al igual que en el arroyo Colomichicó. Este sector se caracteriza principalmente por la presencia de intrusiones (Fig. 44A) que dejan fragmentos de las jaspilitas y vulcanitas con rumbos y buzamientos aparentes (Fig. 44B).

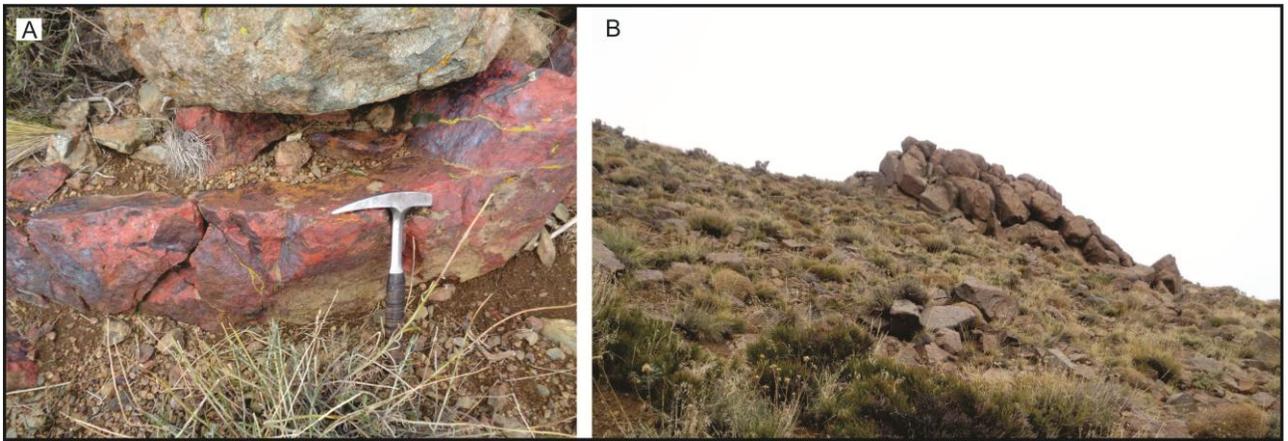


Fig. 43: Contacto banco de jaspilita (A) con intrusivo de la Granodiorita Varvarco (B).

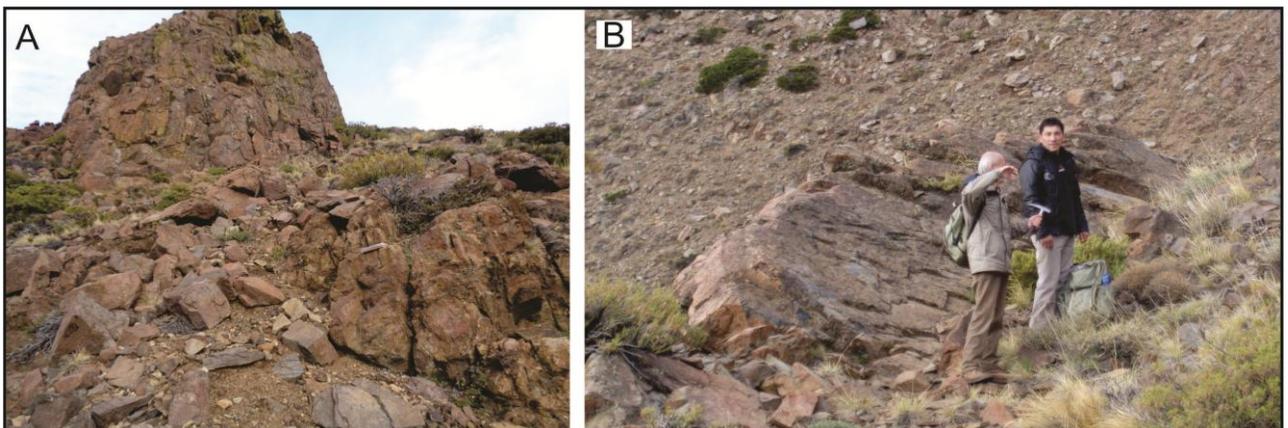


Fig. 44: Granodiorita Varvarco (A) intruye a depósitos de la Formación Colomichicó, dejando bancos con rumbos y buzamientos aparentes (B).

CAPÍTULO V

PETROGRAFÍA

V.1. Descripciones petrográficas

V.1.1. Sección arroyo Colomichicó

A continuación se detallan las descripciones petrográficas de 5 muestras recolectadas en el arroyo Colomichicó.

CM1: Vaque gris verdosa (grauvaca) (Cap. IV, Fig. 5)

Vaque gris verdosa (grauvaca) de fábrica clástica (Fig. 45A), pobremente seleccionada, de clastos subangulosos a muy angulosos, polimítica. Está compuesta por fragmentos líticos leucocráticos, algunos de los cuales presentan microcristales de minerales opacos (Fig. 45B) de forma cúbica, en ocasiones oxidados; otros fragmentos líticos presentan relictos de esferulitas; clastos de cuarzo que se encuentran fracturados, probablemente por efecto del cemento poiquilotópico; clastos de calcita, en su mayoría subhedrales, con líneas de exfoliación bien definidas, maclas polisintéticas (Fig.45C); es frecuente observar clastos de plagioclasa con textura mirmequítica (Fig. 45D). La matriz detrítica está compuesta principalmente de clorita; el cemento es poiquilotópico de calcita, silíceo y pelicular ferruginoso. Alteración sericítica abundante.

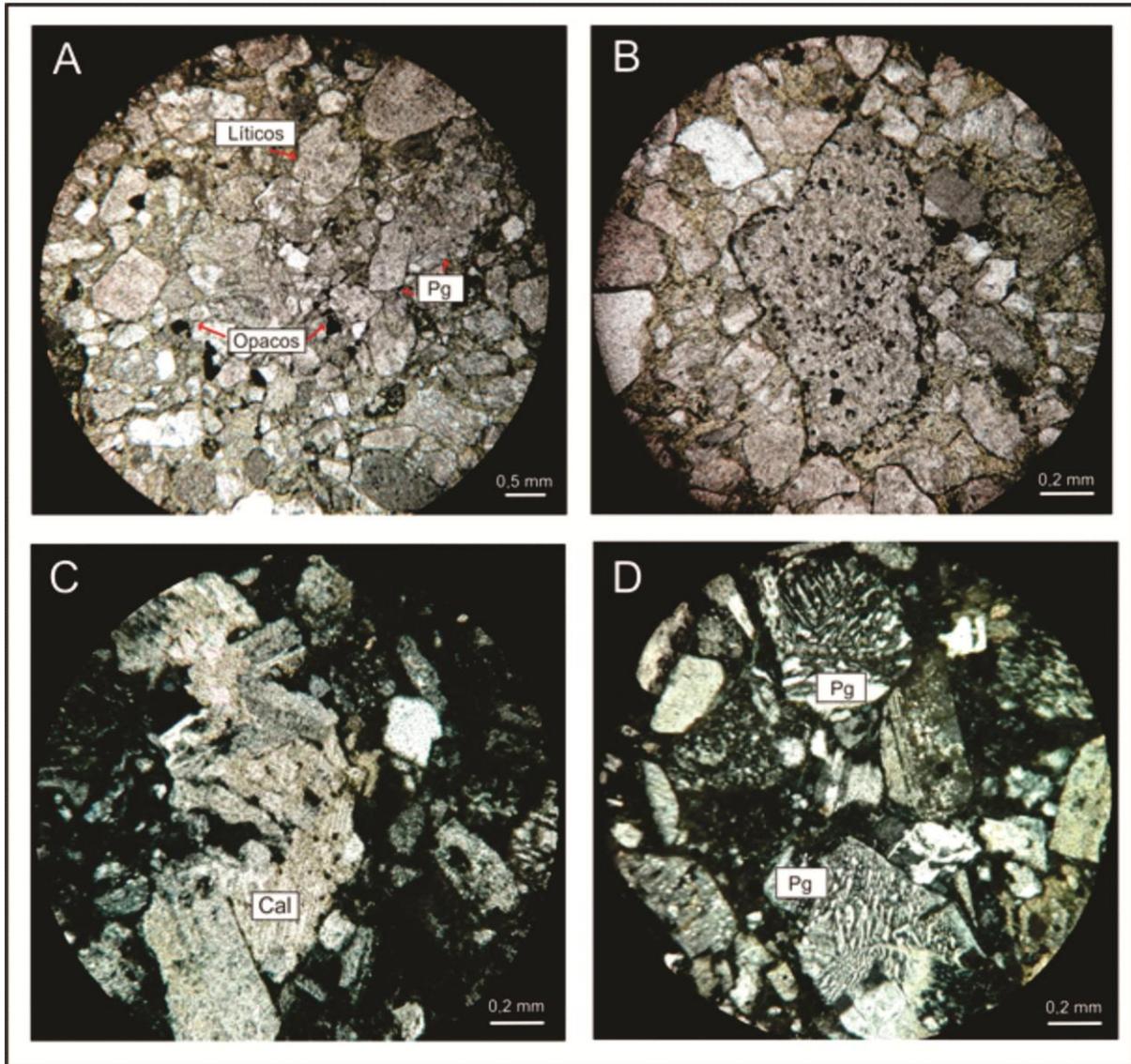


Fig.45: Vaque gris verdosa (graucava). Microfotografías (petrografía; A-B nicoles paralelos; C-D nicoles cruzados): A) Fábrica clástica y algunos de los minerales constituyentes. B) En el centro, clasto lítico de alto relieve con cristales de opacos en su interior y cemento pelicular ferruginoso rodeándolo. C) Clastos subhedrales de calcita (Cal) y cemento poiquilotópico de calcita con maclas polisintéticas. D) Clastos de plagioclasa (Pg) con textura mirmequítica.

CM2: Jaspilita (Cap. IV, Figs. 5 y 6A)

Jaspilita de textura bandeada y coloración predominantemente rojiza compuesta por bandas de hematita pulverulenta que conforma el jaspe y cristales de cuarzo (Fig. 46A). La muestra está atravesada por venillas de cuarzo recrystalizado (Fig. 46B).

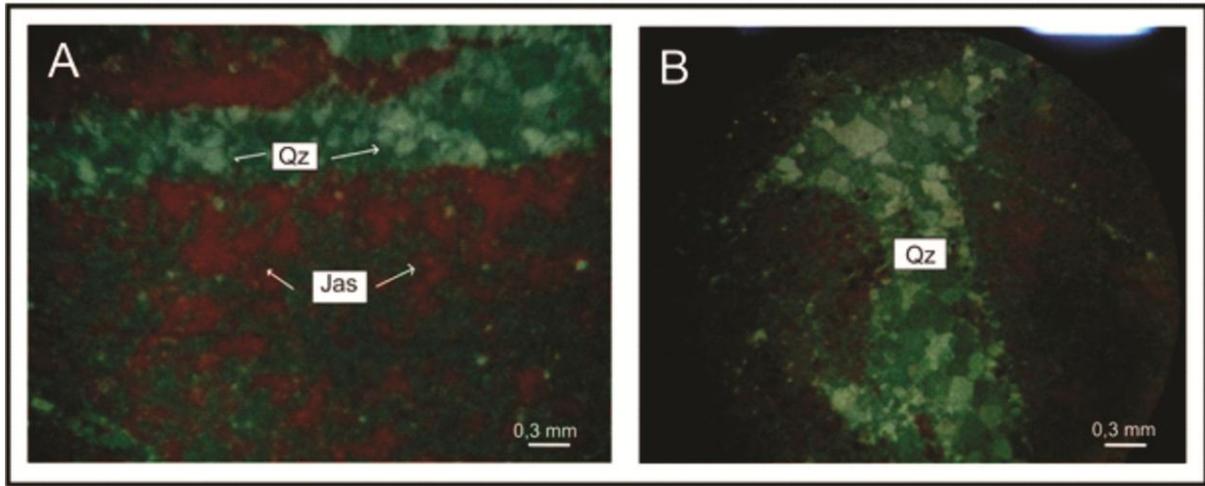


Fig. 46: Jaspilita. Microfotografías (petrografía; nicols cruzados): A) Cristales de cuarzo (Qz) y jaspe (Jas). B) Venilla de cuarzo (Qz).

CM3: Jaspilita bandeada (Cap. IV, Figs. 5 y 6B)

Jaspilita bandeada compuesta por bandas de óxidos de hierro y jaspe (Figs. 47A y 48B). Algunas bandas contienen esferulitas mayormente compuestas por un núcleo de magnetita rodeado por sílice microcristalina y óxidos como hematita, goethita y limonita (Fig. 47B). Menos comunes son las esferulitas compuestas por un núcleo de cuarzo (Fig. 47A) y halo de jaspe (Fig. 48C). Presenta microvenillas de hematita (Fig. 48B). Cristales de martita reemplazando en forma centrípeta a la magnetita (Fig. 48A). Bandas de hematita presentan alteración supergénica (oxidación).

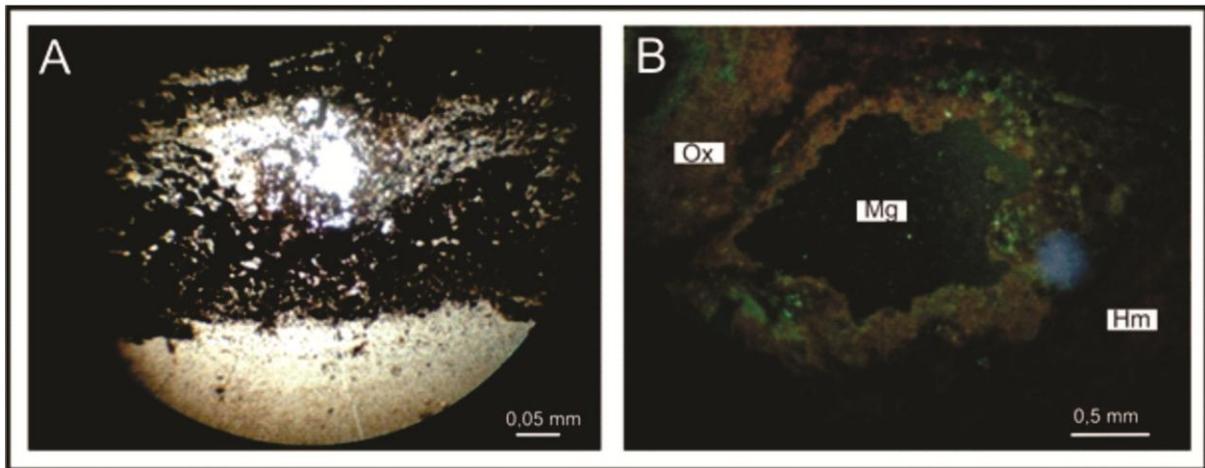


Fig. 47: Microfotografías (petrografía; nicols paralelos): A) Esferulita con núcleo de cuarzo rodeado por óxidos. B) Esferulita de magnetita (Mg) rodeada de óxidos (Ox) y hematita (Hm).

