

UNIVERSIDAD NACIONAL DE RÍO NEGRO



*Sede Alto Valle y Valle Medio
Carrera de Licenciatura en Geología*

**CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DE DOMOS
SUBVOLCÁNICOS RIOLÍTICOS EN EL COMPLEJO LOS
MENCOS (PERMO-TRIÁSICO), MACIZO
NORPATAGÓNICO, RÍO NEGRO**



Autor: Marco Sobol

Director: Dr. Pablo Diego González

Co-director: Lic. Darío Rubén Vera

General Roca, Río Negro, Septiembre 2021

Trabajo Final de Grado

ÍNDICE	2
RESUMEN	4
ABSTRACT	4
INTRODUCCIÓN	5
Objetivos	5
Ubicación y vías de acceso.....	6
Hipótesis.....	6
Marco teórico	7
Introducción al tema de los domos.....	7
METODOLOGÍA DE ESTUDIO	9
ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	9
Ubicación del área de estudio en el Macizo Norpatagónico	9
Marco estratigráfico regional	10
Estratigrafía del área de estudio: Complejo Los Menucos	12
RESULTADOS	14
Geología y estructura de los domos riolíticos	14
Relaciones estratigráficas primarias	14
Litología y estructura interna	16
Caracterización de litofacies volcánicas.....	18
Litofacies de la roca de caja	18
Depósitos volcanogénicos retrabajados.....	18
Lavas dacíticas.....	18
Ignimbrita cristaloclástica.....	19
Ignimbrita vitroclástica.....	20
Litofacies de los cuerpos subvolcánicos.....	21
Riolita porfirica foliada.....	21
Riolita esferulítica.....	22
Riolita perlítica.....	23
Autobrecha riolítica.....	24

Diques riolíticos afíricos.....	25
DISCUSIÓN E INTERPRETACIONES	26
Naturaleza de los domos.....	26
Modelo evolutivo	27
Consideraciones regionales y edad de los domos.....	29
CONCLUSIONES	30
AGRADECIMIENTOS.....	31
LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO.....	32
ANEXO I.....	36

RESUMEN

Dos domos intrusivos de composición riolítica fueron identificados al noroeste de la localidad de Los Menucos, en el sector centro-septentrional del Macizo Norpatagónico, en la provincia de Río Negro. Los domos cubren un área aproximada de 3 km² e intruyen rocas volcánicas pertenecientes al Complejo Los Menucos del Permo-Triásico. Las observaciones de campo y el análisis petrográfico de un conjunto de muestras recolectadas permitieron la caracterización de distintas litofacies, correspondientes tanto a los cuerpos subvolcánicos como a las rocas de la caja. Los datos de foliación por flujo magmático y el análisis de las variaciones texturales y su distribución dentro de los cuerpos subvolcánicos permitió conocer la dinámica del magma en el interior de los domos y su relación con la roca de caja y la estructura regional al momento del emplazamiento. Concluyendo que los domos habrían aprovechado el espacio generado por las fallas regionales preexistentes, utilizando las zonas de falla como conducto de alimentación. El emplazamiento de los domos estuvo controlado por los esfuerzos magmáticos que predominaron sobre los tectónicos y ocurrió en al menos 3 etapas pertenecientes a un mismo ciclo magmático posiblemente vinculado con la evolución estructural del área durante el intervalo Jurásico inferior-Cretácico.

ABSTRACT

Geological characterization of rhyolitic subvolcanic domes of the Los Menucos Complex (Permo - Triassic), North Patagonian Massif, Rio Negro

Two rhyolitic intrusive domes were identified northwest of Los Menucos in the north-central sector of the North Patagonian Massif, in the province of Rio Negro. The domes cover an area of about 3 km² and intrude volcanic rocks belonging to the Permo-Triassic Los Menucos Complex. Field observations and petrographic analyses allowed the characterization of different lithofacies, corresponding to both the subvolcanic bodies and the host rocks. The magmatic flow foliation data and textural variations study as well as their distribution within the subvolcanic bodies allowed us to know the dynamics of the magma inside the domes and its relationship with the host rock and the regional structure at the time of the intrusion. We concluded that the rhyolitic domes would have taken advantage of the space generated by the pre-existing regional faults, using the fault zones as a supply conduit. The emplacement of the domes was driven by the magmatic forces that predominated over the tectonic ones and this occurred in at least 3 stages belonging to the same magmatic cycle, possibly associated to the structural evolution of the area during the Early Jurassic-Cretaceous interval.

INTRODUCCIÓN

En la región de Los Menucos, provincia de Río Negro, aflora un conjunto de rocas volcánicas, subvolcánicas y sedimentarias que han sido agrupadas en diversas unidades, parcialmente equivalentes, tales como: Formación Los Menucos, Formación Sierra Colorada y rocas sedimentarias continentales con *Dicroidium* (Stipanovic et al., 1968), Formación Garamilla (Nullo, 1978), Grupo Los Menucos (Labudía et al., 1995) y Complejo Los Menucos (Cucchi et al., 2001). Recientes estudios geocronológicos de las rocas volcánicas y sedimentarias aflorantes entre Los Menucos y el borde austral del sistema de fallas El Piche (Giacosa et al., 2005), permitieron acotar la edad del Complejo Los Menucos al intervalo Pérmico-Triásico Inferior (Luppo et al., 2018; Falco et al., 2018).

La estructura de esta región está caracterizada por fallas de rumbo E-O con variaciones ONO y ENE-NE, con desplazamientos kilométricos y una cinemática mayormente dextral vinculada con una extensión oblicua NE-SO a NNE-SSO (Giacosa et al., 2007).

En una zona ubicada en las inmediaciones del puesto Mansilla, a 35 km al NO de la localidad de Los Menucos, aflora una sucesión volcano-sedimentaria de al menos 2 km de espesor (Lema et al., 2008), compuesta por rocas piroclásticas de composiciones riolíticas o dacíticas, rocas sedimentarias y volcanoclásticas y lavas mesosilícicas a básicas perteneciente al Complejo Los Menucos (Lema et al., 2008; Lema et al., 2009; Luppo et al., 2018). Durante las tareas de campo correspondientes al presente Trabajo Final, se identificaron rocas volcánicas no fragmentadas de composición riolítica cuyas características geológicas y texturales son compatibles con cuerpos intrusivos subvolcánicos, los cuales estarían emplazados en la mencionada secuencia. Estas rocas fueron identificadas y mapeadas previamente por Lema et al., (2008; 2009) bajo la denominación de “Ignimbritas vitroclásticas y/o riolíticas alteradas”, interpretadas como flujos piroclásticos de composición riolítica. Este trabajo final de licenciatura pretende contribuir al conocimiento geológico del área mediante la cartografía geológica de detalle y la caracterización petrográfica de dichas rocas.

Objetivos

El principal objetivo de este trabajo final es contribuir, con nuevos datos petrológicos y estructurales, al conocimiento geológico de un área situada al noroeste de la localidad de Los Menucos, provincia de Río Negro, mediante la caracterización geológica de cuerpos ígneos subvolcánicos. Para ello se plantearon los siguientes objetivos específicos:

- Identificar los cuerpos y describir su morfología.
- Determinar los contactos con las rocas de caja.
- Identificar diferentes facies mediante un análisis mineralógico-textural de sus rocas.
- Confeccionar un mapa geológico de detalle del área.

- Analizar si el emplazamiento de los cuerpos sub-volcánicos tiene un control magmático o estructural o es combinado entre estos dos.

Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se encuentra ubicada en el sector central de la provincia de Río Negro, 200 km al sur de la ciudad de General Roca y 35 km al noroeste de la localidad de Los Menucos entre los paralelos - 40°41'47" y - 40°44'18" de latitud sur y los meridianos - 68°26'40" y - 68°29'00" de longitud oeste. Desde la localidad de Los Menucos, el acceso al área es por ruta Provincial N° 8, 27 km al noroeste y tomando el camino vecinal en dirección oeste que conduce a la propiedad de Avelino Mansilla y el Puesto Marillán. El área de estudio se encuentra 5 km al este de este último (Fig. 1).

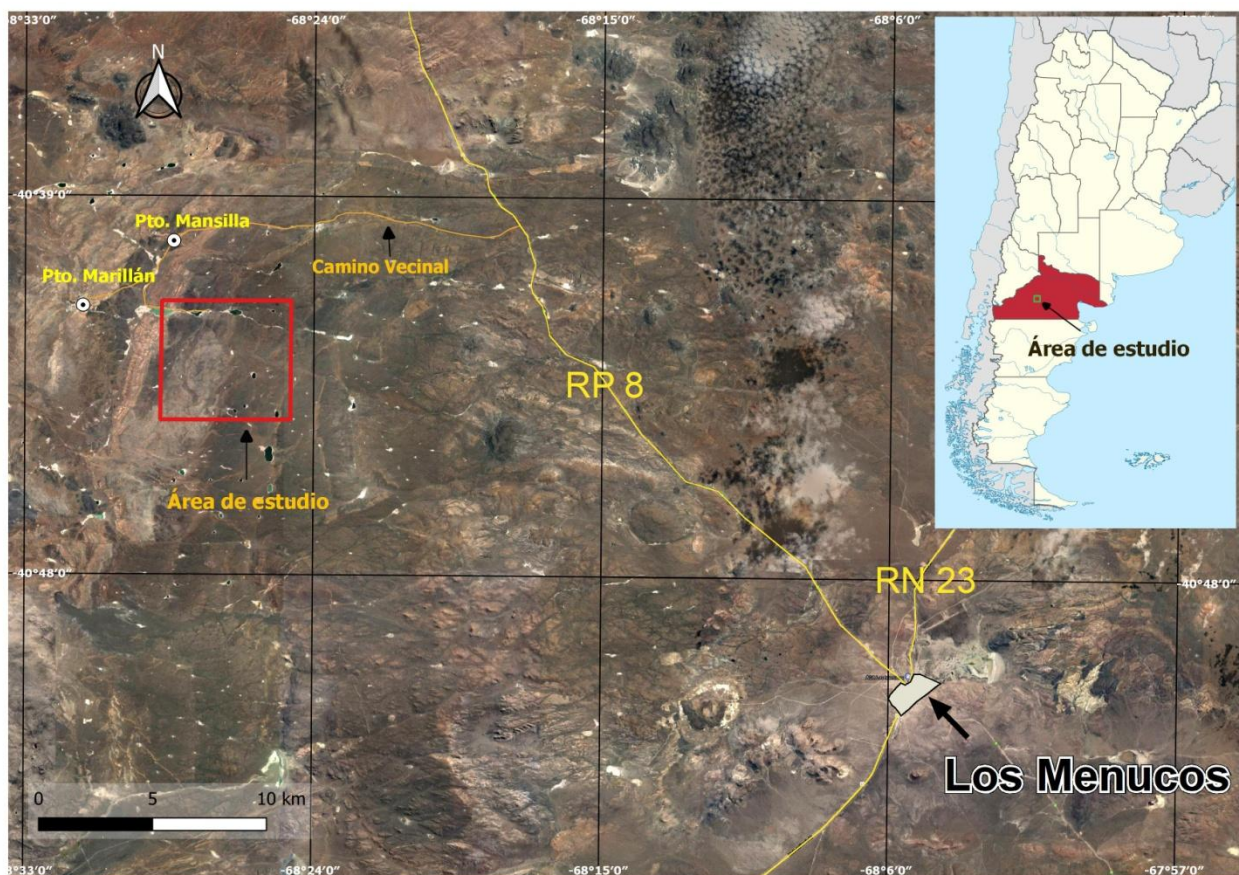


Figura 1. Ubicación regional del área de estudio dentro de la provincia de Río Negro y principales vías de acceso.

Hipótesis

Sobre la base de las tareas de campo y de gabinete correspondientes al presente Trabajo Final y considerando las investigaciones previas realizadas por diversos autores (Cucchi et al., 2001; Giacosa et al., 2007; Lema et al., 2008; 2009; Luppó et al., 2018, entre otros), se formuló la hipótesis de que las rocas volcánicas no fragmentadas aflorantes en el área de estudio, corresponden a un cuerpo

subvolcánico emplazado en las rocas del Complejo Los Menucos de edad Pérmica-Triásica Inferior. Se plantea, además, que la intrusión de dicho cuerpo ocurrió en al menos dos pulsos distintos.

Marco Teórico

Introducción a los domos volcánicos

Los domos riolíticos son estructuras ígneas formadas por la intrusión de lavas viscosas a partir de una fuente central. Su crecimiento es endógeno, por inyección de lava dentro del espacio inicial donde se alojará el cuerpo. El emplazamiento puede ocurrir en la superficie o justo por debajo de esta y el mecanismo principal del mismo es el *Balooning* (Ramsay, 1981), que consiste en sucesivos aportes de magma con alto grado de cristalización, que empujan lateralmente a los pulsos ígneos previos provocando la deformación de los elementos internos y flexionando hacia arriba a las rocas de la caja generando el “domamiento” de la misma (Paterson et al., 1991) (Fig. 2).