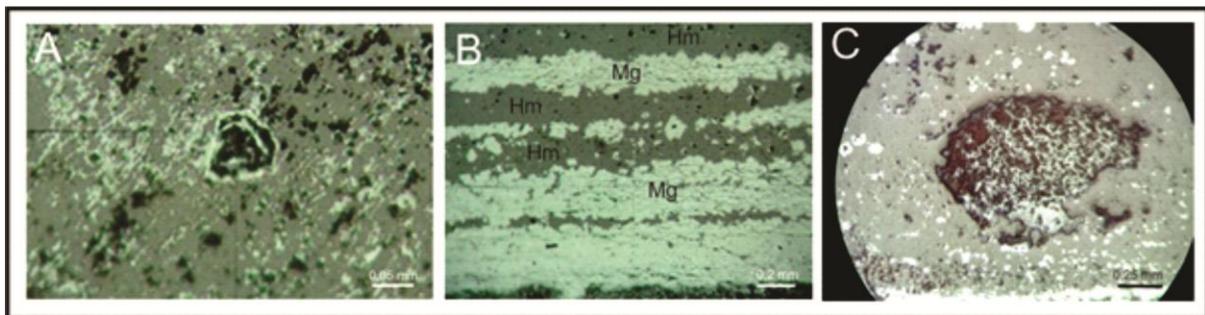


Fig. 48: Jaspilita bandeada. Microfotografías (calcografía; nicols paralelos): A) Cristal de martita mostrando un reemplazo centripeto de afuera hacia adentro: Martita-Mg-Martita-Mg. B) Bandeamiento rítmico de bandas de hematita (Hm) y bandas formadas por microcristales de magnetita (Mg). C) Esferulitas con centro de cuarzo recristalizado rodeado de hematita y magnetita.

CM4: Brecha hidrotermal (Cap. IV, Figs. 5 y 14A)

Brecha hidrotermal monomítica, compuesta por fragmentos líticos angulosos, de pequeño tamaño hasta 2 cm. Los fragmentos líticos presentan textura porfírica con fenocristales tabulares de plagioclasa (Fig. 49A), con maclas polisintéticas y alterados a sericita, y matriz con microcristales tabulares de plagioclasa y minerales opacos (Fig. 49A), probablemente hematita-goethita. Se observa una textura fluidal (Fig. 49B) compuesta por minerales opacos, fragmentos líticos y sílice recristalizada (Fig. 49B). El cemento es silíceo, por

desvitrificación, y luego ferruginoso, en una segunda generación (Fig. 49D); se observa además adularia (feldespato potásico) en frecuentes secciones basales (Fig. 49E). Como mineral accesorio se encuentra titanita.

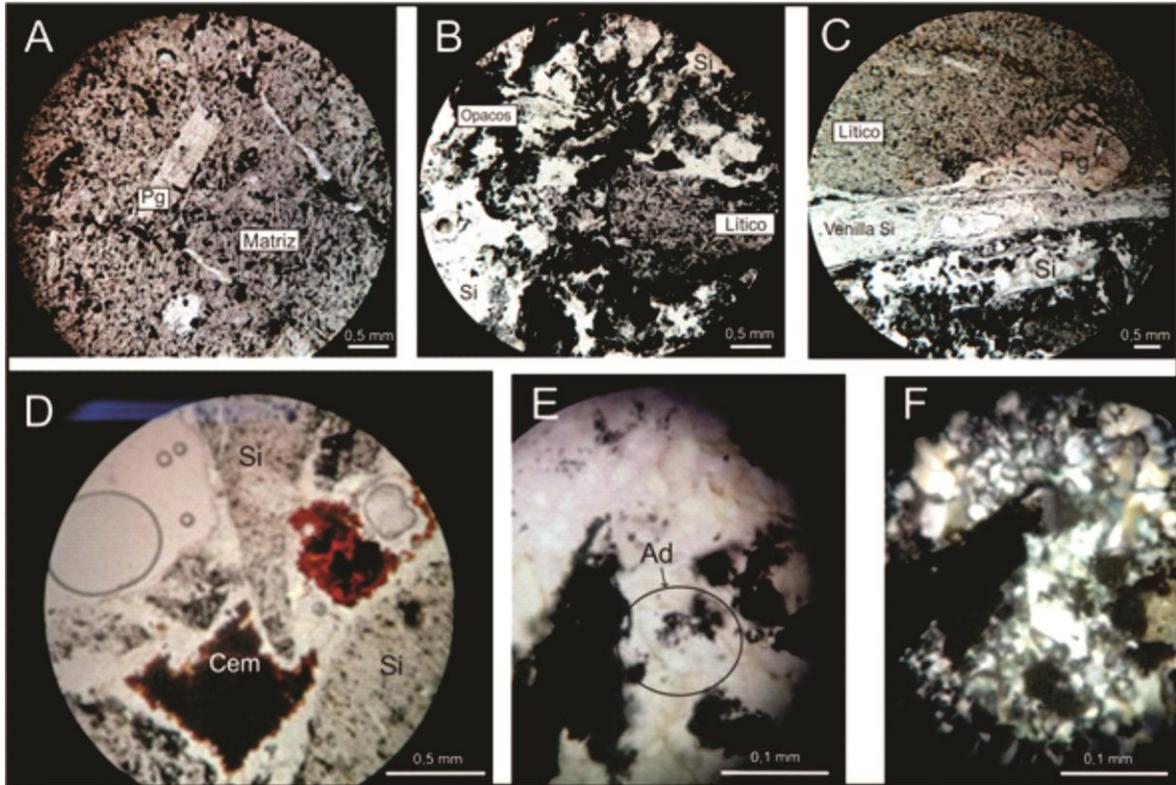


Fig. 49: Brecha hidrotermal. Microfotografías (petrografía; A-E nicoles paralelos): A) Fragmento lítico de roca volcánica con fenocristales de plagioclasa (Pg) inmersos en una matriz de microcristales tabulares de plagioclasa y minerales opacos. B) Textura fluidal, formada por fragmentos líticos, minerales opacos y sílice (Si) recristalizada intersticial. C) Por encima de la venilla de sílice se observa un fragmento lítico volcánico de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa con maclas polisintéticas. Por debajo de la venilla, se observa la textura fluidal con sílice recristalizada (Si) (desvitrificación) y minerales opacos. D) Sílice recristalizada (Si) y cemento ferruginoso (Cem). E) Sección basal de adularia (Ad). F) Ídem E pero a nicoles cruzados.

CM5: Jaspilita bandeada (Cap. IV, Figs. 5 y 11A)

Jaspilita bandeada con bandas regulares y de bordes definidos de óxidos (magnetita y hematita) de 0,1 mm a 1,5 mm de espesor y bandas de sílice microcristalina y hematita lo que le da una coloración rojiza a la sílice (Fig. 50B). Los óxidos también se presentan en forma microgranular (Fig. 50A).

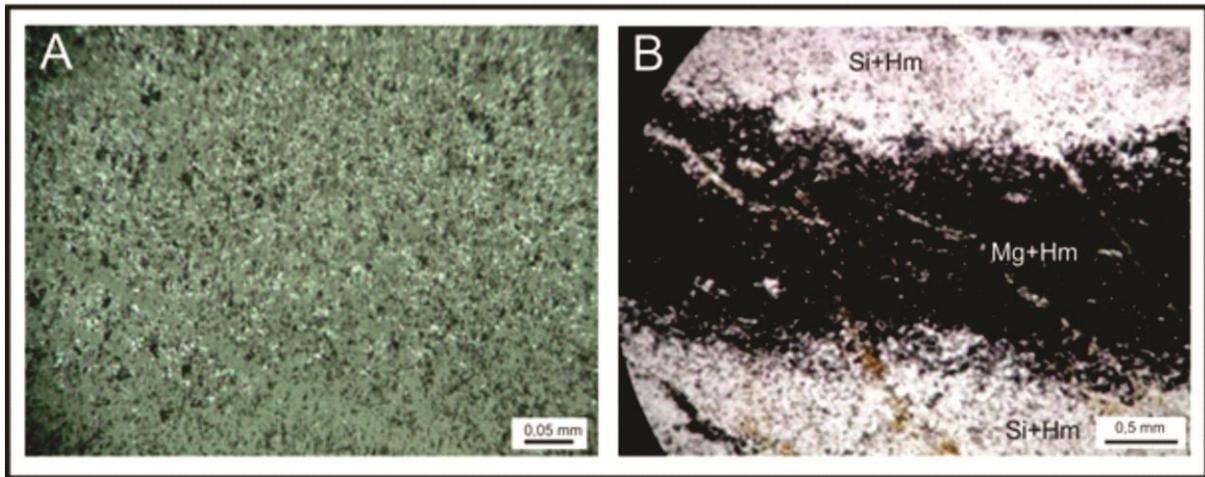


Fig. 50: Jaspilita bandeada. Microfotografías (calcografía; nicoles paralelos): A) Bandas de magnetita y hematita microgranular. B) Bandas alternantes de óxidos compuestos por sílice y hematita (Si+Hm), lo que le otorga una coloración rojiza a la banda, y bandas de magnetita-hematita (Mg+Hm).

V.1.2. Sección arroyo Chacay

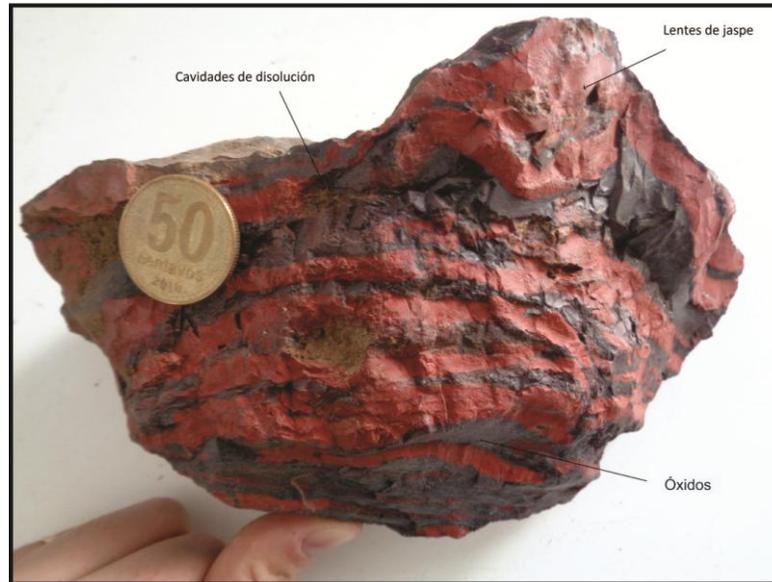
A continuación se detallan las descripciones petrográficas de 13 muestras recolectadas en inmediaciones del arroyo Chacay y sus tributarios.

M1: Jaspilita bandeada (Cap. IV, Figs. 16, 19 y 20A)

Jaspilita bandeada compuesta por bandas ricas en óxidos de hierro que alternan con bandas de jaspe (Cap. IV, Figs. 19,20 y 51A). Las bandas de jaspe y hematita pulverulenta son lentes que van desde los 0,3 mm a 10 mm de espesor. Los mismos presentan cristales anhedrales de magnetita o martita (2%). Hay agregados de cristales de jaspe que en su centro contienen sílice. Los óxidos mayoritarios son cristales euhédricos de martita (15%) (Fig. 51B) que reemplazan a la magnetita. Presentan color gris, brillo metálico, son ligeramente magnéticos y forman láminas de 0,3 mm a lentes de 20 mm. La martita también se presenta como esferulitas (Fig. 51C). En algunos cristales la martitización es más incipiente. Rodeando estos cristales hay magnetita y jaspe-hematita microgranular (Fig. 51C). Se observan microfisuras rellenas por un mineral secundario, posiblemente sílice, y cavidades de disolución en las

bandas de óxidos de hierro rellenas de óxidos secundarios (goethita y limonita) y/o vacías. Algunas de ellas presentan epidoto criptocristalino.

1



2

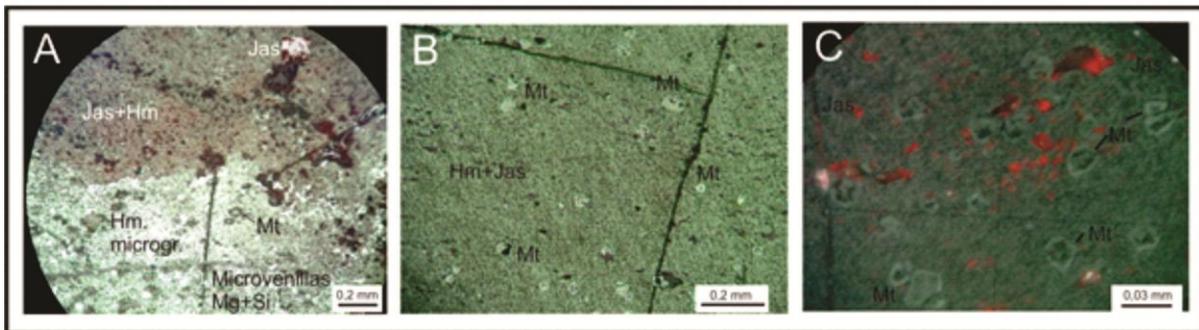


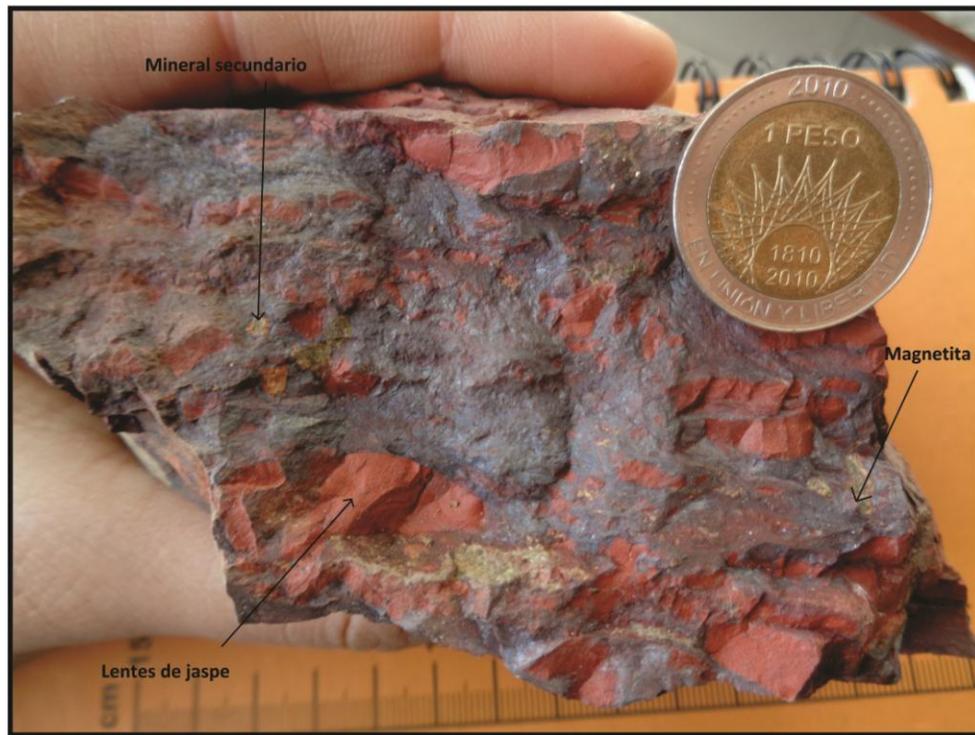
Fig. 51: Jaspilita bandeada 1). Muestra de mano (M1; escala 2,5 cm de diámetro). 2). Microfotografías (calcografía; A-B nicoles paralelos; C nicoles cruzados): A) Bandas de jaspe-óxidos y sus constituyentes. B) Cristales de martita (Mt) rodeados por jaspe (Jas) y hematita (Hm) microgranular (nicoles paralelos). C) Cristales cúbicos de martita donde se ve el reemplazo centrípeto de la magnetita (Mg). Nótese el jaspe con reflejos internos intensos.

M2: Jaspilita brechosa (Cap. IV, 17C)

Jaspilita brechosa compuesta por vénulas de óxidos de hierro y lentes fracturados y discontinuos de jaspe y hematita. Los mismos van desde 2 mm a 10 mm de espesor (Cap. IV,

Fig. 17C) y dentro de ellos se observa un bandeamiento muy fino ($\ll 1\text{mm}$) de microcristales cúbicos de magnetita (Fig.52A). Las bandas de óxidos están representadas por magnetita masiva de cristales anhedrales y cristales euhedrales-subhedrales (Fig. 52B). Se observa hematita de hábito tabular (Fig. 52C). En algunas láminas de óxidos se observa cuarzo (en parte sílice cristalina, de brillo vítreo) como reemplazo y en partes epidoto, al igual que en microfracturas. Fenocristales de plagioclasa tabular de 1 mm a 3 mm alterados a sericita. Presenta también goethita-limonita.

1



2

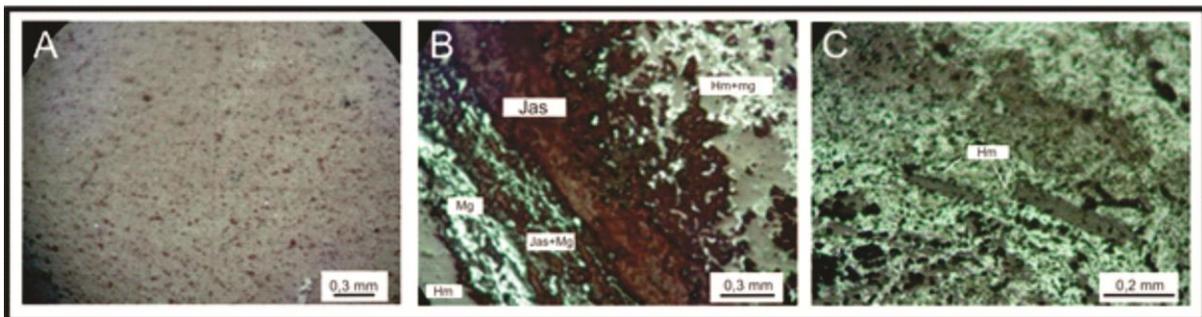


Fig. 52: Jaspilita brechosa 1). Muestra de mano (M2; escala 2,3 cm de diámetro). 2). Microfotografías (calcografía; A, C nicoles paralelos; B nicoles cruzados): A) Jaspe y hematita microcristalina con diminutos cristales de magnetita. B) Bandeamiento conformado por jaspe (Jas), hematita (Hm), magnetita (Mg) y sílice (Si). C) Cristales tabulares de hematita.

M3: Toba riolítica (Cap. IV, Figs. 16 y 29A)

Toba riolítica microbandeada de color gris claro a blanquecino y verdoso con sectores de alteración (Cap. IV, Fig. 29A). La textura es porfírica, compuesta por fenocristales de plagioclasa (70 %) (Fig. 53A-C), con maclas simples y de penetración. Microcristales cúbicos de minerales opacos oxidados subhedrales y anhedrales (15%), algunos presentan brillo metálico. Cuarzo (10%) anhedral de hasta 2 mm inmersos en una matriz afanítica. Se encuentran finos cristales de biotita secundaria (Fig. 53B). Fragmentos de cuarzo y feldespato potásico (3 %) recristalizado y escasos cristales anhedrales de epidoto. Como minerales accesorios hay óxidos de hierro, color rojizo. En algunos sectores, la roca presenta fragmentos líticos milimétricos angulosos y textura fluidal. En otros, un fino bandeamiento de plagioclasas alteradas (Cap. IV, Fig. 29A-B).

1



2

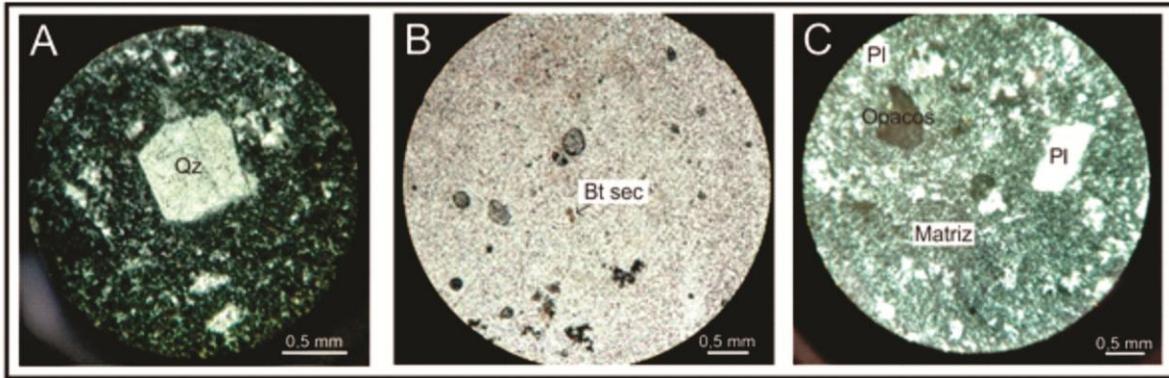


Fig. 53: Toba riolítica 1). Muestra de mano (M3; escala 2,3 cm de diámetro). 2). Microfotografías (petrografía; A, C nicoles cruzados; B nicoles paralelos): A) Cristales subhedrales de cuarzo (Qz) inmersos en una matriz afanítica. B) Microcristales de biotita. C) Cristales de plagioclasa (Pl) y minerales opacos rodeados de una matriz afanítica.

M4: Riolita (Cap. IV, Fig. 30B)

Riolita holocristalina porfírica (Fig. 54A) de grano medio con fenocristales de plagioclasa (85%) de 1 mm a 4 mm. Los mismos se presentan de tabulares a anhedrales (Fig. 54B) y como pequeños fragmentos con maclas de penetración, simples y polisintéticas. Algunos de ellos se encuentran alterados a sericita o epidoto (15% en volumen). Se encuentran cúmulos de cuarzo anhedral, subhedral (5 %) y cristales de minerales opacos (3%) de 0,1 mm a 0,5 mm desde anhedrales a euhedrales cúbicos. Cristales tabulares de feldespato potásico 2%. La matriz es gris verdosa de grano muy fino (Cap. IV, Fig. 30B). Se encuentra biotita de alteración reemplazando cristales de hábito tabular que luego, a su vez, es alterada a clorita.

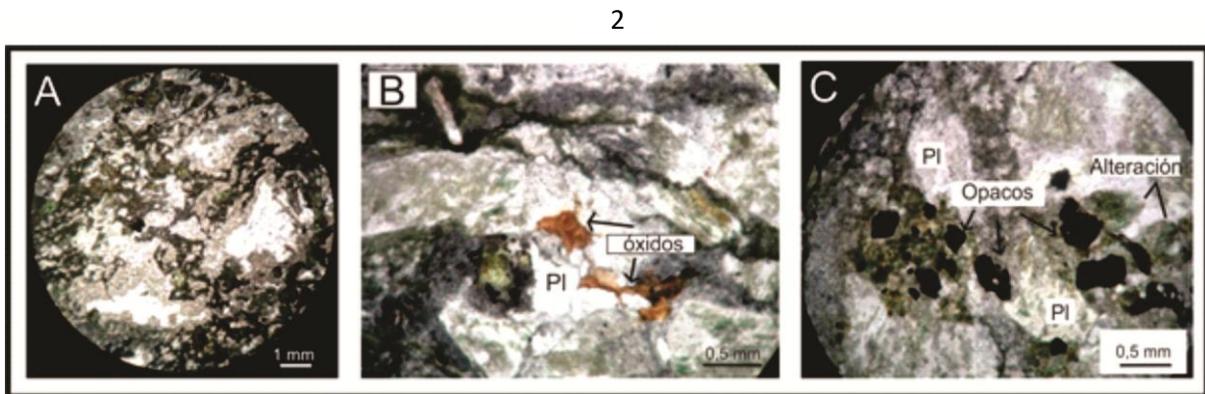
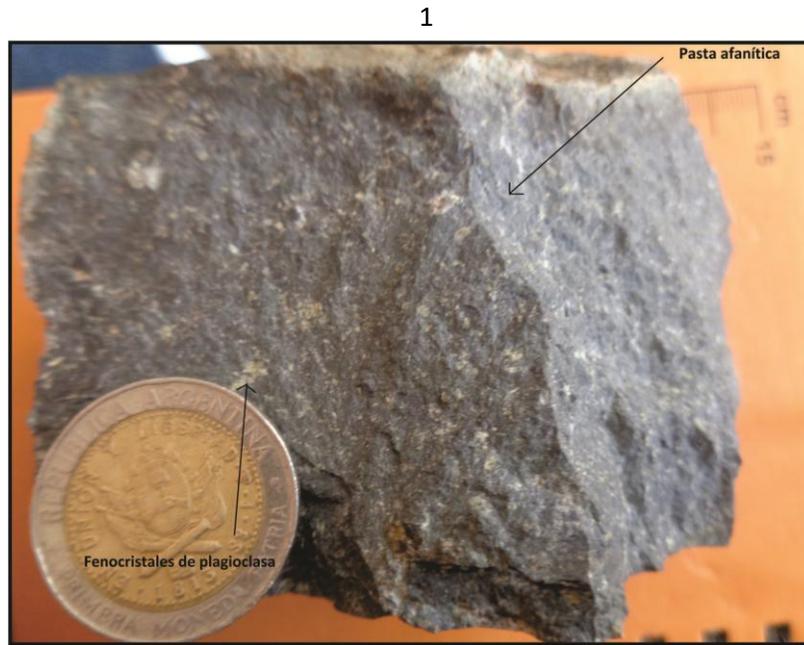


Fig. 54: Riolita 1). Muestra de mano (M4; escala 2,3 cm de diámetro). 2). Microfotografías (petrografía; nicoles paralelos): A) Textura porfírica. B) Cristales anhedral de plagioclasa (PI) y óxidos secundarios. C) Cristales cúbicos de minerales opacos, plagioclasa y alteración a epidoto.

M5: Jaspilita brechosa a venular (Cap. IV, Fig. 31A-B)

Jaspilita brechosa a venular compuesta por jaspe rojo de estructura brechosa (Fig. 55C) y finas venillas de < 1 mm de óxidos de hierro, posiblemente magnetita de distribución irregular (Cap. IV, Fig. 31A-B). En algunas de las vénulas ha recristalizado cuarzo. Se observan cristales aislados de magnetita euhedral (2%) con hábito tabular donde la martitización sigue los planos octaédricos produciendo una red triangular de hematita laminar (Fig. 55D). Una de las muestras presenta cristales cúbicos de pirita euhedral a subhedral de 1 mm a 0,25 mm

(Fig. 55A-B) como mineral accesorio. Óxidos secundarios de color amarillo-anaranjado, sobre la magnetita, probablemente limonita y goethita.