La estructura interna de los domos es marcadamente fluidal y en la mayoría de los casos la foliación producida por el flujo interno de la lava, tiende a ser vertical y concéntrica en el núcleo del cuerpo mientras que hacia sus márgenes, la inclinación de las capas decrece gradualmente (Williams, 1932; Bryan, 1966; Benson y Kittleman, 1968) (Fig. 2). Los espesores de cada lámina de flujo son de pocos milímetros debido a la alta viscosidad del magma (Llambías, 2015).

Las texturas de los domos son porfíricas, con pastas muy finas hasta vítreas. En el interior de los cuerpos dómicos se desarrolla una amplia variación textural que viene dada por la distribución de facies coherentes versus autoclásticas, las variaciones en el tamaño y abundancia de las vesículas, y los efectos de desvitrificación, cristalización e hidratación. El desarrollo de las diversas texturas refleja la interacción de las condiciones previas al emplazamiento (composición, especialmente el contenido de volátiles y fenocristales), los procesos que operan durante el emplazamiento (vesiculación, autobrechamiento, cristalización y desvitrificación) y los cambios que ocurren con posterioridad al mismo (cristalización tardía y desvitrificación, hidratación y desarrollo de diaclasas) (McPhie et al., 1993).

La distribución de facies coherentes y autoclásticas está fuertemente controlada por la reología de la lava. Cuando el esfuerzo de cizalla excede el límite elástico, la lava fluye. Pero si el esfuerzo de cizalla supera la resistencia a la tracción se produce la rotura frágil de la lava. Tanto el límite elástico como la resistencia a la tracción disminuyen al aumentar la temperatura (Fink y Manley, 1987). De esta manera, en el interior caliente del cuerpo dómico la lava puede deformarse y fluir, mientras que hacia la base y los bordes del mismo, donde la temperatura es menor, se generan capas rígidas que no se deforman. El movimiento de la lava en el interior provoca la fragmentación de estas capas rígidas que luego son incorporadas por la lava fluida, de modo que los domos suelen tener una brecha superior, basal y marginal compuesta de bloques englobados una matriz de la misma composición (autobrecha) (McPhie et al., 1993) (Fig. 2). La variación textural en el interior de los

cuerpos dómicos también resulta de la desvitrificación y la hidratación. Las partes externas se enfrían rápidamente hasta convertirse en vidrio. En las partes vítreas más frías no se produce la desvitrificación, aunque posteriormente el vidrio puede hidratarse y desarrollar textura perlítica (Fig. 2), o bien este puede alterarse y recristalizar. El interior del cuerpo se enfría más lentamente, lo que resulta en una o más zonas de obsidiana esferulítica, generadas por procesos de desvitrificación a alta temperatura, alrededor de un núcleo de riolita cristalizada (McPhie et al., 1993) (Fig. 2).

Según su naturaleza los domos pueden ser de carácter extrusivo, si poseen una parte que se derrama en la superficie, o netamente intrusivos que debido a la escasa movilidad de magmas viscosos, se emplazan en niveles subvolcánicos pero sin alcanzar la superficie. A estos domos intrusivos se los denomina criptodomos. Este carácter intrusivo los diferencia de los domos extrusivos y de las coladas dómicas, que poseen una raíz intrusiva en el conducto volcánico y una parte extrusiva (Llambías, 2015). En los aparatos volcánicos erosionados, los cuerpos intrusivos quedan expuestos y resulta difícil distinguir criptodomos de domos extrusivos (Stewart y McPhie, 2003) por lo que se los denomina simplemente domos. Los criptodomos, a su vez, se diferencian de los lacolitos ya que su emplazamiento es controlado principalmente por fracturas y no por la estratificación de la roca de caja. La elevada viscosidad del magma no permite el relleno total de la fractura, formando criptodomos alineados a lo largo de ella (Llambías, 2015).

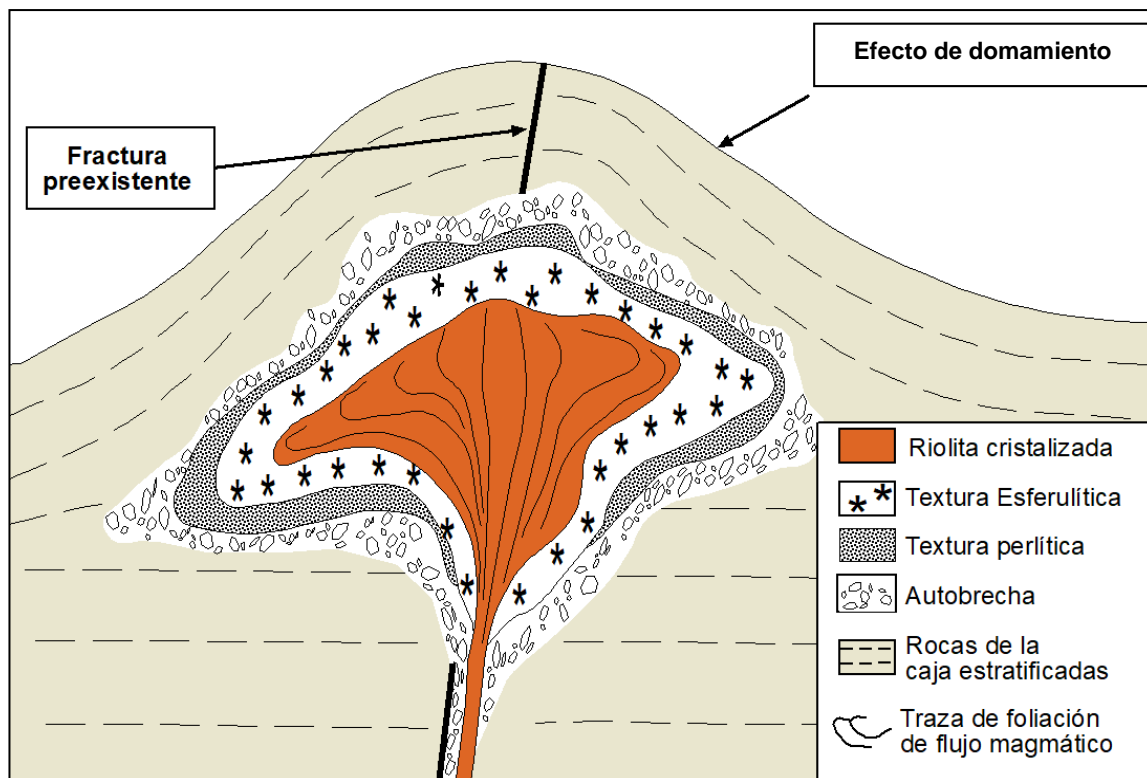


Figura 2. Esquema idealizado de un Criptodomo emplazado en rocas estratificadas. Se muestra la variación textural generada por procesos de fragmentación, hidratación y desvitrificación; y su distribución en el interior del cuerpo. Las líneas continuas dentro del cuerpo dómico representan la las orientaciones de la foliación de

flujo magmático, hacia el conducto tiende a ser vertical, mientras que hacia los bordes la inclinación decrece progresivamente. La línea gruesa representa la fractura preexistente que controló el emplazamiento del domo. Las líneas discontinuas representan la estratificación de la roca de caja, en la parte superior del domo se encuentra flexionada hacia arriba por los esfuerzos magmáticos desarrollados durante el emplazamiento (domamiento). Modificado de [Lexa et al., \(1998\)](#) y [McPhie et al., \(1993\)](#).

METODOLOGÍA DE ESTUDIO

La metodología aplicada para la elaboración de este trabajo puede dividirse en tres etapas: 1. Trabajo de gabinete previo al campo; 2. Trabajo de campo; 3. Trabajo de gabinete posterior al campo. Durante el trabajo de gabinete previo se realizó una recopilación de bibliografía referida al tema y se investigaron los antecedentes del área y zonas aledañas. Durante esta etapa también se elaboró un mapa preliminar mediante el uso del sistema de información geográfica de software libre y de código abierto QGIS y se identificaron puntos de control con interés geológico.

El trabajo de campo consistió en la inspección de los puntos de control seleccionados durante la primera etapa y un trabajo de cartografía geológico-estructural diferenciando litologías y texturas. También se tomaron datos de estructuras ígneas primarias y se recolectaron muestras de rocas ígneas.

El trabajo de gabinete posterior al campo consistió en el análisis y descripción de las muestras con lupa binocular y de láminas delgadas bajo el microscopio petrográfico. Finalmente se confeccionó un mapa geológico final y a partir de la integración e interpretación de la información de campo y gabinete se propuso un esquema de emplazamiento.

ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Ubicación del área de estudio en el Macizo Norpatagónico

El área de estudio está ubicada en el sector centro-septentrional del Macizo Norpatagónico o Macizo de Somún Curá, una provincia morfoestructural con un área aproximada de 140000 Km² que abarca gran parte de la provincia de Río Negro y norte de Chubut ([Fig. 3](#)). Limita con la cuenca Neuquina hacia el noroeste, la cuenca del Colorado hacia el noreste, la cuenca del golfo San Jorge hacia el sur, la cuenca de Cañadón Asfalto hacia el suroeste y con la Precordillera Patagónica hacia el oeste. Este último límite se ha establecido en el frente de deformación ándico que separa, una región occidental con notable deformación cenozoica, de una oriental correspondiente al Macizo Norpatagónico donde la estructuración ándica es nula o débil ([Ramos, 1999](#)).



Figura 3. Ubicación del área de estudio (recuadro rojo) dentro del Macizo Norpatagónico y las provincias morfoestructurales de la región patagónica (Modificado de Ramos, 1999).

Marco estratigráfico regional

Las rocas más antiguas del área de Los Menucos son filitas y cuarcitas de la Formación Colo Niyeu (Labudía y Bjerg, 1994) que, en base a su edad máxima de sedimentación, fue asignada al Cámbrico temprano (532 Ma) (Martínez Dopico et al., 2017). Por su litología y grado metamórfico es comparable con las formaciones El Jagüelito y Nahuel Niyeu del sector oriental del Macizo Norpatagónico (Martínez Dopico et al., 2017). Las rocas de la Formación Colo Niyeu no afloran en la zona de estudio ya que están expuestas hacia el oeste de la misma (Fig. 4). Estas rocas son intruidas por cuerpos ígneos granítico-granodioríticos, meso- a epizonales de edad neopaleozoica (Martínez Dopico et al., 2019) del Complejo Plutónico La Esperanza (Llambías y Rapela, 1984), cuyos principales afloramientos se encuentran hacia el norte y noroeste del área de estudio (Fig. 4). Martínez Dopico et al., (2017) relacionaron la intrusión de estos cuerpos ígneos con el desarrollo y colapso de una caldera asociada a la estructura regional, que tuvo lugar entre los 273 ± 2 Ma y los 250 ± 2 Ma.

En discordancia sobre las unidades anteriores se apoya un conjunto de rocas volcánicas, donde predominan las explosivas, asociadas con sedimentitas clásticas y cuerpos intrusivos someros, de edad permo-triásica (Falco et al., 2018; Luppó et al., 2018), agrupadas en el Complejo Los Menucos (Cucchi et al., 2001). El complejo tiene amplia distribución y buenos afloramientos en el área de estudio (Fig. 4), y constituye la roca de caja de los cuerpos ígneos estudiados en este trabajo, por lo que más adelante se presenta una descripción del mismo con mayor detalle.

En zonas aledañas al área de estudio las rocas del Complejo Los Menucos están cubiertas por las Volcanitas Loma Blanca, atribuidas al Jurásico (Falco et al., 2021); por sedimentitas cretácicas de origen continental y marino de la Cuenca Neuquina; y por basaltos y sedimentitas cenozoicas (Fig. 4). El cuaternario está representado por materiales sueltos de composición y granulometría variada que son dispersados por cursos de agua generalmente semipermanentes y por la acción de la gravedad (Cucchi et al., 2001).

La estructura regional está caracterizada por una intensa fracturación que afecta a las metasedimentitas de la Formación Colo Niyeu, a los plutones pérmicos y a las rocas volcano-sedimentarias del Complejo Los Menucos. Las unidades del Cretácico inferior y más jóvenes no presentan evidencias de esta deformación. Las fallas son en su mayoría de rumbo O-E, con variaciones al ONO y ENE a NE, con desplazamientos de rumbo kilométricos y predominio de una cinemática dextral que fue vinculada por Giacosa et al. (2007) con una extensión oblicua NE-SO a NNE-SSO. Las fallas se presentan como estructuras individuales o conformando sistemas de fallas. Las principales son: La falla Loma Blanca, el sistema de fallas Piche, las fallas Cerro La Laja y Cerro La Laja Norte y la falla Lagunitas (Fig. 4). La estructura del área de estudio se encuentra estrechamente vinculada al sistema de fallas Piche (Giacosa et al., 2005) ubicado a unos 7 km al norte de la misma (Fig. 4). Se trata de un sistema de fallas de más de 100/120 km de longitud, conformado por varias estructuras de rumbo dominante O-E, con algunas variaciones que dan origen a zonas dilatantes (*pull apart* Piche) y de levantamiento (*push-up* Caledonia) (Fig. 4) (Giacosa et al., 2005; 2007). Los flujos ignimbríticos y andesíticos del Complejo Los Menucos ubicados al sur del *pull apart* Piche, tienen una disposición estructural caracterizada por inclinaciones hacia el E, que progresivamente cambian al SE y SO, en inmediaciones del borde sur de la depresión. Esta estructura buzante al SE, y denominada sinforme Piche (Giacosa et al., 2005) (Fig. 4), fue atribuida a efectos de arrastre durante la transcurrancia. Sin embargo, podría tratarse también de un sinclinal en el bloque de techo de la falla Piche (sur) generado como consecuencia de la componente de inclinación durante la extensión oblicua (Giacosa et al., 2007). El área de estudio de este trabajo queda incluida en una parte cercana al cierre del sinforme Piche y en la misma se ha identificado un conjunto de fallas de rumbos O-E, NO-SE y NE-SO y aparente cinemática sinistral que podrían estar genéticamente vinculadas a la evolución de dicha estructura.