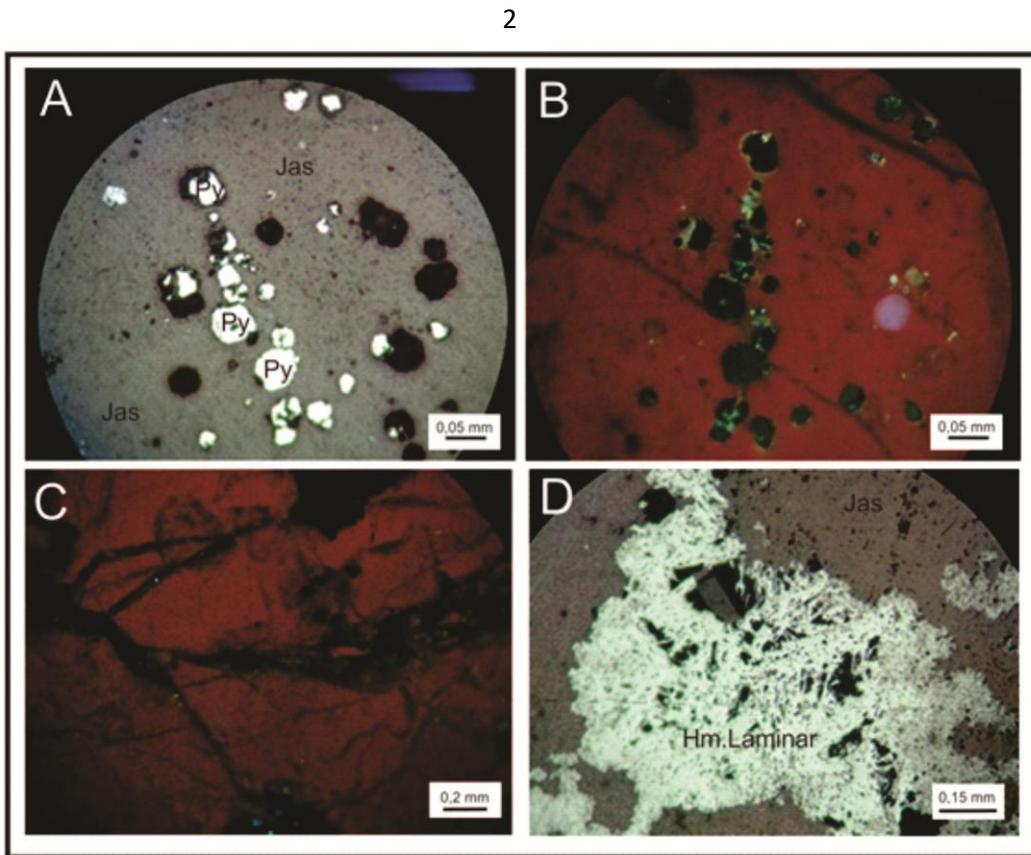
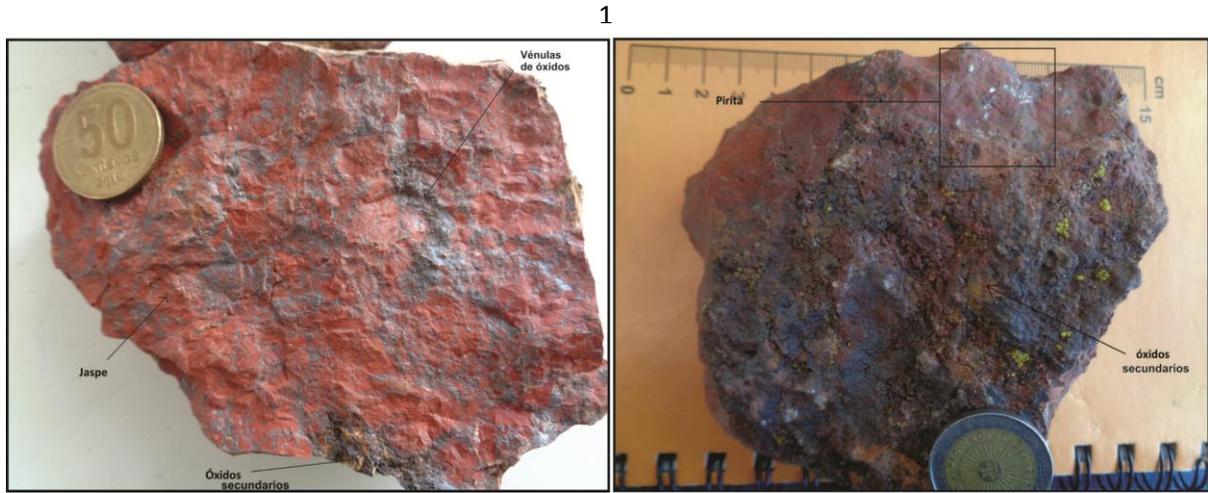


Fig. 55: Jaspilita brechosa a venular 1). Muestra de mano (M5; A escala 2,5 cm de diámetro; B escala 2,3 cm de diámetro). 2). Microfotografías (calcografía; A, D nicoles paralelos; B,-C nicoles cruzados): A) Cristales subhedrales de pirita (Py) en lentes de jaspe (Jas). B) Ídem A pero a nicoles cruzados. C) Lentes de jaspe de textura brechosa. D) Red triangular de hematita laminar.

M6: Toba lítico-cristalina (Cap. IV, Fig. 31C)

Toba lítico-cristalina melanocrática de matriz afanítica muy silicificada y finamente bandeada, con microbandas de hasta 1 mm de sílice cristalina (Cap. IV, Fig. 31C). Se observan fragmentos líticos de 3 mm a 10 mm y cristales tabulares de plagioclasa (20 %) (Fig. 56A) con maclas simples, inmersos en una matriz afanítica, fluidal, donde se encuentran rotados, fracturados y atravesados por venillas de alteración con sericita-clorita (Fig. 56C-E). Algunos cristales han sido sericitizados y epidotizados mostrando un halo centripeto de alteración. Cuarzo en cristales hexagonales subhedral y en venillas (Fig. 56D). Microestructuras fluidales (Fig. 56B) conformadas, en su mayoría, por cuarzo recrystalizado probablemente por desvitrificación de la matriz, y venillas de cuarzo que atraviesan cristales de plagioclasa y las estructuras fluidales. Se reconoce la presencia de minerales opacos (3%) de 0,1 mm a 0,4 mm euhedrales a subhedral, cúbicos (Fig. 56C-F). Limonita secundaria.

1



2

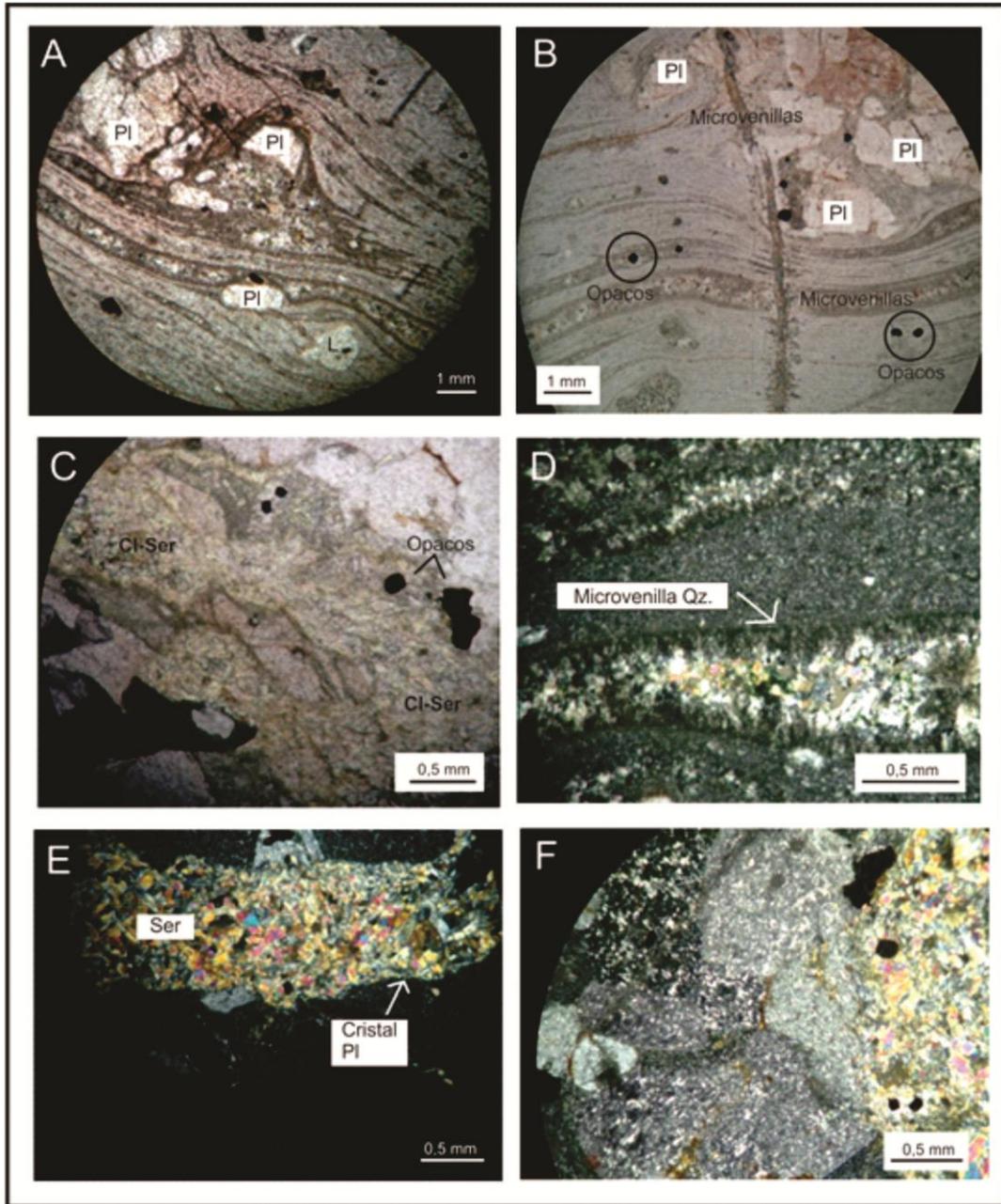
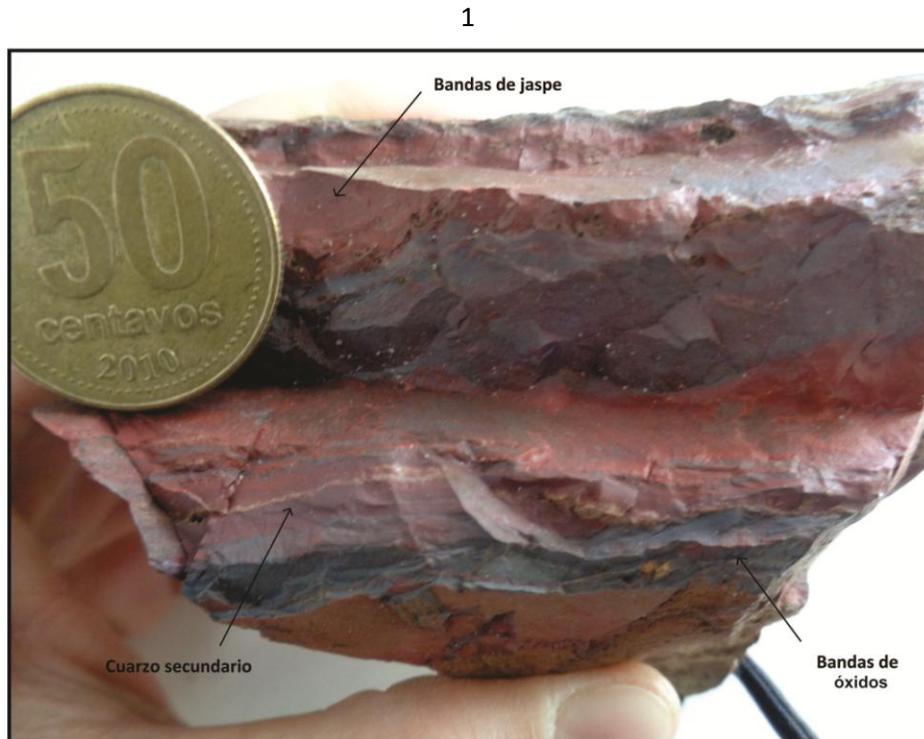


Fig. 56: Toba lítico-cristalina 1). Muestra de mano (M6; escala 2,3 cm de diámetro). 2). Microfotografías (petrografía; A-C nicoles paralelos; D-F nicoles cruzados): A) Fragmentos líticos (L) y cristales de plagioclasa (PI) rodeados de estructuras fluidales. B) Minerales opacos y microvenillas secundarias atravesando cristales de plagioclasa (PI). C) Venillas de alteración castaño verdoso de sericita-clorita (Cl-Ser) y opacos. D) Microvenillas de cuarzo (Qz) en estructura dientes de perro (nicoles cruzados). E) Cristal de plagioclasa (PI) alterado a sericita. F) Fragmentos líticos y venillas de clorita-sericita (Cl-Ser) y minerales opacos.

M7: Jaspilita bandeada (Cap. IV, Figs. 16 y 28A)

Jaspilita bandeada de gran peso específico con capas alternantes de jaspe rojo, más de 70% (Fig. 57A-C), y óxidos de hierro constituidas principalmente por magnetita amorfa masiva y granos de hematita en formas ahusadas o diseminados con sílice en el centro (Cap. IV, Fig. 28A). Estas bandas tienen de 2 mm a 6 mm de espesor. Se encuentran cristales aislados de magnetita (<1%) rodeados por un halo de alteración. Las bandas de óxidos presentan oquedades. Superficial y localmente la roca está cubierta por una delgada pátina de óxido de alteración o secundario. Presentan también esferulitas de jaspilitas (Fig. 57B). Hematita especular (Fig. 57C) con sílice y cristales de pirita subhedrales y en menor proporción euhedrales.



2

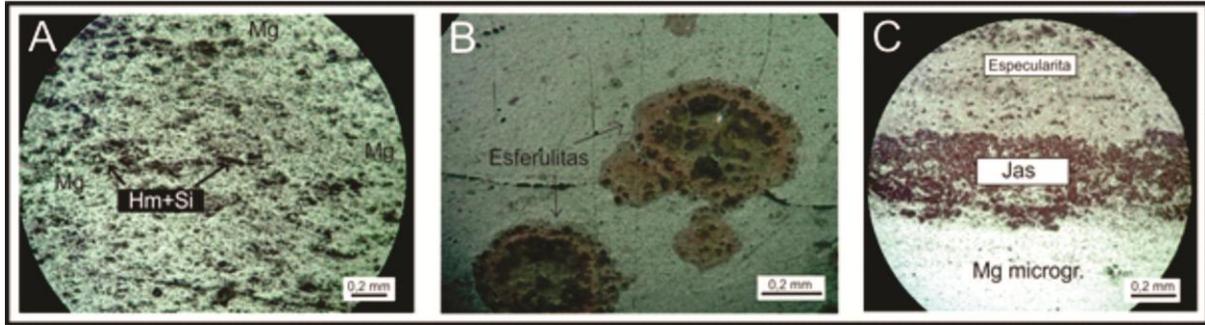


Fig 57: Jaspilita bandeada 1). Muestra de mano (M7; escala 2,5 cm de diámetro). 2). Microfotografías (calcografía; A nicoles paralelos; B-C nicoles cruzados): A) Bandas de jaspe compuestas por hematita y sílice (Hm+Si) y magnetita microgranular (Mg). B) Esferulitas constituidas (de afuera hacia adentro) por magnetita, hematita, sílice, magnetita. C) Bandas de hematita especlarita (especlarita), jaspe (Jas) y magnetita microgranular.

M8: Jaspilita brechosa (Cap. IV, Figs. 16 y 28B)

Jaspilita brechosa con fragmentos menores a 7 mm de sílice+epidoto, sílice+magnetita de forma alargada (Cap. IV, Fig. 28B) y hematita tabular (Fig. 58B). Cemento compuesto por jaspe y cristales de magnetita subhedral (Fig. 58A), en general menores a 1 mm que en ocasiones forma cúmulos, rodeados por un halo de jaspe y sílice o son reemplazados por microcristales tabulares de martita (Fig. 58C). Cristales subhedrales de pirita (3-5% en volumen) (Fig. 56D) de 0,5 mm a 0,1 mm se encuentran diseminados y en fisuras.

1



2

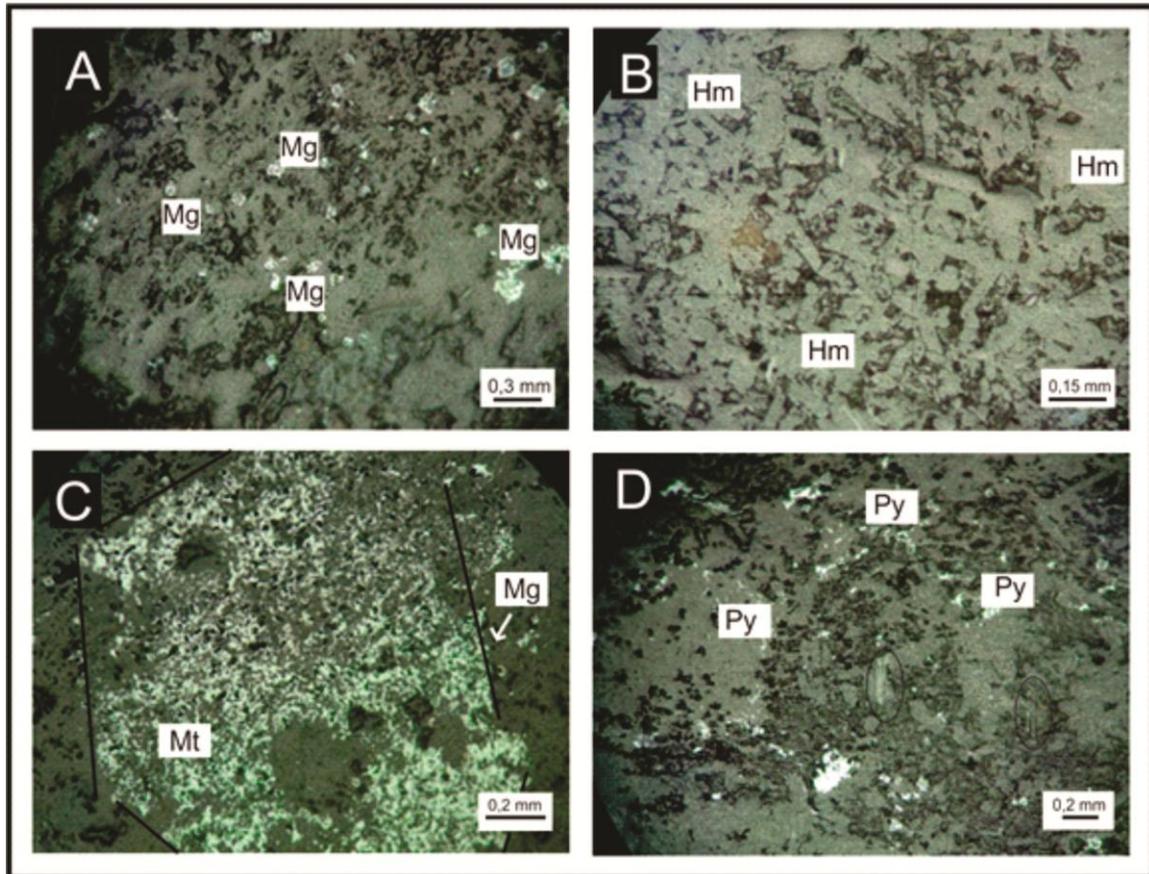


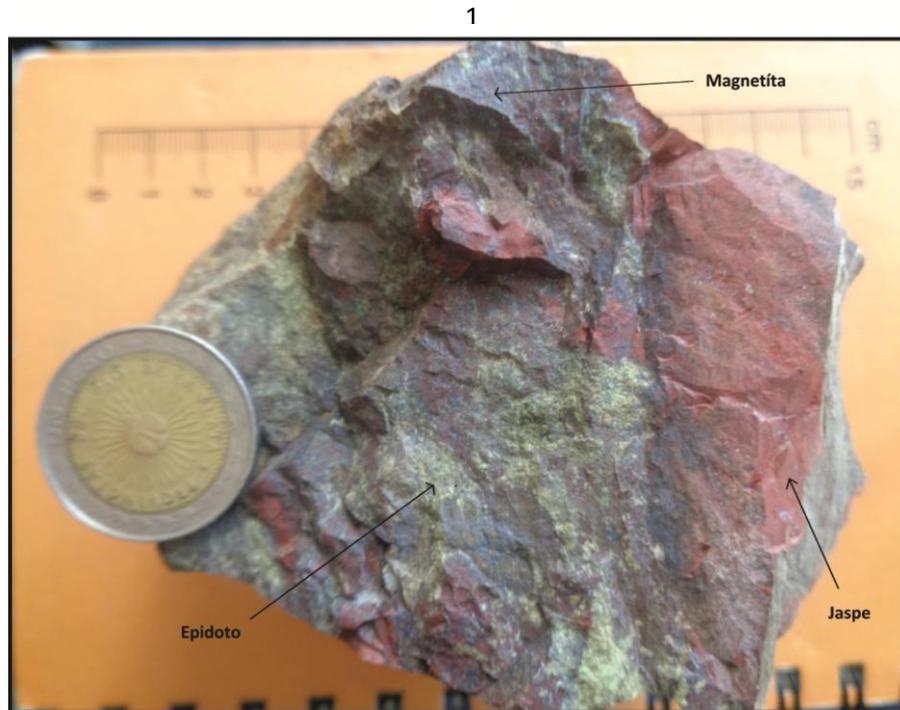
Fig. 58: Jaspilita brechosa 1). Muestra de mano (M8; escala 2,5 cm de diámetro). 2). Microfotografías (calcografía; nicoles paralelos): A) Cristales de magnetita (Mg) diseminados. B) Hematita tabular (Hm). C) Cristal de magnetita (Mg) reemplazado por microcristales tabulares de martita (Mt). D) Cristales de pirita diseminados y cristales tabulares probablemente de biotita.

M9: Jaspilita brechosa (Cap. IV, Figs. 16 y 21B)

Jaspilita brechosa con fragmentos de roca melanocrática (Fig.59C) de 10 mm con cristales de epidoto, cristales euhedrales de magnetita (>4 mm) y minerales alterados a arcilla-illita. La magnetita también se encuentra como acumulaciones (Fig. 59A) con cristales de hematita.

Presenta fragmentos rectangulares de jaspe mayores a 20 mm (Cap. IV, Fig. 21B) con microcristales de <0,1 mm de pirita y epidoto irregular en cristales mayores a 1 mm. El cemento se compone de jaspe y cristales de magnetita menores a 1 mm. Esta última

representa un 10% aproximadamente de la muestra. La alteración, de grado medio, corresponde a epidoto, que confiere las coloraciones verdosas de minerales transparentes alterados, e illita que afecta a los granos de magnetita presente tanto en el cemento como en los fragmentos de epidoto. Cristales diseminados de martita rodeada de sílice, jaspe y hematita (Fig. 59B).



2

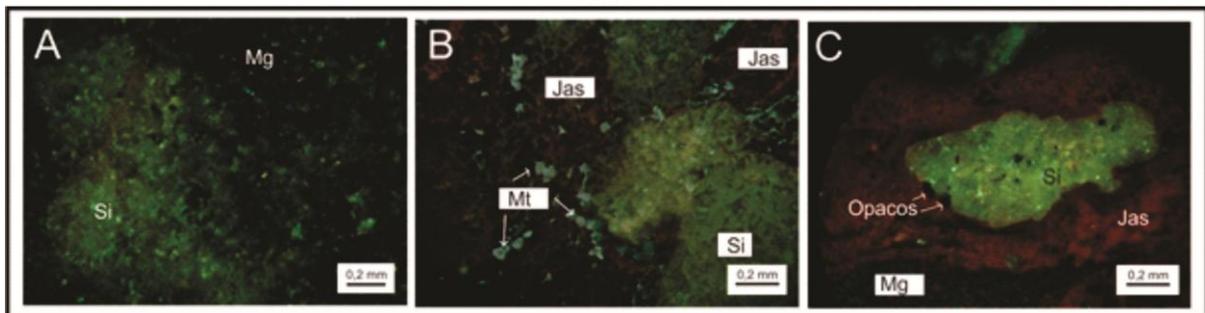


Fig. 59: Jaspilita brechosa 1). Muestra de mano (M9; escala 2,3 cm de diámetro). 2). Microfotografías (calcografía; nicoles cruzados): A) Magnetita (Mg) microgranular y sílice (Si). B) Cristales de martita (Mt), cúmulos de sílice (Si) y jaspe (Jas). C) Clasto de sílice (Si) rodeado de jaspe masivo (Jas) y formas ahusadas de cristales de magnetita (Mg).

M10: Riolita (Cap. IV, Figs. 16 y 23)

Riolita de textura porfírica con fenocristales tabulares de plagioclasa (90%) con maclas polisintéticas en una matriz afanítica (Cap. IV, Fig. 23). Muchos de estos cristales están alterados a sericita-illita (Fig. 60A). Fenocristales de cuarzo (5%) subhedrales (Fig. 60C), anhedrales. Estos han sido total o parcialmente recristalizados al igual que el resto de la roca. Presenta bandeamiento, en una de las caras, y cristales de magnetita, diseminados uniformemente. La matriz está constituida de sílice criptocristalina y minerales opacos (3 %) como traza. Óxidos de hierro como alteración presentes (2 %) (Fig. 60B). Cuarzo también en microvenillas que en ocasiones atraviesan cristales de plagioclasa. Evidencias de relictos de flujo y estructuras vítreas como fiames y microlitos de sanidina y óxidos de hierro (<1%).