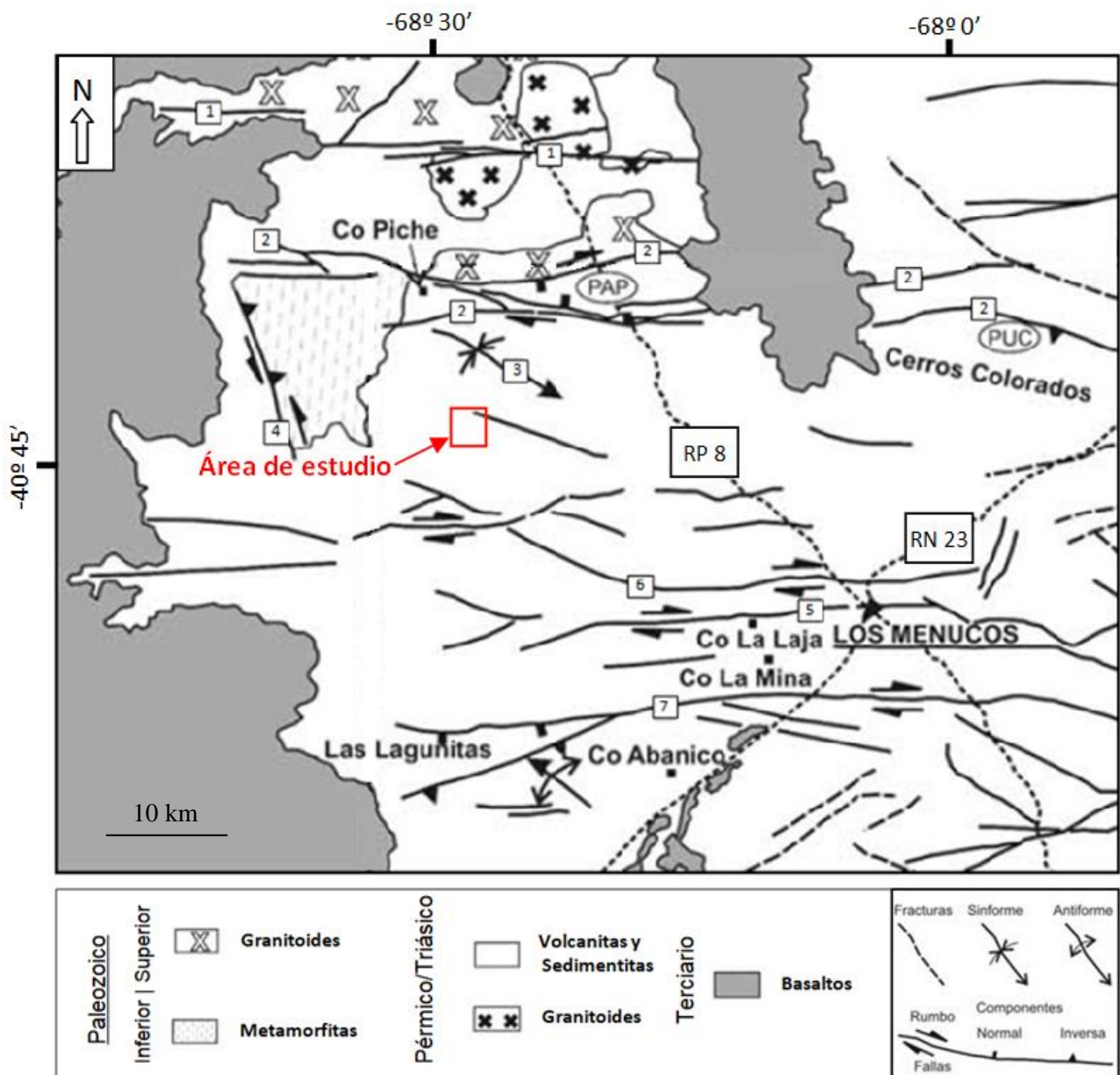


Figura 4. Mapa estructural de la región de Los Menucos modificado de [Giacosa et al., \(2007\)](#). 1) Falla Loma Blanca; 2) Fallas del sistema Piche; 3) Sinforme Piche; 4) Falla Lenzaniyeu; 5) Falla Cerro la Laja; 6) Falla Cerro la Laja norte; 7) Falla Lagunitas; PAP) *pull-apart* Piche; PUC) *push-up* Caledonia.

Estratigrafía del área de estudio: Complejo Los Menucos

Con la denominación de Complejo Los Menucos (CLM) ([Cucchi et al., 2001](#)) se reúne a un conjunto de rocas volcánicas, subvolcánicas y sedimentarias de importante distribución areal en el sector centro-septentrional del Macizo Norpatagónico, cuyas relaciones geológico-estratigráficas aún no han sido totalmente esclarecidas. Desde las primeras investigaciones realizadas por [Miranda \(1966\)](#) y [Stipanivic \(1967\)](#) sobre la unidad, a la cual denominaron Formación Los Menucos, numerosos autores han estudiado diferentes sectores del área asignando nombres locales a distintos conjuntos de rocas parcialmente equivalentes, tales como: Formación Los Menucos, Formación Sierra

Colorada y rocas sedimentarias continentales con *Dicroidium* (Stipanovic et al., 1968), Formación Garamilla (Nullo, 1978), Grupo Los Menucos (Labudía et al., 1995) y Complejo Los Menucos (Cucchi et al., 2001). Por tales motivos, al extender regionalmente el esquema de esos autores, Lema et al., (2008) consideraron apropiado proponer el nombre de Complejo Los Menucos y agruparon los diferentes tipos de rocas en facies.

El Complejo Los Menucos está compuesto principalmente por depósitos piroclásticos que cubren un área de al menos 40000 km² (Labudía y Bjerg, 2001) y tienen un espesor mínimo de alrededor de 2 km (Labudía y Bjerg, 2001; Lema et al., 2008). Los mantos de ignimbrita yacen en posición sub-horizontal o suavemente inclinada, según el ángulo de reposo de sus componentes, y varían de composiciones dacíticas a riolíticas. Intercaladas con las ignimbritas se presentan tobas y tufitas comúnmente vinculadas a sedimentitas depositadas en ambientes lagunares instalados en el paleo relieve volcánico. En menor medida, las ignimbritas tienen intercalaciones de flujos lávicos dacítico-riolíticos y, en mucha menor proporción, andesíticos. Diques riolíticos y cuerpos sub-volcánicos diorítico-monzoníticos intruyen tanto a las rocas metamórficas de la Formación Colo Niyeu y a los plutones pérmicos como a las secuencias volcánicas del Complejo Los Menucos, y a su vez son cubiertos por efusiones más tardías correspondientes al mismo ciclo eruptivo (Cucchi et al., 2001).

Durante varios años la edad del Complejo Los Menucos ha sido acotada al Triásico Medio - Superior. Esto estuvo fundado principalmente en una edad (isocrona Rb/Sr – roca total) de 222 ± 2 Ma obtenida por Rappela et al., (1996) en una ignimbrita aflorante al este del área de estudio, y otra (isocrona Ar₃₉/Ar₄₀ en biotita) de 206.9 ± 1.2 Ma obtenida por Lema et al., (2008) en un domo monzonítico cuarzoso 30 km al sur de la misma. Sin embargo, nuevas dataciones U-Pb en circones realizadas por Luppó et al., (2018) sobre una espesa secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias aflorantes al sureste del puesto Marillán, indican que la misma se depositó entre los 257 ± 1 Ma y los 248 ± 1 Ma en el marco de un evento volcánico que duró al menos 10 Ma y que estuvo ubicado alrededor del límite Pérmico – Triásico (Luppó et al., 2018). Además, Falco et al., (2018) obtuvieron edades U–Pb de 248 ± 1 Ma, 252 ± 1 Ma y 256 ± 0.7 Ma en piroclastitas aflorantes en los puestos Vera, Álvarez y Tschering, respectivamente, en áreas ubicadas hacia el este y el sureste de la zona de estudio de este trabajo. Por otra parte, nuevos aportes sobre la icnología de los depósitos sedimentarios corroboran una asignación pérmica a triásica inferior (Díaz-Martínez y De Valais, (2014); Citton et al., 2018).

RESULTADOS

Geología y estructura de los domos riolíticos

1. *Relaciones estratigráficas primarias*

En la zona de estudio se identificaron dos domos subvolcánicos de composición riolítica cuyos afloramientos, poco expuestos y muy cubiertos por depósitos modernos se encuentran dispersos en un área de unos 3 km². El conjunto está constituido por un cuerpo mayor de ~3,3 km de largo por 1,2 km de ancho, que cubre poco más del 80 % del área de estudio, su forma es elíptica elongada en la dirección noreste - suroeste con un apéndice en su margen sur que se proyecta hacia el suroeste. A este cuerpo dómico se lo denominó domo mayor (Fig. 5 a). El otro cuerpo es más pequeño y yace inmediatamente al norte del domo mayor y se encuentra en contacto con este en toda la extensión de su borde sur. Presenta un diseño en planta de sección triangular de 1,2 km de base en dirección este-oeste por 0,75 km de alto en la dirección norte-sur. A este cuerpo se lo denominó domo menor (Fig. 5 a).

En las imágenes satelitales se observa que el borde norte del domo mayor secciona la geometría del domo menor. Además, en la zona de contacto entre ambos cuerpos, el domo mayor se encuentra autobrechado (Fig. 5 a). Lo que indica que al momento del emplazamiento del domo mayor, el domo menor ya se encontraba lo suficientemente frío para inducir el autobrechamiento en el borde externo del domo mayor. Esto permite inferir una relación temporal entre ambos domos en la que domo mayor sería posterior.

A pesar de que el contacto con la caja se encuentra cubierto, los bordes de los cuerpos pueden ubicarse con bastante precisión ya que estos se caracterizan por un suave cambio en la pendiente del terreno producido por la erosión diferencial de ambas litologías cuyos regolitos permiten determinar una zona de contacto menor a los 10 metros. No se han identificado *hornfels* o aureolas de contacto sobre la roca de caja. Esto puede deberse a que la masa calórica de los domos, debido a su reducido tamaño, no habría sido suficiente para generar una perturbación térmica significativa sobre la roca de caja (Llambías, 2015).

Se ha identificado además, un conjunto de diques riolíticos afíricos de hasta 10 cm de espesor que cortan tanto a la riolita foliada del domo mayor como a las ignimbritas de la caja. Dado que su composición es igual a la de los domos, sus bordes se encuentran soldados y presentan signos de intrusión mutua con estos por lo que se los considera como diques comagmáticos/sinmagmáticos. La presencia de los diques riolíticos cortando la caja rígida y su coetaneidad con los domos subvolcánicos es una de las evidencias del carácter intrusivo de estos últimos. Una descripción más detallada de estos diques se presenta en el capítulo 3.2.5.

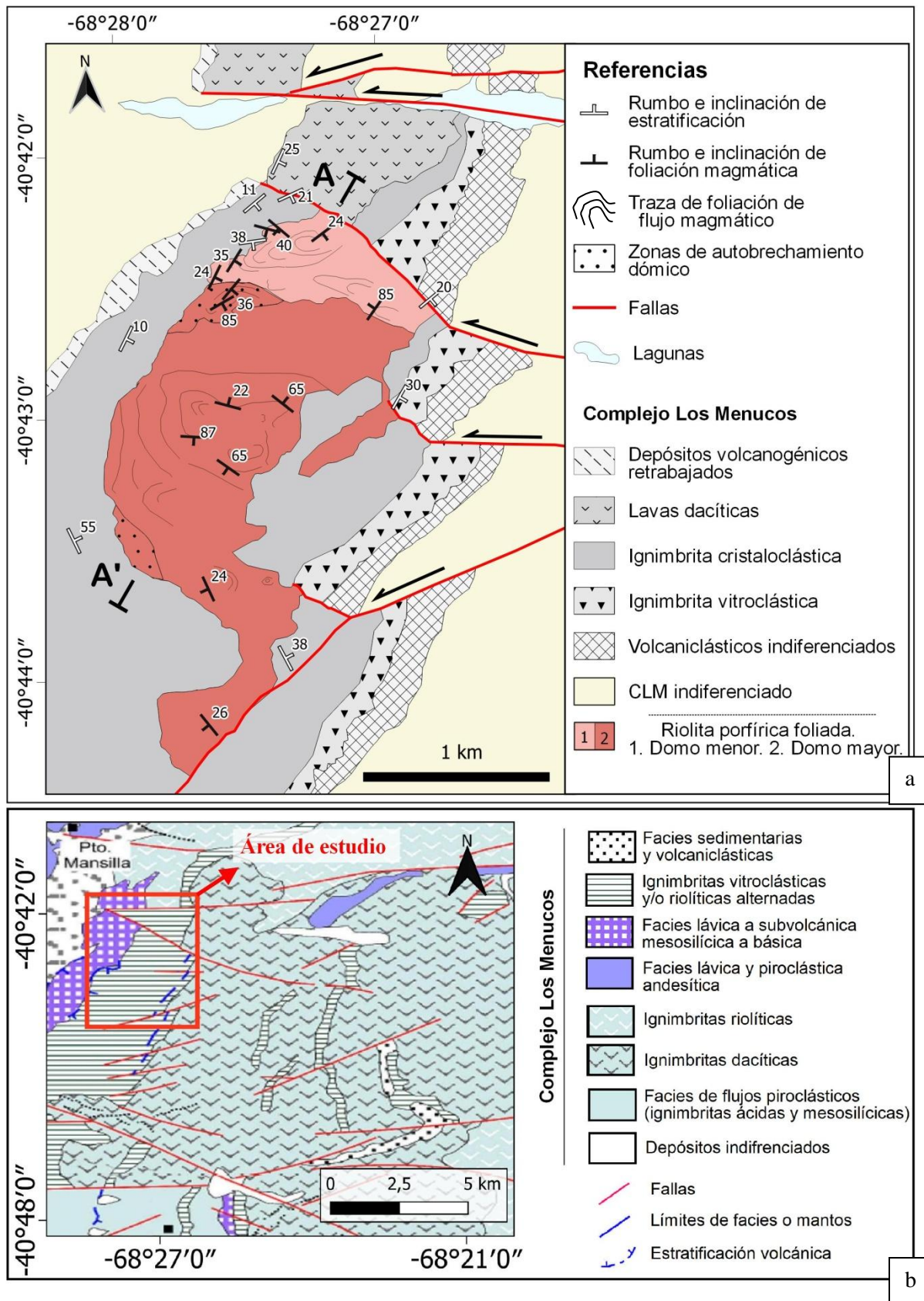


Figura 5. a. Mapa geológico del área de estudio. **b.** Mapa geológico modificado de Lema et al. (2008) indicando la ubicación del área de estudio (recuadro rojo).

2. Litología y estructura interna

Los domos están constituidos por una riolita porfírica foliada y/o bandeada que alterna láminas o bandas, respectivamente, de color salmón o morado. Internamente ambos cuerpos dómicos presentan una marcada foliación por flujo. Los planos de foliación están definidos por la disposición preferencial de cristales de anfíbol y/o biotita, o por la intercalación de bandas con textura esferulítica o brechosa y foliada (Fig. 6). El espesor de las bandas varía entre los 2 cm y 30 cm, pero en ocasiones puede llegar al orden milimétrico. Esta variación en los espesores suele estar relacionada a la dimensión de la fase dispersa que define la foliación. Así en los sectores donde abundan los minerales de hábito tabular o la textura esferulítica, se observan láminas de espesores milimétricos (Fig. 6 a), mientras que en aquellos sectores donde las riolitas presentan autobrechamiento, y el tamaño de los litoclastos es considerable, los planos de foliación pueden superar los 30 cm de espesor (Fig. 6 b). Debido al flujo magmático los planos de foliación se encuentran plegados y frecuentemente se repliegan sobre sí mismos, enrollándose y formando pliegues en vaina, lo que indica una elevada viscosidad del magma y su comportamiento dúctil (Fig. 6 c).

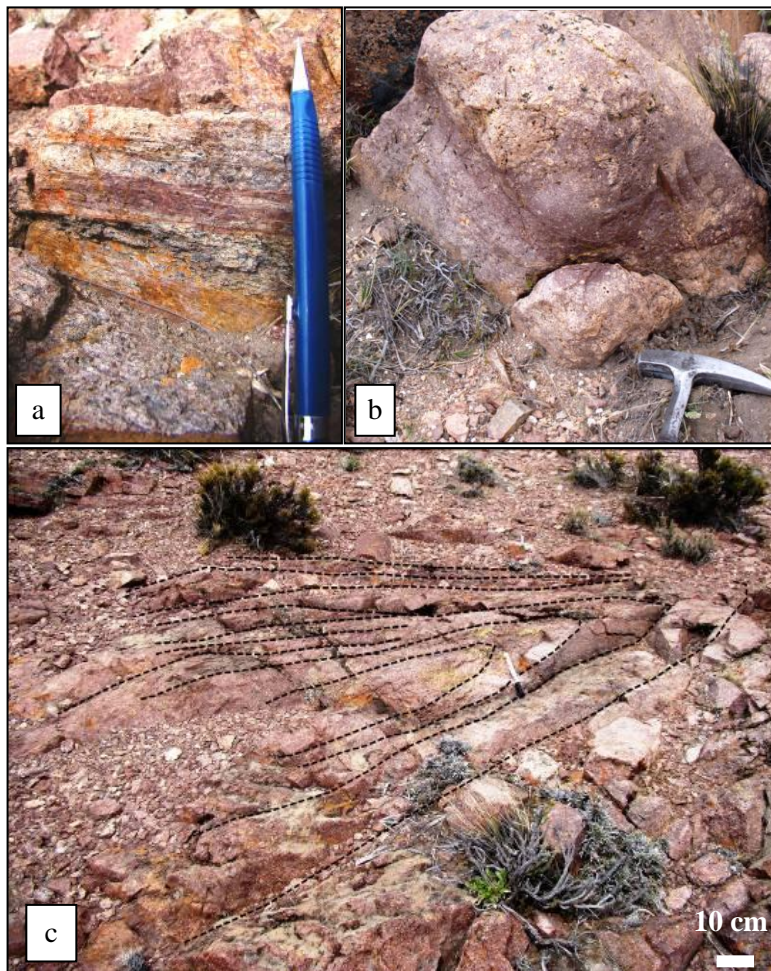


Figura 6. a. Planos de foliación en sector con textura esferulítica. El espesor de las láminas de foliación es del orden milimétrico **b.** Autobrecha riolítica. El espesor de los planos de foliación alcanza los 30 cm **c.** Pliegue en vaina en afloramiento de riolita foliada.

A partir de los datos de foliación cartografiados se diferenciaron dos sectores, uno en cada domo, donde los planos presentan las inclinaciones máximas y los rumbos definen un arreglo concéntrico; esto permitió inferir la ubicación aproximada de los conductos de alimentación de los cuerpos dómicos. Además, estos sectores coinciden con la proyección de dos fallas de rumbo O-E y cinemática sinistral que deforman los niveles piroclásticos ubicados inmediatamente al este de los domos pero no parecen afectar el interior de estos últimos (Fig. 5 a). Por lo que se interpreta que los planos de falla de dichas estructuras habrían actuado como conductos de alimentación de los domos (Fig. 7). Por otro lado, los niveles piroclásticos, además de estar desplazados por las mencionadas fallas, se encuentran rotados en sentido horario. Lo que podría ser una consecuencia del efecto de domamiento debido a los esfuerzos magmáticos sobre la roca de caja estratificada (Paterson et al. 1991).

Las variaciones texturales y su distribución dentro de los cuerpos subvolcánicos son importantes para conocer la dinámica del magma y su relación con las estructuras regionales (Llambías, 2015). Por tal motivo, las mismas se describen con mayor detalle en el capítulo 3.2.

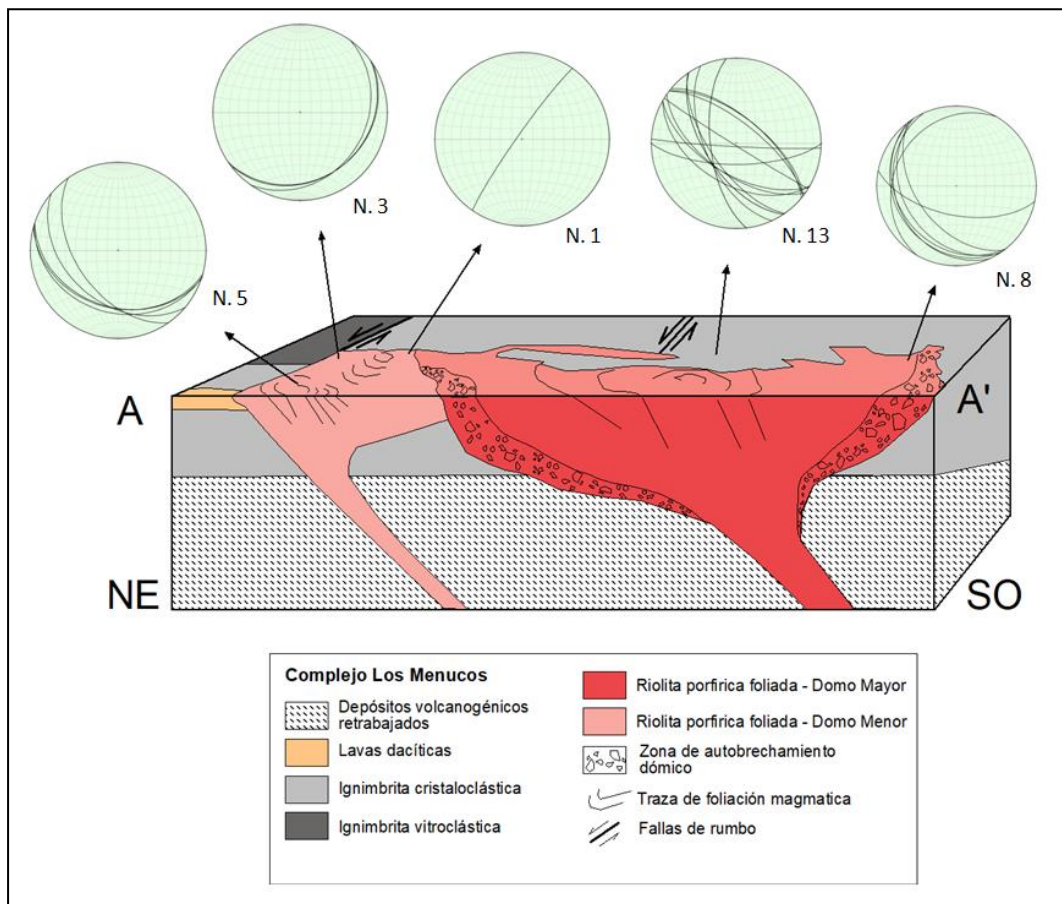


Figura 7. Block diagrama de la transecta A-A' indicada en el mapa de la Figura 5. En proyección estereográfica equiareal del hemisferio inferior se grafican los planos de foliación magmática. N = cantidad de datos.

3. Caracterización de litofacies volcánicas y sedimentarias

Las observaciones de campo junto con el análisis mineralógico y textural, de las muestras recolectadas, bajo la lupa binocular y el microscopio petrográfico permitieron distinguir distintas litofacies que fueron divididas en: litofacies pertenecientes a la roca de caja y litofacies pertenecientes a los cuerpos subvolcánicos, y que se describen a continuación.

3.1 Litofacies de la roca de caja

3.1.1 Depósitos volcanogénicos retrabajados

Esta litofacies aflora a lo largo de una estrecha faja de orientación NNE-SSO y está ubicada al oeste de los domos. Está constituida por areniscas de grano fino, que alternan con niveles pelíticos de hasta 3 cm de espesor. Las areniscas forman geometrías tabulares de hasta 40 cm de potencia (Fig. 8 a), presentan laminación paralela (Fig. 8 b) y en algunos sectores se observan ondulas de corriente. Están compuestas por materiales volcánicos retrabajados. En cuanto a la composición, se trata de litoarenitas feldespáticas cuyos líticos pertenecen a rocas volcánicas de composición andesítica. Esta litofacies aflora también como bancos aislados entre los niveles de ignimbritas adyacentes.