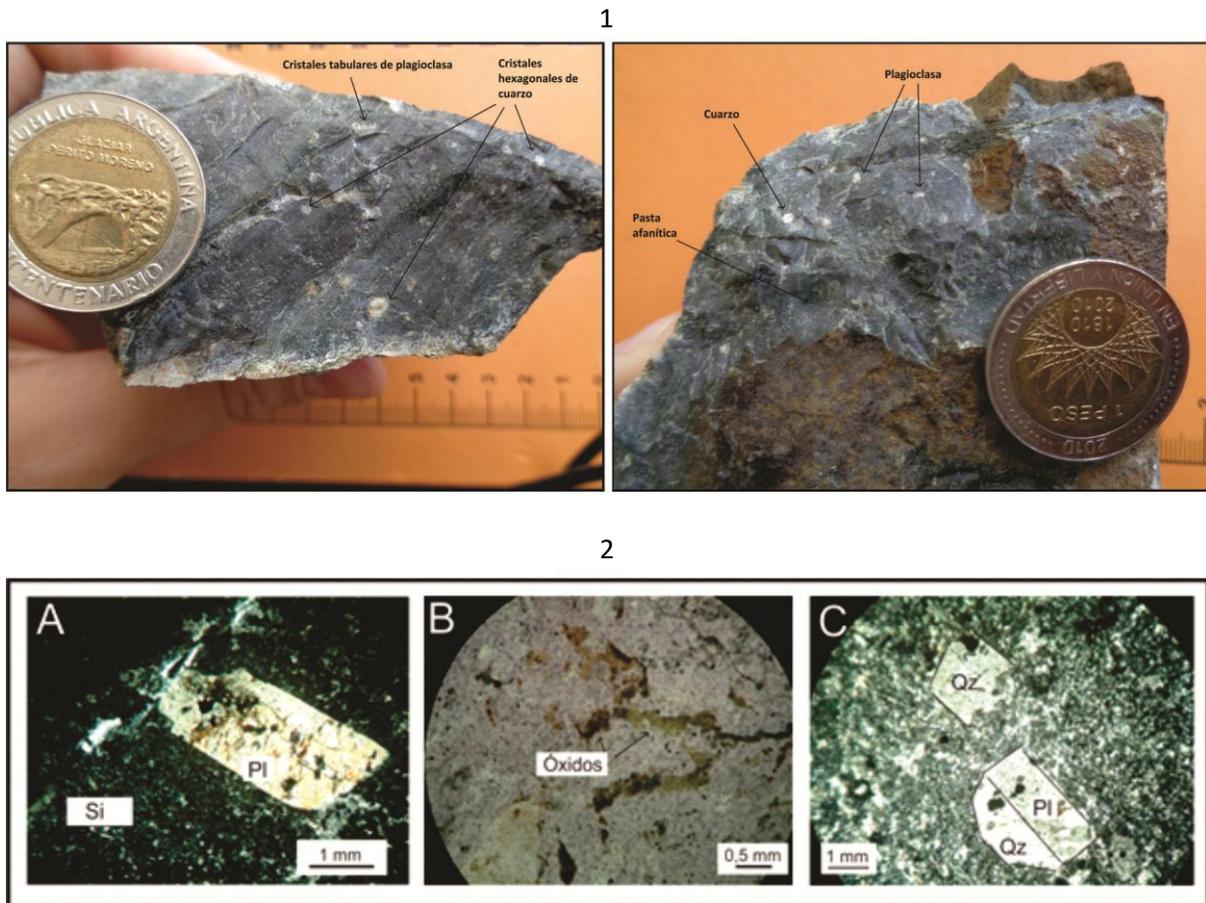


Fig. 60: Riolita 1). Muestra de mano (M10; escala 2,3 cm de diámetro). 2). Microfotografías (petrografía; A, C nicoles cruzados; B nicoles paralelos): A) Cristal alterado de plagioclasa (Pl) tabular rodeado de una pasta muy fina de sílice microcristalina (Si). B) Óxidos secundarios, goethita-limonita. C) Cristales subhedrales de cuarzo hexagonal. Uno de los cristales muestra intercrecimiento con un cristal de plagioclasa. Están rodeados de sílice criptocristalina.

M11: Jaspilita bandeada (Cap. IV, Figs. 16 y 36B)

Jaspilita bandeada de alto peso específico y fuertemente magnética, con bandas irregulares de óxidos, como magnetita y hematita especular, jaspe (Cap. IV, Fig. 36B) y sílice (Fig. 61C). Los cristales de magnetita se encuentran diseminados en la roca (<1%). Las bandas rojas corresponden a jaspe con mayor o menor proporción de hematita microgranular (Fig. 61A). Se observa la presencia de cuarzo cristalino y óxidos secundarios (goethita-limonita).

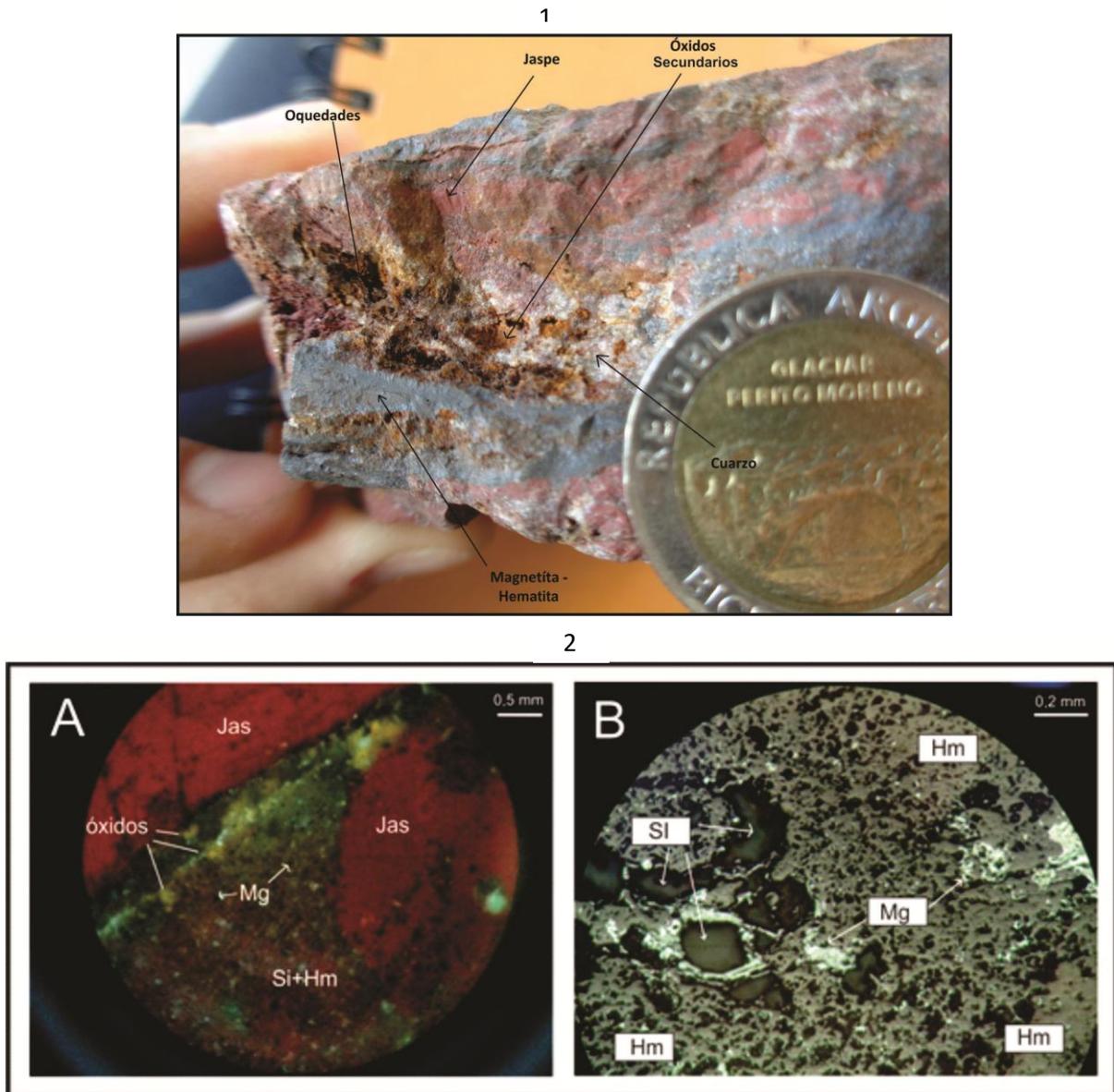


Fig. 61: Jaspilita bandeada 1). Muestra de mano (M11; escala 2,3 cm de diámetro). 2). Microfotografías (A petrografía; nicoles cruzados; B calcografía; nicoles paralelos): A) Jaspe (Jas) con cuña de sílice y hematita (Si+Hm), óxidos secundarios y microcristales de magnetita (Mg) diseminados. B) Hematita especular (Hm) con agregados de sílice (Si) rodeado de jaspe (rojo) y magnetita (Mg) (blanca).

M12: Jaspilita bandeada a venular (Cap. IV, Figs. 16 y 37)

Jaspilita bandeada a venular compuesta por bandas alternantes de óxidos, hematita pseudomórfica de magnetita laminar formando martita de hábito tabular (Fig. 62A-B), y jaspe (Fig. 62C), siendo este último más abundante (Cap. IV, Fig. 37). Dentro de las bandas de jaspe se observa un microbandeado de cristales de magnetita que “tiñen” de gris estas capas rojizas. Presenta pátinas superficiales de oxidación y microvenillas de <1 mm de espesor de cristales de magnetita. Microcristales de magnetita, <1%, están diseminados uniformemente, al igual que hematita y sílice.

1



2

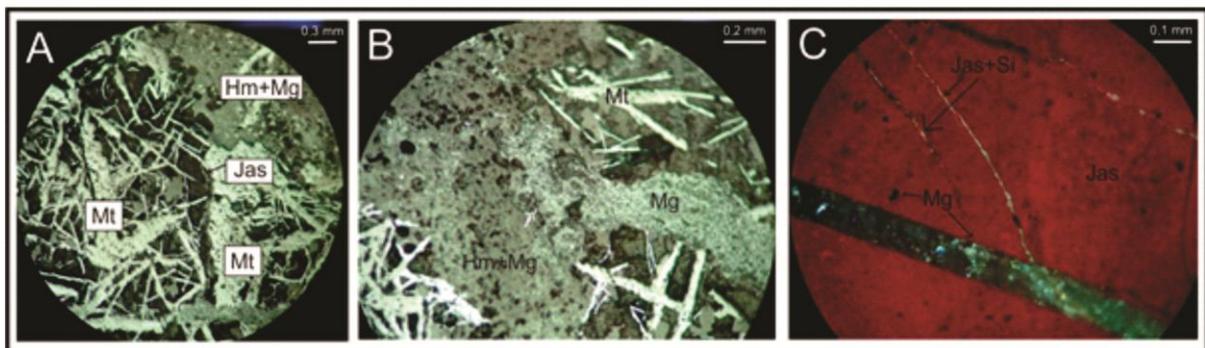


Fig. 62: Jaspilita bandeada a venular 1). Muestra de mano (M12; escala 2,3 cm de diámetro). 2). Microfotografías (A-B calcografía; nicoles paralelos; C petrografía; nicoles cruzados): A) Cristales de martita laminar (Mt), jaspe (Jas) y cúmulos de hematita y magnetita (Hm+Mg). B) Lentes de magnetita granular (Mg), martita tabular y hematita con magnetita (Hm+Mg). C) Jaspe (Jas) en microvenillas y magnetita (Mg) relleno de fracturas y de manera diseminada.

M13: Riolita (Cap. IV, Fig. 38)

Riolita de textura porfírica (Fig. 63A) con fenocristales tabulares de plagioclasa (80 %) de hasta 3 mm con maclas simples, polisintéticas y de penetración, alterados a sericita. Cristales de feldespato potásico con maclas de dos individuos (1%) y epidotización parcial (Fig. 63B). La matriz es afanítica, silicificada (Cap. IV, Fig. 38), con sílice que se presenta en cristales de mayor tamaño en algunos sectores. Cristales cúbicos de minerales opacos (15%) (Fig. 63B) y biotita secundaria (4%).

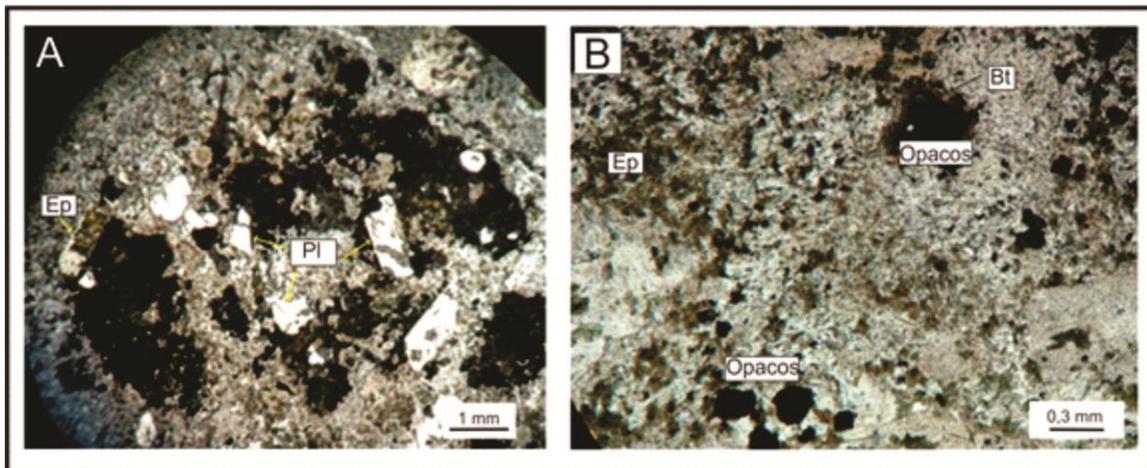


Fig. 63: Riolita 1). Muestra de mano (M13; escala 2,3 cm de diámetro). 2). Microfotografías (petrografía; nicoles paralelos): A) Cristales tabulares de plagioclasa (algunos se encuentran alterados a epidoto (Ep)) en una pasta criptocristalina. B) Cristales cúbicos subhedrales de minerales opacos, algunos con halo de biotita por alteración (Bt). El epidoto cubre gran parte de la muestra.

CAPITULO VI

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En el arroyo Colomichicó, dentro de la formación del mismo nombre, se reconocieron dos bancos de jaspilitas interestratificados con rocas clásticas que incluyen vaques, con matriz clorítica y cementos silíceo, calcáreo, ferruginoso, y conglomerados, en bancos grano-decrecientes, ambos polimícticos. Brechas hidrotermales y vulcanitas coronan la sección a través de un contacto tectónico. La secuencia, que ronda los 30 m de espesor, se encuentra deformada por plegamientos que repiten estratigráficamente las capas (Caps. IV, V).

Los estudios realizados en los alrededores del arroyo Chacay y tributarios aguas arriba, objetivo principal de este trabajo, permitieron relevar (Fig. 2.1) y describir (Caps. IV, V) depósitos de jaspilitas aún no mapeados en el área. En este sector, a diferencia del arroyo Colomichicó, los afloramientos no superan los 2,5 m de espesor y corresponden tanto a afloramientos *in situ* como a porciones dislocadas y/o rotadas producto de intrusiones cretácicas y neógenas. En este sitio se distinguieron tres facies entre los depósitos de jaspilitas. La primera está constituida por jaspilitas típicamente bandeadas compuestas desde finas laminillas milimétricas hasta bandas centimétricas que no superan los 3 cm de espesor. Las estructuras de tipo boudinage y singenéticas, como micropliegues sedimentarios y slump, son indicativas de las condiciones depositacionales. Estas estructuras son excepcionales de encontrar en este tipo de depósitos que, al ser generalmente muy antiguos, se encuentran afectados por metamorfismo y no suelen conservar sus rasgos primarios. Al igual que en el arroyo Colomichicó, se reconocieron aquí dos bancos de jaspilitas bandeadas.