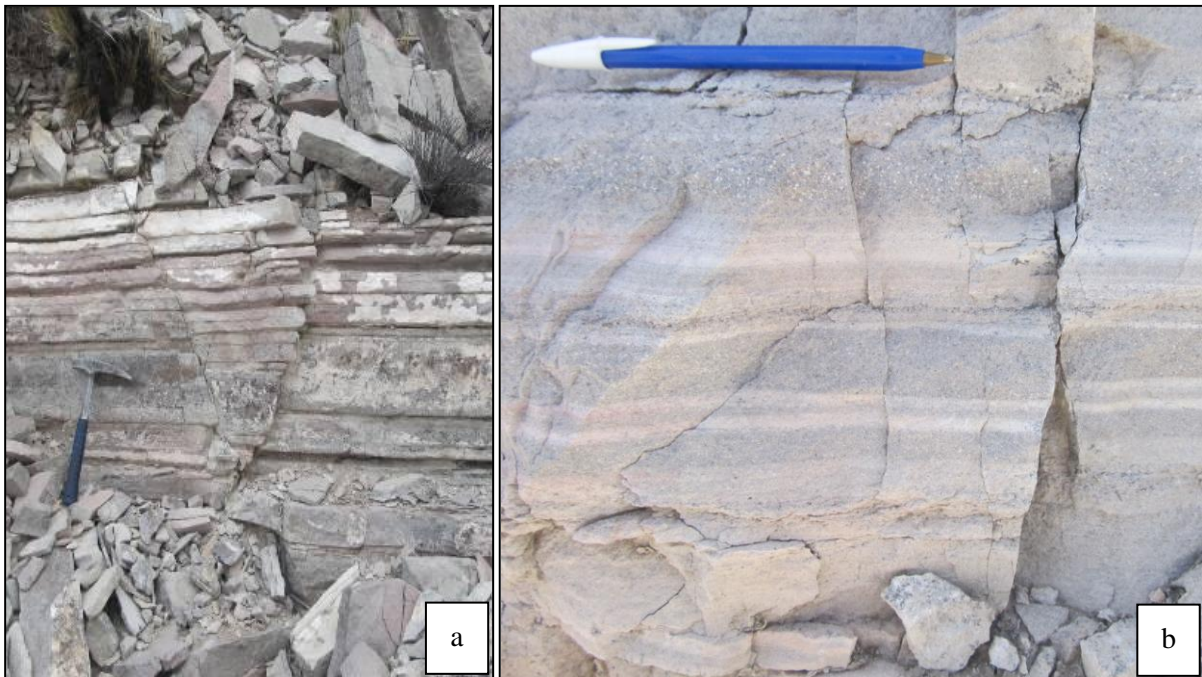


Figura 8. Depósitos volcanogénicos retrabajados **a.** Vista del afloramiento de los depósitos volcanogénicos retrabajados **b.** detalle de la laminación paralela en areniscas.

3.1.2 Lavas dacíticas

Los afloramientos, distribuidos al norte del área de estudio, se presentan como columnas y cresta de hasta 3 metros de alto (Fig. 9 a), integran una faja de unos 500 m de ancho con bancos tabulares que inclinan entre 20° y 25° hacia el SE. En algunos sectores se observa foliación de flujo subparalela a las capas. La roca tiene textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, sanidina, cuarzo, biotita y

anfíbol englobados en una pasta afanítica de color morado (Fig. 9 b). La plagioclasa es subhedral, presenta zonación muy visible en muestra de mano, el feldespato alcalino se presenta como cristales euhedrales alterados y en ocasiones fracturados. Los cristales de cuarzo son euhedrales y se hallan muy dispersos. El anfíbol y la biotita son abundantes y dan una tonalidad oscura a la roca. En lámina delgada la pasta presenta textura felsítica y está compuesta principalmente por cuarzo y feldespato. En base a la composición modal, la roca clasifica como una feno-andesita, pero teniendo en cuenta la alta relación pasta/fenocristales y el elevado contenido de cuarzo y feldespato de la pasta, se la clasifica como dacita.

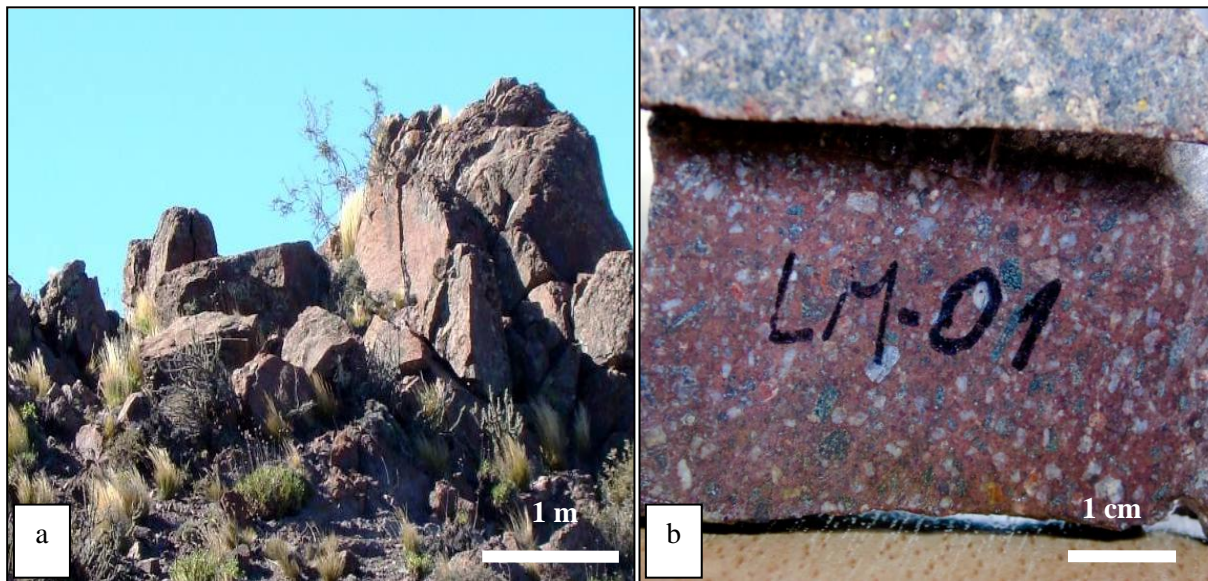


Figura 9. Lavas dacíticas. **a.** Afloramiento de las lavas dacíticas. **b.** Detalle de textura porfírica en muestra de mano. Se observan fenocristales de plagioclasa (blancos), sanidina (rosados alterados), biotita y anfíbol (oscuros) englobados en una pasta afanítica de color morado.

3.1.3 Ignimbrita cristaloclástica

Es la litofacies que ocupa la mayor extensión del área de estudio. Se dispone como una faja alargada en dirección noreste de unos 2,5 km de ancho. Los afloramientos consisten en cuerpos tabulares conformados por finas capas que al quedar expuestos a la meteorización se fragmentan en lajas irregulares con aristas afiladas (Fig. 10 a). Si bien los contactos entre los domos y la roca de caja se encuentran cubiertos, a partir de la relación de campo se infiere que esta litofacies es la roca hospedante de los domos. Los afloramientos ubicados al norte del área de estudio, inclinan entre 10° y 30° hacia el SE, mientras que aquellos ubicados al sur de la misma, presentan inclinaciones entre 30° y 50° hacia el NE.

Se trata de una roca piroclástica con textura fragmentosa, compuesta esencialmente por cristaloclastos de feldespato alcalino, plagioclasa, biotita, anfíbol y, en menor medida, cuarzo. Los mismos se encuentran muy fragmentados y se disponen de manera caótica envueltos por una matriz vítrea con

buen grado de soldamiento. En algunos sectores, principalmente hacia el este del área de estudio, se observan escasos vitroclastos desvitrificados y remplazados por cuarzo (vidrio → esmectita → cuarzo). Los fragmentos líticos también son escasos, están compuestos por rocas volcánicas afíricas de composición intermedia a ácida y sus bordes están soldados con la matriz (**Fig. 10 b**) Desde el punto de vista textural estas rocas se clasifican como tobas gruesas cristalinas. En cuanto al tipo y proporción de cristaloclastos se supone una composición riodacítica.

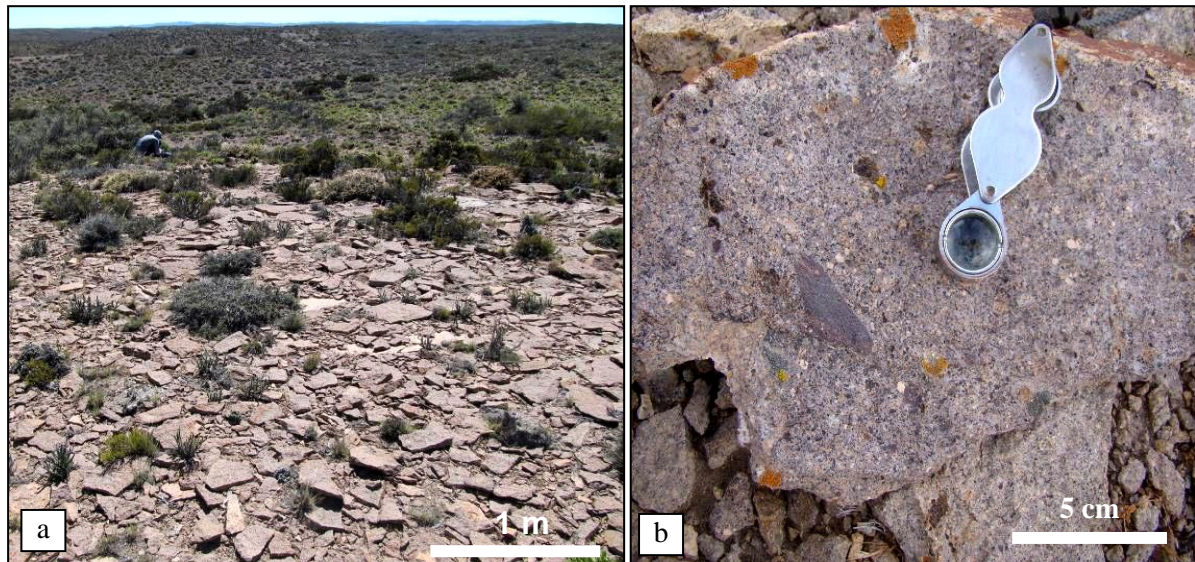


Figura 10. Ignimbrita cristaloclástica **a.** Afloramiento de las ignimbritas cristaloclásticas parcialmente cubierto por sus regolitos. **b.** Detalle de la ignimbrita cristaloclástica en la que se observa un fragmento lítico con sus bordes soldados a la matriz.

3.1.4 Ignimbrita vitroclástica

Esta litofacies aflora al este del área de estudio, se dispone como una franja angosta en dirección N-S, están afectadas por pequeñas fallas sinestrales O-E. Por su parte, [Lema et al. \(2008\)](#), describen a este conjunto de rocas como ignimbritas vitroclásticas (**Fig. 5 b**).

Son rocas piroclásticas con textura fragmentosa que conforman bancos tabulares o lenticulares internamente masivos. Están compuestas por cristaloclastos de plagioclasa, feldespato alcalino, cuarzo y biotita, muy fragmentados por el proceso eruptivo explosivo. Se observan además, abundantes pómez de hasta 7 cm de diámetro con buen grado de soldadura muy reemplazados por material arcilloso (**Fig. 11 a**) que en algunos sectores se encuentran achatados. (**Fig. 11 b**). Desde el punto de vista textural estas rocas se clasifican como lapillitas vitrocrystalinas. En cuanto al tipo y proporción de cristaloclastos se supone una composición riodacítica con un contenido de cuarzo relativamente mayor al de la facies ignimbrita cristaloclástica descrita anteriormente.

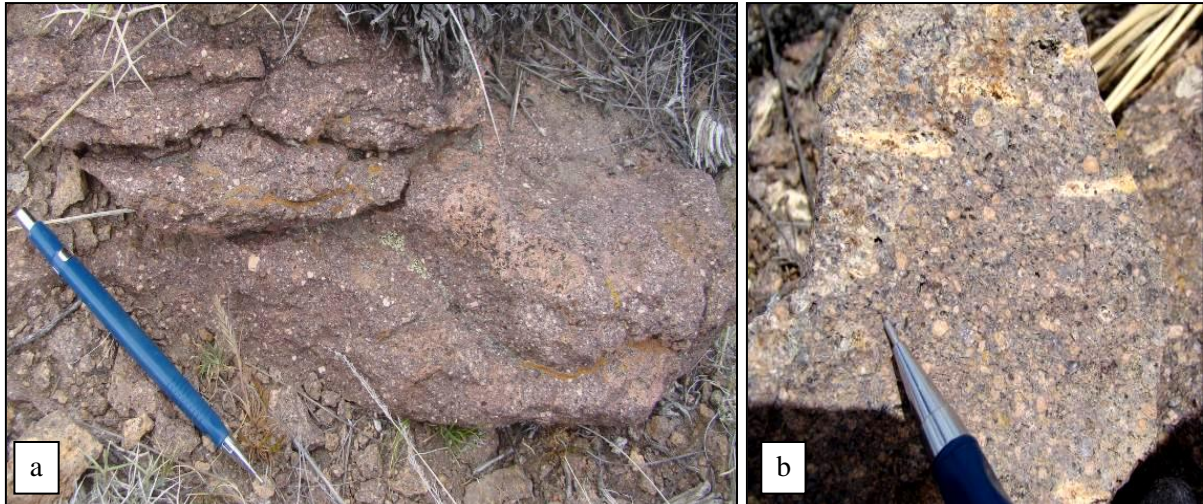


Figura 11. **a.** Afloramiento de las ignimbritas vitroclásticas, se observan los cristaloclastos inequigranulares fragmentados. **b.** Detalle de la ignimbrita vitroclástica, se observan pómez achatados reemplazados por material arcilloso. Tamaño del portaminas: 15 cm, punta del portaminas: 1,5 cm.

3.2 Litofacies de los cuerpos subvolcánicos

Si bien las rocas que conforman los domos son composicionalmente homogéneas, presentan una marcada variación textural entre los distintos afloramientos. La identificación y el análisis de esta variación en las texturas y su distribución en el interior del cuerpo subvolcánico, es importante para conocer como fue la dinámica del magma en el interior del domo y su relación con la estructura regional. Por tal motivo las diferentes texturas se describen como subgrupos dentro de la litofacies perteneciente a los cuerpos subvolcánicos con el objetivo de lograr una mejor caracterización de las mismas.

3.2.1 Riolita porfírica foliada

Es la litofacies más representativa de los domos, su distribución abarca la totalidad de los cuerpos subvolcánicos y suele estar presente en todos los afloramientos. La textura es porfírica con fenocristales de feldespato alcalino (sanidina), cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol de hasta 2 mm de diámetro englobados en una pasta afanítica de color morado o gris verdoso. La foliación por flujo magmático es muy marcada (**Fig. 12 a**) y los planos de foliación suelen ser muy evidentes (**Fig. 12 b**). Los cristales de sanidina son euhedrales, con tamaños variados que van desde los 0,1 cm hasta los 0,5 cm, presentan bordes de reacción muy visibles y en algunos sectores se disponen orientados en bandas y están rotados por flujo magmático. La plagioclasa es menos abundante y está relativamente menos alterada que los feldespatos alcalinos. En lámina delgada puede observarse que los fenocristales de sanidina presentan aristas romas por reabsorción de la pasta, además de bordes de reacción y engolfamientos, y se encuentran parcialmente reemplazados por carbonatos. Las láminas de biotita y el anfíbol suelen orientarse según el flujo generando un bandeoado muy característico de esta litofacies.

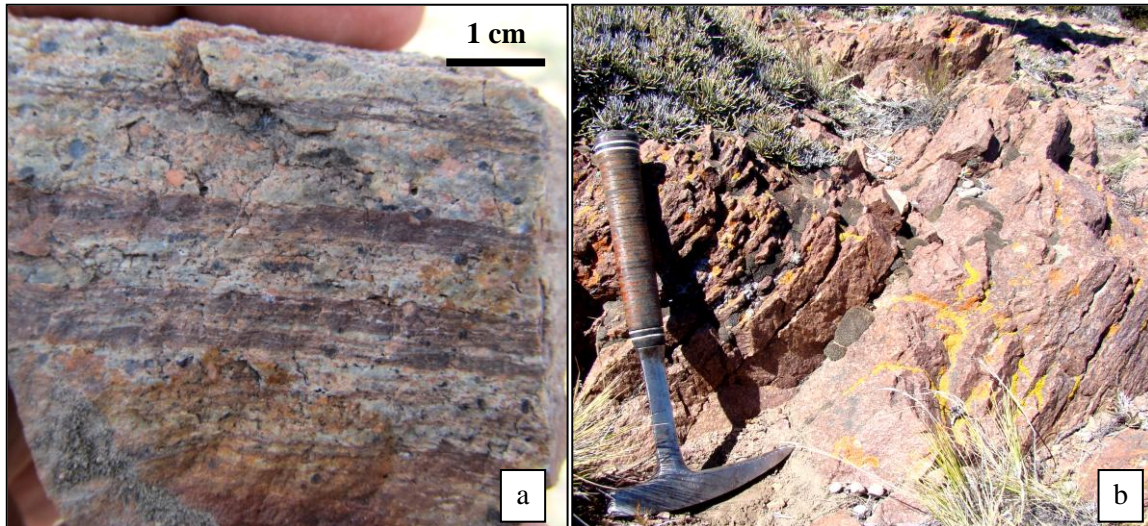


Figura 12. a. Detalle de la foliación por flujo magmático en muestra de mano. **b.** Planos de foliación en afloramiento de riolita porfírica foliada.

3.2.2 Riolita esferulítica

Esta variedad es común en aquellos afloramientos donde la foliación magmática es muy marcada, principalmente alrededor del núcleo del domo mayor y hacia sus bordes. Las esferulitas se disponen en bandas de hasta 10 cm de espesor que definen planos de foliación (Fig. 13 a). Esta textura está generada por esferulitas (Fig. 13 b), cuya estructura interna de hábito fibroso ha sido remplazada por agregados felsíticos o microgranosos de cuarzo y feldespato alcalino, y por litofisas (Fig. 13 c) de distintos tamaños, cuya cavidad central se encuentra ocupada por cuarzo. La presencia de esferulitas y litofisas compuestas por agregados felsíticos de cuarzo y feldespato son productos característicos de la desvitrificación del vidrio silícico a alta temperatura (Lofgren, 1971 a, b). Además, la pasta que rodea las litofisas y las esferulitas muestra una marcada textura fluidal con láminas de flujo que se deforman alrededor de estas, lo que indica que el proceso de desvitrificación comenzó antes del cese del flujo magmático. Dado que esta litofacies se presenta como bandas de poco espesor asociadas e intercaladas con otras litofacies cuya expresión en los afloramientos es mayor, no han sido diferenciadas en el mapa geológico, pero la misma se ha tenido en cuenta para la confección del modelo evolutivo presentado en las discusiones.

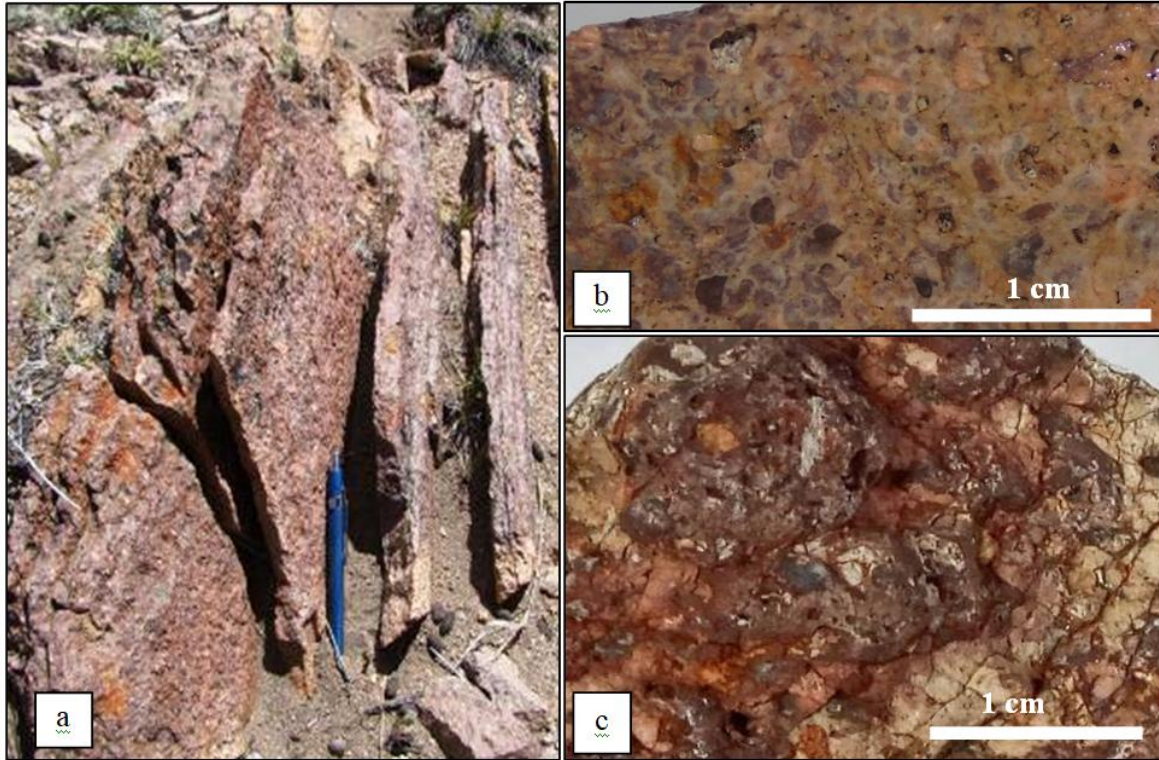


Figura 13. Riolita esferulítica. **a.** Planos de foliación en sector con textura esferulítica. **b.** Detalle de la textura esferulítica. **c.** Detalle de litofisas en sector con textura esferulítica.

3.2.3 Riolita perlítica

Esta variedad de riolita aflora hacia la parte más externa de los domos. Su ocurrencia es particularmente notable tanto en el sector sur del domo mayor, como en la zona de contacto entre ambos domos. Esta litofacies se presenta alternada con la riolita foliada, generando bandas de poco espesor con y sin textura perlítica (Fig. 14 a). Corresponde a vitrófiros desvitrificados e hidratados. En la textura perlítica los bordes de las perlitas están remplazados por variedades de sílice amorfo (vidrio → esmectita → sílice) (Fig. 14 b). La hidratación se produce después del emplazamiento y al final de la historia de enfriamiento del vidrio, por lo que la presencia de textura perlítica hacia los bordes de los cuerpos evidencia la formación de un borde enfriado compuesto por un vitrófiro. Debido a su ocurrencia alternada con otras litofacies, esta litofacies no ha sido diferenciada en el mapa geológico.

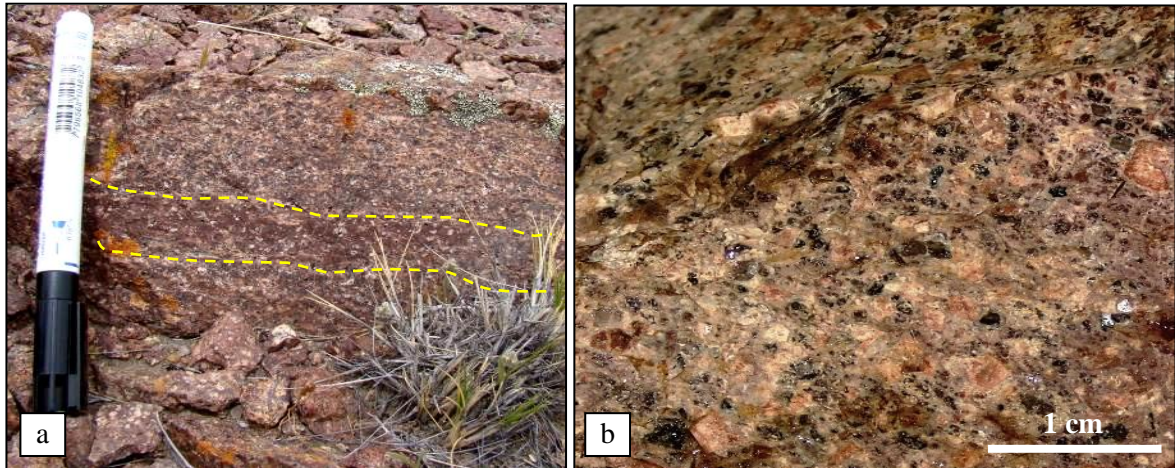


Figura 14. Riolita perlítica. **a.** Riolita foliada con alternancia de bandas con y sin textura perlítica. **b.** Detalle de riolita con textura perlítica relicta.

3.2.4 Autobrecha riolítica

Esta litofacies aflora a lo largo de los bordes noroeste y suroeste del domo mayor. Está compuestas por una brecha caótica, con clastos de diversos tamaños e igual composición a la del domo englobados en una pasta afanítica de color morado. Los afloramientos se presentan como cuerpos redondeados que internamente están conformados por bandas de hasta 30 cm definidas por la alternancia de riolita autobrechada y pasta afanítica sin autoclastos, o bien, riolitas autobrechadas cuya fase dispersa varía en cantidad y tamaño (Fig. 15 a). El contacto entre los clastos y la pasta es neto, sus bordes están soldados y no presentan borde de reacción (Fig. 15 b). Los clastos son sub-angulares, de tamaños variados que van desde el orden milimétrico hasta los 10 cm.

Según el marco teórico “introducción al tema de los domos”, la presencia de la autobrecha permite determinar que estos sectores corresponden al borde del cuerpo dómico. El autobrechamiento suele estar acompañado por texturas esferulítica y perlítica, un rasgo que es distintivo hacia los bordes de los cuerpos, en contacto con las rocas de caja fría. En estos sectores, la alternancia entre riolitas esferulítica y perlítica con autobrecha riolítica puede variar significativamente en pocos metros. Estas variaciones texturales hacia los bordes de los cuerpos podrían indicar la presencia de una capa límite producto de la alta viscosidad del magma (Llambías, 2015).