Estratigráficamente por encima se observa una sección caracterizada por un bandeamiento no definido y por la presencia de jaspe rojo interceptado o atravesado por finas láminas de óxidos de hierro en forma de vénulas irregulares o sin una orientación preferencial. La sección superior de los afloramientos presenta una brecha que por lo común contiene

fragmentos angulosos de jaspilitas, así como fragmentos de rocas volcánicas. La facies intermedia, denominada descriptivamente venular, se caracteriza por la abundancia relativa de magnetita-martita de recristalización. Esta facies estaría indicando algún grado de metamorfismo, probablemente de contacto y relacionado con las vulcanitas asociadas y la intrusión de la Granodiorita Varvarco, como indican los estudios previos (Zappettini y Dalponte, 2009, 2010a).

En cuanto a la caracterización mineralógica, las jaspilitas expuestas tanto en inmediaciones del arroyo Chacay como en el arroyo Colomichicó, presentan una típica textura bandeada con capas alternantes de óxidos de hierro, principalmente hematita-magnetita-martita, y capas de jaspe rojo. Las bandas son desde milimétricas a centimétricas, pudiendo superar ocasionalmente los 20 cm. Según la clasificación mineralógica de Trendall y Blockley (1970) el bandeamiento de las jaspilitas estudiadas pertenece a escala de mesobandas (centimétricas) y microbandas (milimétricas). Los espesores de las bandas de jaspe son por lo general mayores a la de los óxidos, alcanzando incluso a conformar secciones de jaspe masivo.

La hematita, uno de los constituyentes principales en las jaspilitas, se presenta con diferentes hábitos y texturas formando parte de lentes subparalelos a la estratificación. También se observa en forma de esferulitas lo que indica un rasgo de depositación temprana de esta variedad mineral. Se encuentra en forma de especularita en cristales generalmente anhedrales a euhedrales de hábito tabular, formando acumulaciones con magnetita como variedad secundaria. La variedad “pulverulenta”, hematita en finos granos, se encuentra diseminada en las bandas de jaspe junto a la sílice dándole el color rojo característico. Hematita secundaria se encuentra también rellenando venillas o como reemplazo.

La magnetita se encuentra como microcristales y en cúmulos de cristales anhedrales y masiva. Asimismo, hay cristales cúbicos a tabulares. Ocasionalmente los cristales de magnetita conforman estructuras tipo esferulitas rodeadas de un halo de jaspe y sílice.

Comúnmente está reemplazada por hematita conformando martita, esta última a veces de hábito tabular.

El jaspe, muy abundante en cuanto a moda, forma lentes continuos a discontinuos, muchas veces constituye texturas brechosas, en acumulaciones junto a la sílice o cristales de hematita-magnetita.

La sílice o chert se halla diseminada, en venillas y formando el centro de esferulitas rodeadas de jaspe y/o hematita-magnetita. Cabe destacar que la disposición en bandas de la sílice o chert en la sección del arroyo Chacay se observó sólo a escala microscópica.

En la sección del arroyo Chacay, son comunes las rocas volcánicas que se encuentran por encima, interestratificadas y por debajo de las sucesiones de jaspilitas. Estas vulcanitas son en general de composición riolítica y textura porfírica y están constituidas por fenocristales de plagioclasa y cuarzo.

La alteración hidrotermal observada en las rocas descriptas incluye epidoto, óxidos de hierro, pirita, clorita y adularia, asociaciones similares a aquellas descriptas en áreas cercanas (Casé *et al.*, 2008; Zappettini y Dalponte, 2009).

La presencia de sanidina, feldespato de alta temperatura, es característica en las vulcanitas e indica rápido enfriamiento. La adularia, feldespato de baja temperatura, en las brechas volcánicas es indicativa de procesos hidrotermales (vetas y depósitos de reemplazamiento) y/o metamorfismo de bajo grado.

El área presenta mayor deformación estructural en el arroyo Colomichicó que en cercanías del arroyo Chacay. En el arroyo Colomichicó se caracteriza por amplios pliegues de rumbo aproximado N-S y vergencia O y de menor escala, centimétricos a decimétricos. El reconocimiento de un pliegue volcado permitió inferir la repetición de la secuencia jaspilita bandeada, jaspilita brechosa y vaques.

En el arroyo Chacay los depósitos de jaspilitas se observan menos afectados por eventos tectónicos. Pequeñas fallas subverticales fragmentan los afloramientos y las intrusiones cretácicas y neógenas correspondientes a la Granodiorita Varvarco ocasionaron la dislocación de parte de estos depósitos en distintas cotas. El plegamiento en este sector afecta a las vulcanitas que se ubican por encima de las jaspilitas.

Se concluye, en acuerdo a su descripción original (Zappettini y Dalponte, 2009), que estos depósitos de hierro corresponden al tipo Algoma debido a sus pequeñas dimensiones y su íntima asociación con rocas volcanogénicas, indicando que el hierro provino de procesos hidrotermales submarinos. La sílice puede ser considerada, entre otros, también de contribución volcánica asociada con fluidos hidrotermales en zonas de rift donde indicarían una distancia intermedia entre el centro efusivo y el ambiente de depositación (James, 1954). Además, la abundancia de depósitos volcánicos a lo largo de toda la Cordillera del Viento, evidencia la intensa actividad volcánica hacia los tiempos jurásicos.

Las condiciones geoquímicas y paleoambientales adecuadas para la depositación de las jaspilitas se darían así en depocentros de rift aislados característicos en la región durante el Pliensbachiano. El borde del depocentro se habría extendido hasta las inmediaciones del arroyo Chacay dado que desde la margen derecha del mismo hacia el norte, en dirección al arroyo El Auque (Fig. 2.1, 2), no se encontraron fragmentos ni afloramientos de los depósitos de jaspilitas.

Los depósitos de BIF, en general, son abundantes en épocas tempranas de la historia del planeta por lo que han sido frecuentemente afectados por procesos de alteración y metamorfismo. Los depósitos de la Formación Colomichicó, donde el metamorfismo es incipiente y localizado, constituyen un excelente escenario para el estudio de la génesis de estos yacimientos. En particular, los de tipo Algoma, están asociados a depositación clástica en depocentros aislados, vulcanismo e hidrotermalismo con su consecuente importancia metalogenética. La presencia de estos depósitos, escasos a nivel mundial pero de interés económico, contribuye al valor geológico de la región.

Bibliografía

- Agüero, A.E., González, P.D. y de la Puente, G.S., 2017. Caracterización geológico-metamórfica del basamento del extremo noroeste de la Cordillera del Viento, Neuquén. XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán. Actas: 7-9.
- Amos, A.J., 1972. Las cuencas carbónicas y pérmicas de Argentina. Simposio Internacional, Sistema Carbónico-Pérmico América do Sul. Anales de la Academia Brasileira de Ciencias 44 (Supl.): 27–36.
- Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R., 2011a. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (Eds.), Geología y Recursos Minerales de la Provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén, Relatorio: 77-89.
- Arregui, C., Carbone, O., y Sattler, F., 2011b. El Grupo Lotena (Jurásico Medio-Tardío) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. & Vallés, J.M. (Eds.), Geología y Recursos Minerales de la Provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén, Relatorio: 91-98.
- Bekker, A., Kasting, J. y Anbar., A., 2013. Evolution of the atmosphere and ocean through time. *Chemical Geology* 362: 1-2.
- Bekker, A., Krapez, B., Slack, J.F. y Rouxel O., 2012. Iron formation: The sedimentary product of the complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes a reply. *Economic Geology* 107: 379–380.
- Bekker, A., Planavsky, N.J., Krapez, B., Hoffman, A., Slack, J.F., Rouxel, O.J. y Konhauser, K.O., 2014. Iron Formations: Their Origins and Implications for Ancient Seawater Chemistry. *Treatise on Geochemistry* 2nd Edition: 562-617.

- Bekker, A., Slack, J.F., Planavsky, N., Krapez, B., Hofmann, A., Konhauser, K. y Rouxel, O., 2010. Iron formation: The sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. *Economic Geology* 105: 467–508.
- Boso, M.A. y Monaldi, C.R., 1990. Oolitic stratabound iron ore in the Silurian of Argentina and Bolivia. En: Fontboté, L., C. Amtutz., M. Cardozo y E. Cedillo (Eds.), *Stratabound ore deposits in the Andes*. Springer-Verlag: 175-186.
- Boso, M.A. y Monaldi, C.R., 2008. Cuenca silúrico-devónica y los depósitos ferríferos asociados en la provincia de Jujuy. En: Coira, B., Zappettini, E.O. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de Jujuy*. XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy. Relatorio: 155-165.
- Casé, A.M., Impiccini, A., Franchini, M.B., Danieli, J.C. y Schalamuk, I., 2004. La alteración hidrotermal del arroyo Auquén, NO de Neuquén: ¿Un estilo similar a la alteración del depósito epitermal de alta sulfuración? VII Congreso de Mineralogía y Metalogenia: 161-188.
- Casé, A.M., López Escobar, L., Danieli, J.C. y Schalamuk, I., 2008. Butalón igneous rocks, Neuquén, Argentina: Age, stratigraphic relationships and geochemical features. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 188–203.
- Clout, J.M. y Simonson, B.M., 2005. Precambrian iron formations and iron-formation hosted iron ore deposits. En: Hedenquist J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb R.J. and Richards J.P. (Eds.), *Economic Geology 100th Anniversary Volume 1905–2005*: 643–679. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Inc.
- Cobbold, P.R. y Rossello, E.A., 2003. Aptian to recent compressional deformation of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20: 429-443.

- Danieli, J.C., Casé, A.M. y Deza, M.A., 1988. Informe final del área de alteración hidrotermal Butalón Norte, departamento Minas, Neuquén. Corporación Minera del Neuquén S.E.P: 1-17 (Inédito).
- Danieli, J.C., Casé, A.M. y Deza, M.A., 1999. El distrito minero de Andacollo, Neuquén. En: Zappettini, E.O. (Ed.), Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: 1349-1364.
- Danieli, J.C., Coppolecchia, M. y Elisondo, M. 2011. El Grupo Andacollo (Paleozoico Tardío). En: Leanza, H., Vallés, J., Arregui, C., Danieli, J.C. (Eds.), Relatorio XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. 5: 49-53.
- Danieli, J.C., Franchini, M.B., Impiccini, A., Casé, A.M., Schalamuk, I. y Deza, M., 2002. Presencia de pirofilita del arroyo Auquén, Varvarco, Neuquén. XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Actas 1: 406-411.
- Danieli, J.C. y González, R., 2004. Recursos minerales. En: Rovere, E., Castelli, A., Hugo, C., Leanza, H.A., Tourn, S. y Folguera, A. (Eds.), Hoja Geológica 3772-IV Andacollo, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 298: 1-104.
- Davis, J.S., Roeske, S.M., McClelland, W.C., Snee, L.W., 1999. Closing the ocean between the Precordillera terrane and Chile: Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the southwest Precordillera. En: V.A. Ramos and J.D. Keppie (Eds.), Laurentia- Gondwana Connections before Pangea. Geological Society of America, Special Paper 336: 115-138.

- Digregorio, J.H., 1972. Neuquén. En Leanza, A.F. (Ed.) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 439-505.
- Digregorio, J.H. y Uliana, M.A., 1980. Cuenca Neuquina. En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, II: 985-1032.
- Dubé, B. y Mercier-Langevin, P., 2015. Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the Understanding of Precambrian Lode Gold Deposits and Implications for Exploration; Geological Survey of Canada, Open File 7852, 297 pp.
- Evans, K.A., McCuaig, T.C., Leach, D., Angerer, T. y Hagemann, S.G., 2013. Banded iron formation to iron ore: a record of the evolution of Earth environments? *Geology* 41: 99-102.
- Fabiano, J., Molnar, N., Sagripanti, L., Rojas Vera, E., Ruiz, F., Giménez, M., Folguera, A., 2012. El rol de la inversión tectónica en la formación de la faja de Chos Malal: El levantamiento de la Cordillera del Viento sobre la vertiente andina argentina. XIII Congreso Geológico de Chile. Actas: 135-137.
- Folguera, A., Rojas Vera, E., Spagnuolo, M., Orts, D., Sagripanti, L., Mariot, M., Ramos, M., Bottesi, G. y Ramos, V., 2011. Los Andes Neuquinos. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. & Vallés, J.M. (Eds.), Geología y Recursos Minerales de la Provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén, Relatorio: 349-354.
- Franchini, M.B., López Escobar, L., Schalamuk, I.B.A. y Meinert, L.D., 2003. Paleocene, calc-alkaline subvolcanic rocks from Nevazón Hill area (NW Chos Malal Fold Belt), Neuquén, Argentina, and comparison with granitoids of the Neuquén-Mendoza volcanic province. *Journal of South America Earth Sciences* 16: 399-422.