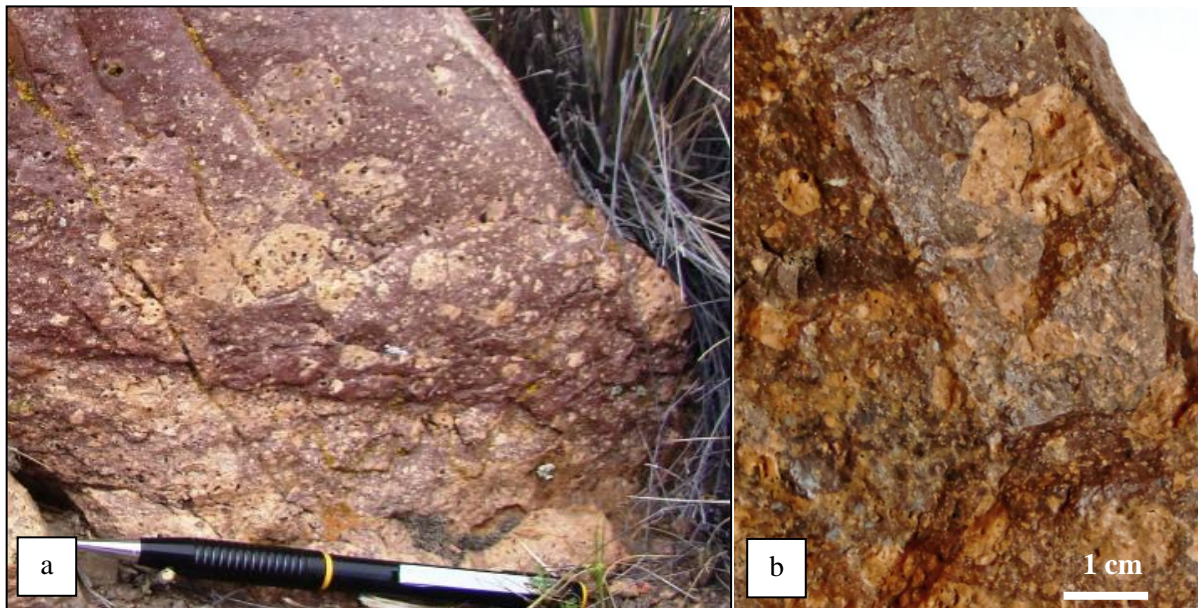


Figura 15. Autobrecha riolítica **a.** Vista de la autobrecha en un afloramiento al suroeste del domo mayor. El espesor de los planos de foliación alcanza los 30 cm. Se observa una banda de riolita autobrechada cuya fase dispersa está constituida por autoclastos de hasta 3 cm (arriba), que alterna con una banda cuya fase dispersa está constituida por una mayor cantidad de autoclastos de menor tamaño (abajo). **b.** Detalle de la autobrecha. Se observan los autoclastos subangulares de tamaño variado y muy soldados con la pasta.

3.2.5 Diques riolíticos afíricos

Los afloramientos son de reducido tamaño, se encuentran muy dispersos y cubiertos de regolito, todo lo cual dificulta determinar alguna orientación preferencial para los mismos. Los diques son de composición riolítica y están compuestos de una pasta afírica de color morado, de igual composición que aquella de los domos. Cortan tanto a los domos como a su caja ignimbrítica (Fig. 16 a y b). El contacto con la riolita del domo mayor es neto y sus bordes están soldados, no se observan aureolas de contacto (Fig. 16 a) y hay signos de contacto intrusivo mutuo. Todo esto indica que el cuerpo dómico aún se encontraba caliente al momento del emplazamiento de los diques. En cambio, el contacto entre los diques y las ignimbritas es neto y presenta aureola de contacto caracterizada por una banda de color rojizo de 2 a 3 mm de espesor generada por procesos de oxidación (Fig. 16 b). Los diques copian las rugosidades de la roca de caja e incorporan fragmentos angulosos de la misma. Además, cuando los diques riolíticos se encuentran intruyendo a las ignimbritas, estos presentan una marcada fractura concoidea (Fig. 16 c) que no se observa cuando intruyen a las riolitas de los domos (Fig. 16 a). Esto evidencia un gran porcentaje de vidrio volcánico en estos diques y por lo tanto, un enfriamiento más rápido producto de un mayor contraste térmico con la caja.

Al norte de la zona de estudio, Pankhurst et al., (2006) y Martínez Dopico et al., (2017) describen diques de composición similar que dataron en 246±2 Ma (U-Pb).

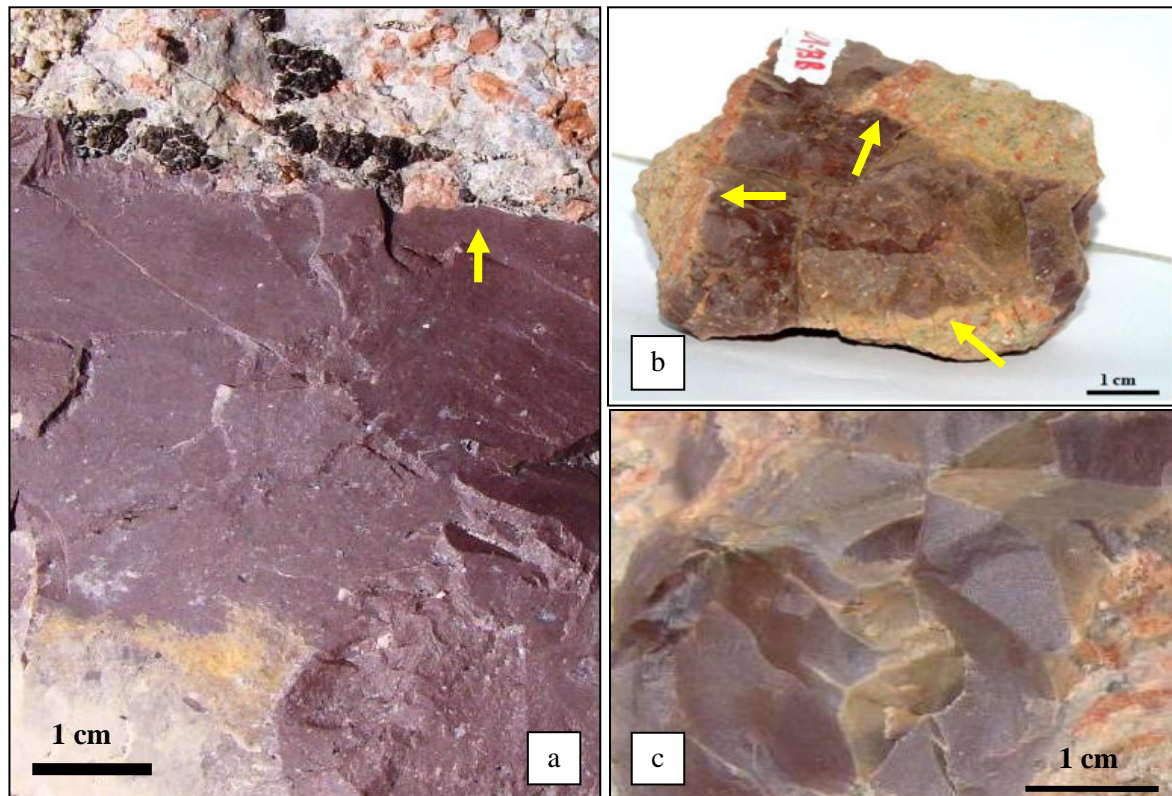


Figura 16. a. Detalle del contacto entre el dique áfrico y la riolita del domo. Se observan los bordes soldados (flecha amarilla) sin aureola de contacto o borde de reacción. b. Dique áfrico cortando a la ignimbrita. Se observa el contacto neto con la caja copiando la rugosidad de la misma y la presencia de aureola de contacto (Flechas amarillas). c. Detalle de la fractura concoidea en uno de los diques intruyendo las ignimbritas.

DISCUSIÓN E INTERPRETACIONES

Naturaleza de los domos

De acuerdo con el marco teórico detallado en la sección “introducción al tema de los domos” y en base a las relaciones de campo observadas, los cuerpos ígneos abordados en este trabajo presentan un conjunto de características geológicas que permiten caracterizarlos como criptodomas. Estas características son:

Ausencia de fases extrusivas asociadas a los domos: en el área de estudio no se han observado coladas dómicas o rocas piroclásticas que puedan ser relacionadas de forma directa con la evolución de los domos abordados. Si bien los cuerpos dómicos y las rocas extrusivas identificadas comparten litologías afines, el hecho de que los domos no presenten estructuras internas atribuibles a la deformación tectónica observada sobre las facies lávicas y piroclásticas, permite establecer una relación temporal. En la que primero se depositaron las rocas piroclásticas y volcanoclásticas y se

derramaron las facies lávicas, posteriormente se generaron las fallas O-E y por último se intruyeron los cuerpos ígneos utilizando la zona de falla como conducto de alimentación. Lo que indica que tanto las coladas lávicas como las rocas piroclásticas identificadas en el área de estudio, corresponderían a un evento magmáticos anterior al emplazamiento de los domos.

Presencia de diques coetáneos con los domos intruyendo la caja rígida: Los diques riolíticos identificados en el área de estudio presentan evidencias de coetaneidad con los cuerpos dómicos y a su vez intruyen a los niveles piroclásticos que los suprayacen. Esto indica que los niveles piroclásticos son anteriores a la intrusión de los diques y por consiguiente, al emplazamiento del los domos. Por lo que estos niveles representan las rocas encajantes de los domos y no las fases extrusivas de los mismos.

Efecto de domamiento: Los niveles piroclásticos ubicados al este de los domos, además estar desplazados por las fallas O-E, se encuentran rotados en sentido horario, lo que se interpreta como una consecuencia del efecto de domamiento producto de la acción de los esfuerzos magmáticos sobre la roca de caja suprayacente.

Modelo evolutivo

Sobre la base de la interpretación integral de todos los datos de campo y gabinete, el emplazamiento de los domos habría ocurrido en al menos tres etapas:

(1) Emplazamiento del domo menor

El espacio generado por las estructuras preexistentes favoreció la circulación del magma riolítico desde el área fuente hasta su lugar de emplazamiento. El intrusivo se habría inyectado por la superficie de falla como un cuerpo laminar (Fig. 17 a) y posteriormente, debido a la alta viscosidad del magma, los esfuerzos magmáticos predominaron sobre los tectónicos controlando el emplazamiento final, generando un cuerpo dómico cuyo borde NE es concordante con la superficie de falla que le sirvió de conducto alimentador (Fig. 17 b). Este mecanismo establece una relación temporal entre el fallamiento y el cuerpo intrusivo; este último utiliza del primero para emplazarse. Durante el emplazamiento del cuerpo dómico los niveles piroclásticos correspondientes al techo de la roca de cajas fueron flexionados hacia arriba debido a los esfuerzos magmáticos.

(2) Emplazamiento del domo mayor

Un segundo pulso de magma riolítico se inyectó en forma subsecuente a través de una estructura paralela a la involucrada en la etapa anterior (Fig. 17 b) dando origen al domo mayor. Durante su crecimiento, el domo mayor cortó las rocas del domo menor y se formaron autobrechas en su base y hacia sus laterales (Fig. 17 c). Mientras que en su capa superior más externa, se originó un borde enfriado compuesto por un vitrófiro que luego, por hidratación desarrolló textura perlítica. Hacia el interior del domo mayor el contraste térmico con la ignimbrita de la caja fue menor, con un

consiguiente enfriamiento más lento. Esto originó una zona de vidrio silíceo, que posteriormente fue desvitrificado en condiciones de alta temperatura generando zonas de textura esferulítica, alrededor de un núcleo de riolita cristalizada. Debido a la elevada viscosidad del magma los esfuerzos magmáticos predominaron sobre los tectónicos por lo que el cuerpo dómico adquirió un forma semicircular (Llambías et al., 2015). Durante el emplazamiento también se produjo el domamiento del techo de la roca de caja (Fig. 17 c).

(3) Intrusión de diques riolíticos

Durante un último pulso magmático un conjunto de diques riolíticos cortó al domo mayor cuando este aun estaba caliente. Estos diques atravesaron todo el cuerpo cortando también a las rocas de la caja rígida. Si bien no ha sido posible determinar una orientación preferencial para estos diques, se interpreta que al igual que los domos, los diques habrían utilizado las zonas de falla O-E como conductos de alimentación (Fig. 17 d). Durante esta etapa podría haberse originado la alteración hidrotermal que se observa en algunos sectores del domo mayor. Aunque esta también podría ser posterior y pertenecer a un ciclo magmático distinto.