- Fryer, B.J., Fyfe, W.S. y Kerrich, R., 1979. Archean volcanogenic oceans. *Chemical Geology* 24: 25-33.
- Giacosa, R., Allard, J., Foix, F., Heredia, N., 2014. Stratigraphy, structure and geodynamic evolution of the Paleozoic rocks in the Cordillera del Viento (37° S latitude, Andes of Neuquén, Argentina). *Journal of Iberian Geology* 40: 331-348.
- González, D.P., Sato, A.M., Llambías, E.J., Petronilho, L.A., 2009. Petrology and geochemistry of the banded iron formation in the Eastern Sierra Pampeanas of San Luis (Argentina): Implications for the evolution of the Nogolí Metamorphic Complex. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 89–112.
- Goodwin, A.M., Thode, H.G., Chou, C.L. y Karkhansis, S.N., 1985. Chemostratigraphy and origin of the late Archean siderite-pyrite-rich Helen Iron Formation, Michipicoten belt, Canada: *Canadian Journal of Earth Sciences* 22: 72-84.
- Gourcerol, B., Thurston, P.C., Kontak, D.J., Côté-Mantha, O. y Biczok, J., 2015. Depositional Setting of Algoma-type Banded Iron Formation from the Meadowbank, Meliadine and Musselwhite gold deposits. En: B. Dubé and P. Mercier-Langevin (Eds.), *Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the Understanding of Precambrian Lode Gold Deposits and Implications for Exploration*. Geological Survey of Canada: 55–68.
- Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, *Publicación* 58: 1-109.
- Groeber, P., 1946a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1: 177-208.

- Groeber, P., 1947 b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuarco y parte de Epulauken 4. Hojas Bardas Blancas y Los Molles. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 2: 347-433.
- Groeber, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'S. *Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales B. Rivadavia, Ciencias Geológicas* 1: 235-252.
- Gross, G.A., 1965. Geology of iron deposits in Canada. Volume I, General geology and evaluation of iron deposits. Geological Survey of Canada, Economic Geology report 22.
- Gross, G.A., 1996. Algoma-type Iron-formation En: Lefebure, D.V. y Höy, T. Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume 2 - Metallic Deposits, , British Columbia Ministry of Employment and Investment, Open File 1996-13: 25-28.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A., 1995. Field guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén province. *Asociación Geológica Argentina, Serie E* 2: 1-111.
- Gulisano, C.A., Pando, G.A., 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Águila y Sañicó, Departamento Collón Curá, provincia del Neuquén. VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis, Actas 3: 553-577.
- Hagemann, S., Dalstra, H. I., Hodkiewicz, P., Flis, M., Thorne, W. y McCuaig, C., 2007. Recent Advances in BIF-related Iron Ore Models and Exploration Strategies. Plenary Session: Ore Deposits and Exploration Technology. Paper 54: 811-821.
- Harnmeijer, J.P., 2003. Banded iron-formation: A continuing enigma of geology. University of Washington, 29 pp.

- Heredia, N., Farias, P., García Sansegundo, J. y Giambiagi L., 2012. The Basement of the Andean Frontal Cordillera in the Cordón del Plata (Mendoza, Argentina): geodynamic evolution. *Andean Geol.* 39: 242–257.
- Hervé, F., Faundez, V., Calderón, M., Massonne, H.J. y Willner A.P., 2007. Metamorphic and plutonic basement complexes. En: Moreno T, Gibbons W. (Eds), *The geology of Chile*. The Geological Society of London: 5–20.
- Herrador, M.G., 2005. Caracterización de las aptitudes industriales de la pirofilita del arroyo Auquén, Departamento Minas, Neuquén. Trabajo Final Licenciatura en Tecnología Minera, Universidad Nacional del Comahue, Facultad de Ingeniería, Asentamiento Universitario Zapala, 92 pp.
- Isley, A.E. y Abbott, D.H., 1999. Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formation. *Journal of Geophysical Research* 104: 15461–15477.
- James, H.L., 1954. Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology* 49: 235–293.
- JICA, 2001. Report on Regional Survey for Mineral Resources in the Southern Andes Area. Argentine Republic. Final Report. March 2001. Informe MPN-JR-01-077, Tokio - Buenos Aires, 378 p. y 16 apéndices (inédito).
- Kay, S.M., Burns, M. y Copeland, P., 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (Eds.), *Evolution of an Andean Margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35-39°S)*. Geological Society of America, Special Paper, 407: 19-60.
- Keidel, J., 1925. Sobre el desarrollo paleogeográfico de las grandes unidades geológicas de la Argentina. *Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, Anales* 4: 251-312.

- Krapez, B., Barley, M.E., y Pickard, A.L., 2003. Hydrothermal and resedimented origins of the precursor sediments to banded iron formations: Sedimentological evidence from the early Palaeoproterozoic Brockman Supersequence of Western Australia. *Sedimentology* 50: 979–1011.
- Leanza, H.A., 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos intermálmicos en la comarca del cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45: 272-299.
- Leanza, H.A., Llambías, E.J. y Carbone, O., 2005. Unidades estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la cordillera del Viento y la sierra de Chacaicó durante los inicios de la Cuenca Neuquina. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos.
- Liddy, J.C., 1968. The jaspilite iron ores of Australia. *Economic Geology* 63: 815-821.
- Llambías, E.J., Kleiman, L.E. y Salvarredi, J.A., 1993. El magmatismo Gondwánico. En V.A. Ramos, *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. XII Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza 1: 53-64.
- Llambías, E.J., Leanza, H.A. y Carbone O., 2007. Evolución tectonomagmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37_050S–37_150S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 217–235.
- Llambías, E.J. y Leanza, H.A., 2005. Depósitos laháricos en la Formación Los Molles en Chacay Melehue, Neuquén: evidencia de volcanismo jurásico en la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 552-558.

- Llambías, E.J. y Rapela, C.W., 1989. Las vulcanitas de Collipilli, Neuquén, y su relación con otras unidades paleógenas de la Cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 224-236.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M., 2011. Ciclo Gondwánico: la provincia magmática Choiyoi en Neuquén. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*, Relatorio: 53-62.
- López de Azarevich, V.L., Ayendez, M., Azarevich, M.B. y De Paul Camacho, M., 2015. Estudio geológico del Manto Ferrífero II de la Formación Lipeón (Silúrico), noroeste argentino: consideraciones paleoambientales y genéticas. *Serie Correlación Geológica* 31: 137-154.
- Malvicini, L. y Saulnier, M.A., 1979. Textura de los depósitos minerales. *Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Serie Didáctica N° 3*, 67 pp.
- Mateo Fernández Caso, P.M., Monterio, D.G., Leal, P.R. y Ramos, V.A., 2011. Petrografía y geoquímica del magmatismo cretácico superior-eoceno en el área de Pichaihue, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68: 173-184.
- Méndez, V., Zanettini J.C.M. y Zappettini, E.O., 1995. Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. *Dirección Nacional de Servicio Geológico, Anales* 23: 1-190.
- Müller, von H., 1965. Zur Altersfrage der eisenerzlagertstätte Sierra Grande, Río Negro, in Nordpatagonien Aufgrund Never Fossilfunde. *Sonderd. Geol. Rundsch.*, Band 54: 715-732.

- Myette, C.F., 1991. Hydrology, water quality, and simulation of ground-water flow at a taconite-tailings basin near Keewatin, Minnesota: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 88-4230, 61 pp.
- Pesce, A., 1989. Evolución volcano-tectónica del complejo efusivo Copahue- Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 307-327.
- Planavsky, N.J., Bekker A, Rouxel, O.J., Knudsen, A. y Lyons T.W., 2010a. Rare earth element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic iron formations revisited: new perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74: 6387–6405.
- Posth, N., Konhauser, A. y Kappler, A., 2011. Banded iron formations. En: Reitner, J. y Thiel, V. (Eds.), *Encyclopedia of Geobiology XXVIII*: 92-102.
- Ramos, V.A., 1988. The tectonic of the Central Andes: 30° to 33°S latitude. En: S. Clark y D. Burchfiel (Eds.), *Processes in Continental Litospheric Deformation*. Geological Society of America, Special Paper 218: 31-54.
- Ramos, V.A., Folguera, A. y García Morabito, E., 2011a. Las provincias geológicas del Neuquén. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén, Relatorio*: 317-326.
- Ramos, V.A., Mosquera, A., Folguera, A. y García Morabito E., 2011b. Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.M., Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén XVIII Congreso Geológico Argentino, Relatorio*: 335–348.

- Rapela, C.W. y Llambías, E.J., 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. IV Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Actas 3: 458-488.
- Rovere, E.I., Caselli, A., Tourn, S., Leanza, H.A., Hugo, C. A., Folguera, A., Escosteguy, L. y Geuna, S., 2004. Hoja Geológica 3772-IV, Andacollo, provincia del Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1: 250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 298, 104 pp.
- Sagal, S. y Crosta, S., 2011. Atlas de asociaciones paragenéticas de menas de la República Argentina. Publicación N°172: 55-56.
- Sagripanti, L., Folguera, A., Gimenez, M., Rojas Vera, E.A., Fabiano, J.J., Molnar, N., Fennell, L., Ramos, V.A., 2014. Geometry of Middle to Late Triassic extensional deformation pattern in the Cordillera del Viento (Southern Central Andes): A combined field and geophysical study. *Journal of Iberian Geology* 40: 349-366.
- Sanchez, N., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo, V., Coutand, I. y Demieri, L., 2015. Structural style of the Chos Malal fold and thrust belt, Neuquen basin, Argentina: Relationship between thick- and thin-skinned tectonics. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 399-417.
- Spier, C., de Oliveira, S., Sial, A, y Rios, F., 2007. Geochemistry and genesis of the banded iron formations of the Caue Formation, Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research* 152: 170–206.
- Stipanovic, P.N., 1966. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), El Oxfordense y El Diatrofismo Diversiano (Agassiz- Yaila) en Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 20: 403-478.

- Suárez, M., De la Cruz, R., Fanning, M., Etchart, H., 2008. Carboniferous, Permian and Toarcian magmatism in Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina: First U–Pb Shrimp dates and tectonic implications. XVII Congreso Geológico Argentino, S. S. de Jujuy. Actas: 906–907.
- Suárez, M. y De la Cruz, R., 1997. Volcanismo pliniano del Lías durante los inicios de la cuenca de Neuquén, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. VII Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 266-270.
- Towe, K., 1983. Precambrian atmospheric oxygen and banded iron formations: a delayed ocean model. *Precambrian Research* 20: 161-170.
- Trendall, A. y Blockley, J., 1970. The iron formations of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia with special reference to the associated crocidolite. *Geological Survey of Western Australia Bulletin* 119, 366pp.
- Tucker, M.E., 1991. *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. Second Edition. Blackwell Science 1-260.
- Weaver, Ch., 1931. *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina*. University of Washington. Memoir 1: 1-469.
- Weaver, Ch., 1942. A general summary of the Mesozoic of South and Central America. *Proceedings 8° American Science Congress (1940)* 4, *Geology* 149-193.
- Yrigoyen, M.R., 1972. Cordillera Principal. En: A.F. Leanza (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 345-364.
- Yrigoyen, M.R., 1979. Cordillera Principal. En: Turner, J.C. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias 1: 651-694.

Zanettini, J.C.M., 1981. La Formación Sierra Grande (provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36: 160-179.

Zanettini, J.C.M., 2001. Hoja Geológica 3772-II Las Ovejas, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín* 263: 1-44.

Zanettini, J.C.M., 2011. Recursos de Minerales Metalíferos. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Relatorio: 709-724.*

Zanettini, J.C.M., Méndez, V. y Zappettini, E.O., 1987. El Mesozoico y Cenozoico sedimentarios de la comarca de Los Miches, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42: 338-348.

Zanettini, J.C.M. y Deza, M.A., 1990. Prospección geológico-minera en el área de reserva Varvarco, Provincia del Neuquén, 2ª parte. Corporación Minera del Neuquén - Dirección General de Fabricaciones Militares, 9 pp. (inédito).

Zanettini, J.C.M. y López, H., 1989a. Prospección geoquímica en el área de reserva Las Ovejas, provincia del Neuquén. Corporación Minera del Neuquén - Dirección General de Fabricaciones Militares: 1-9 (inédito).

Zanettini, J.C.M. y López, H., 1989b. Prospección geológico-minera en el área de reserva Varvarco, provincia del Neuquén. 1ª parte. Corporación Minera del Neuquén - Dirección General de Fabricaciones Militares: 1-10 (inédito).

Zapata, T., Brissón, I. y Dzelalija, F., 1999. La estructura de la faja plegada y corrida andina en relación con el control del basamento de la Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera época* 16: 112-121.

- Zappettini, E.O., Chernicoff, C., Santos, S., Dalponte, M., Belousova, E. y McNaughton, N., 2012. Retrowedge-related Carboniferous units and coeval magmatism in the northwestern Neuquén province, Argentina. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 101: 2083–2104.
- Zappettini, E.O., Crosta, S., Rubinstein, N. y Segal, S., 2014. Metallogeny of the Triassic-Jurassic Rift -Related Mineralizations in Argentina. *Acta Geológica Sinica (English Edition)* 88: 1718-1720.
- Zappettini, E.O., Méndez, V. y Zanettini J.C.M., 1987. Metasedimentitas mesopaleozoicas en el noroeste de la Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42: 206–207.
- Zappettini, E.O. y Dalponte, M., 2009. Hallazgo de hierro bandeado en el basamento del sector noroccidental de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén: aspectos estratigráficos y metalogenéticos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64: 550-554.
- Zappettini, E.O. y Dalponte, M., 2010a. Lower Jurassic Algoma-Type BIF Mineralization at Cordillera del Viento, NW Neuquén, Argentina. XIII Quadrennial IAGOD Symposium, Adelaida Australia: 278-279.
- Zappettini, E.O. y Dalponte, M., 2010b. Geoquímica y Mineralogía de ETR de los Depósitos Tipo BIF de la Cordillera del Viento, Provincia del Neuquén X Congreso de Mineralogía y Metalogenia 1: 251-256.
- Zappettini, E.O., Méndez, V. y Zanettini J.C.M., 1987. Metasedimentitas mesopaleozoicas en el noroeste de la Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42: 206–207.

Zappettini, E.O., Dalponte, M., Leanza, H.A., Lagorio, S. y Santos J.O.S., 2011. Edad y correlación de la Formación Colomichicó, sector septentrional de la Cordillera del Viento, Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén: 1374-1375.

Zöllner, W. y Amos, A.J., 1955. Acerca del Paleozoico superior y Triásico del cerro La Premia, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 10: 127-135.