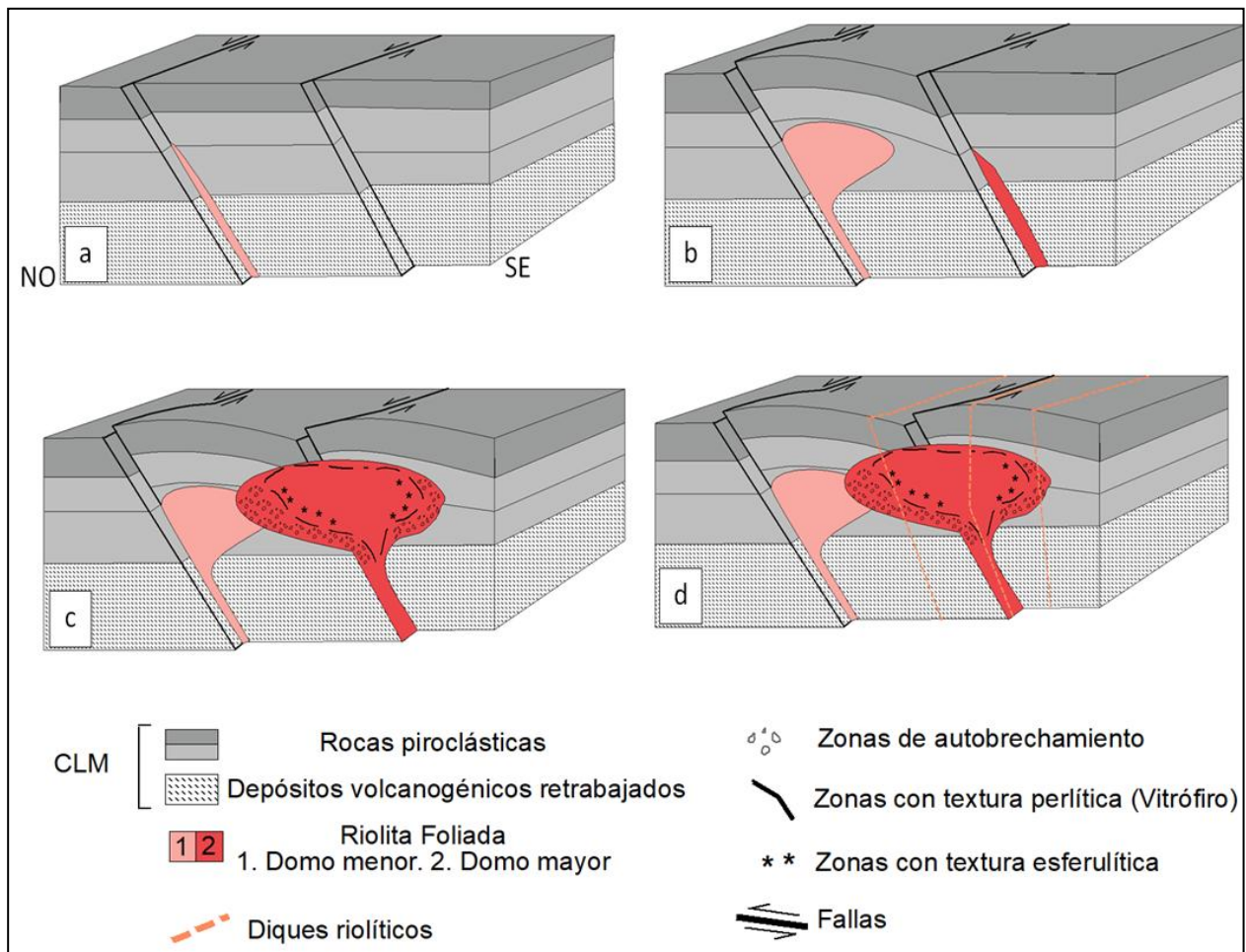


Figura 17. Modelo de emplazamiento de los domos mostrando las distintas etapas. **a.** Inicio del emplazamiento del domo menor aprovechando el espacio generado por las estructuras previas. **b.** Evolución del domo menor controlado por esfuerzos magmáticos e inicio del emplazamiento del domo mayor. **c.** Crecimiento del domo mayor cortando al domo menor, autobrechamiento en la zona basal y formación de vidrio en las zonas más externas. **d.** Diques riolíticos cortando al domo mayor estando aun caliente y a las rocas de la caja rígida.

Consideraciones regionales y edad de los domos

Las observaciones realizadas en el área de estudio permitieron establecer una estrecha relación entre las fallas regionales O-E, que cortan las rocas permo-triásicas del Complejo Los Menucos, y el emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos estudiados.

Según el modelo de emplazamiento propuesto en este trabajo, los domos se habrían emplazado aprovechando el espacio generado por las estructuras regionales, usando las zonas de falla O-E como conductos de alimentación. Dado que no se han observado evidencias de deformación tectónica afectando internamente a los domos, se interpreta que las fallas no tuvieron actividad tectónica sincrónica ni posterior al emplazamiento.

En la región de La Esperanza al norte del área de estudio, [Martinez Dopico et al., \(2017\)](#) definieron y dataron un evento magmático vinculado al desarrollo y colapso de una caldera asociada a la estructura regional, que involucró sucesivos pulsos magmáticos de composición intermedia (273 ± 2 Ma y 255 ± 2 Ma) que fueron evolucionando hacia magmas ácidos (260 ± 2 Ma y 250 ± 2 Ma) para finalizar con la intrusión de enjambres de diques riolíticos datados en 246 ± 2 Ma (U-Pb). Estos últimos son similares en cuanto a composición y textura, a los diques riolíticos coetáneos a los domos estudiados en este trabajo.

Por otra parte, [Giacosa et al., \(2007\)](#) señalaron la presencia de conglomerados y andesitas dentro y sobre los bordes de la depresión estructural *pull-apart Piche* ubicada hacia el norte del área de estudio, que podrían ser sincrónicos con la evolución de dicha estructura. [Falco et al., \(2021\)](#) asignaron una edad jurásica inferior para estos depósitos y confirmaron su coetaneidad con la evolución de las estructuras. Además, estos autores describieron lavas de composición riolítica con foliación por flujo y diques de igual composición que agruparon con estos depósitos. Por su parte, [Franco et al., \(1999\)](#) relacionaron las extensas zonas de alteración y mineralización del distrito Los Menucos, con intrusiones de domos riolíticos subyacentes a las rocas volcánicas efusivas. A su vez, [Giacosa et al., \(2007\)](#) señalaron varias evidencias de sincronismo entre la mineralización y la evolución de las estructuras regionales. Finalmente, [Dill et al., \(2016\)](#) ubicaron temporalmente dicha alteración y mineralización en el intervalo Jurásico-Cretácico.

En síntesis, las relaciones entre la estructura regional y el magmatismo, identificadas en el área de estudio, indicarían que el emplazamiento de los domos abordados en este trabajo, podría asociarse a la etapa final del evento magmático permo-triásico descrito por [Martinez Dopico et al., \(2017\)](#) o bien

podría estar asociado al desarrollo de la estructura regional de pull-apart Piche durante el Jurásico (Giacosa et al., 2007; Falco et al., 2021).

En el primer caso los domos podrían ser correlacionables con los diques riolíticos datados por Martínez Dopico et al., (2017) en 246 ± 2 Ma y estar, de esta manera, intruyendo rocas pertenecientes a un mismo ciclo volcánico; el cual habría comenzado con fases eruptivas explosivas de composición intermedia (andesíticas a riolíticas) y finalizado con el desarrollo de lavas y cuerpos subvolcánicos de composición ácida (riolitas). Esto, además, es consistente con las dataciones realizadas por Luppo et al., (2018), quienes obtuvieron una edad de 252 ± 2 Ma en rocas andesíticas aflorantes en el sector NO del área de estudio de este trabajo, las cuales forman parte de una secuencia volcano-sedimentaria depositada entre los 265 ± 2 Ma y los 248 ± 2 Ma (Luppo et al., 2018). De esta manera, el emplazamiento de los domos podría haber ocurrido en la etapa final de este ciclo volcánico, en rocas de caja constituidas por los depósitos pertenecientes a fases extrusivas desarrolladas en una etapa previa, durante el mismo ciclo. Sin embargo, este escenario no logra explicar por qué los domos no son afectados por las fallas O-E que cortan a sus rocas de caja.

En el segundo caso los domos estudiados en este trabajo podrían correlacionarse, en base a su composición y textura, tanto con las lavas y los diques de composición riolítica señalados por Falco et al., (2021) en la depresión del *pull- apart Piche* (Giacosa et al., 2007), como con los domos intrusivos de composición riolítica señalados por Franco et al., (1999). Este contexto geológico se considera más adecuado ya que logra explicar la relación entre los cuerpos subvolcánicos y la estructura regional. En este escenario, los domos se habrían emplazado con posterioridad a la actividad principal de las fallas, motivo por el cual no se encuentran afectados por las mismas, y la zona de falla habría servido como conducto de alimentación de los domos. Bajo este argumento la edad de los domos, estimada en sentido amplio, estaría ubicada en el intervalo Jurásico inferior-Cretácico.

CONCLUSIONES

Sobre la base del mapeo, muestreo y descripción mineralógica-textural y composicional de las rocas aflorantes en la zona de estudio, se pueden extraer las siguientes conclusiones:

- En la provincia de Rio Negro al noroeste de la localidad de Los Menucos, se identificaron dos domos subvolcánicos de composición riolítica. Los mismos intruyen rocas volcánicas pertenecientes al Complejo Los Menucos del Permo-Triásico, desarrollado durante las etapas póstumas del ciclo eruptivo Gondwánico.
- Los domos habrían aprovechado el espacio generado por las fallas regionales preexistentes y su emplazamiento estuvo controlado por los esfuerzos magmáticos, producto de la alta viscosidad del magma, que predominaron sobre los tectónicos.
- Las fallas serían los conductos de alimentación para la circulación del magma riolítico desde el reservorio o área fuente hasta su emplazamiento final en los domos.

- El emplazamiento de los domos se habría producido en, al menos, 3 etapas pertenecientes a un mismo ciclo magmático.
- El emplazamiento del domo mayor se produjo con posterioridad al del domo menor, cuando este ya se había enfriado, mientras que los diques riolíticos cortaron al domo mayor cuando aún estaba caliente.
- Los domos abordados en este trabajo podrían estar vinculados a la evolución estructural del *pull-apart Piche* y su edad, estimada en sentido amplio, estaría ubicada en el intervalo Jurásico inferior-Cretácico.

AGRADECIMIENTOS

En primera instancia quiero agradecer a mi director Pablo González por su acompañamiento continuo, no solo durante la elaboración de este trabajo, sino durante toda esta etapa final de la carrera.

Agradezco también a mi co-director y gran amigo Darío Vera, por ser fuente de consulta constante, por la ayuda en el campo, y por presentarme el tema abordado en este trabajo. A los jurados cuyas observaciones y sugerencias han sido sumamente enriquecedoras.

A la familia Vera, por abrirme las puertas de su casa durante el trabajo de campo.

Agradezco también a la Universidad Nacional de Río Negro y en especial a toda esa gente que desde el principio trabaja para que todo funcione. (Leandro, Lucia, Agustina).

Al todo el plantel docente de Geología, quienes han sabido transmitirme, no solo saberes, sino también la pasión por la geología, y con quienes he compartido grandes momentos.

Agradezco a los compañeros que se convirtieron en grandes amigos, con quienes he compartido todo tipo de emociones y experiencias (Mariana, Luci, Yami, Romi, Donpi, Donba, Maxi, Lechu, Tincho, Lucho, Javi, Fabio y el Belga)

Y principalmente agradezco a mis Padres, a Shirli y Marleny por apoyarme y acompañarme siempre.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Benson, G. T. y Kittleman, L. R. 1968. Geometry of flow layering in silicic lavas: *American Journal of Science*, 266: 265-276.

Bryan, W. B., 1966 History and mechanism of eruption of soda-rhyolite and alkali basalt, Socorro Island. Méjico. *Boletín de volcanología* 29: 453-479

Citton, P., Díaz-Martínez, I., de Valais, S., Cónsole-Gonella, C. 2018. Triassic pentadactyl tracks from the Los Menucos Group (Río Negro province, Patagonia, Argentina): possible constraints on the autopodial posture of Gondwanan trackmakers. *PeerJ* 6: e5358.

Cuchi, R., Busteros, A. y Lema, H. 2001. Hoja Geológica 4169-II, Los Menucos. Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín* 265, 67 p. Buenos Aires.

Díaz-Martínez, I. y de Valais, S. 2014. Estudio de la variabilidad en la conservación de huellas de tetrápodos del Triásico Superior de Los Menucos, Río Negro, Argentina. Reunión de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina, Actas 1: 13-14. Plaza Huincul.

Dill, H.G., Luna, L. I., Nolte, N. y Hansend, B. T. 2016. Chemical, isotopic and mineralogical characteristics of volcanogenic-epithermal fluorite deposits on the Permo-Mesozoic foreland of the Andean volcanic arc in Patagonia (Argentina). *Chemie der Erde* 76 (2): 275 – 297

Falco, J.I., Hauser, N. y Reimold, W. 2018. Three magmatic events in the Los Menucos area of the Central- North Patagonian Massif, Argentina. 11° South American Symposium on Isotopic Geology, Acta digital, Cochabamba.

Falco, J. I., Hauser, N., Olivera, D., Bodnar, J. y Reimold, W. U. 2021. A multi-proxy study of the Cerro Piche Graben - A Lower Jurassic basin in the central North Patagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. En Prensa

Fink, J. H. y Manley, C. R. 1987. Origin of pumiceous and glassy textures in rhyolitic flows and domes. Flink, J. H. ed. 1987. The emplacement of silicic domes and lava flows: Geological Society of America Special Paper. 212 : 77-88.

Franco, S., Puente, N., Varela, C. y Gemuts, I. 1999. Mineralización aurífera del distrito Los Menucos, Río Negro. En Zappettini, E. (ed.), Recursos Minerales de la República Argentina. *Anales Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino* 35: 893-894.

Giacosa, R., Lema, H., Busteros, A., Zubia, M., Cucchi, R. y Tommaso, D.I. 2005. Tectónica transcurrente asociada al Triásico de Los Menucos (Macizo Nordpatagónico, Río Negro). 16° Congreso Geológico Argentino, 1: 363-366. La Plata.

Giacosa, R., Lema, H., Busteros, A., Zubia, M., Cucchi, R. y Tommaso, D.I. 2007. Estructura del Triásico de la región norte Macizo Norpatagónico (40 - 41 S, 67 30 - 69 45 O) Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62 (3): 355 - 365.

Labudía, C.H. y Bjerg, E.A. 1994. Geología del Sector Oriental de la Hoja Bajo Hondo (39e), Provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 49: 284-296.

Labudía, C., Llambías, E., Rapela, C. y Artabe, A. 1995. El Triásico de Los Menucos: procesos volcánicos y sedimentarios. 2° Reunión del Triásico del Cono Sur, Actas: 17-21, Bahía Blanca.

Labudía, C.H. y Bjerg, E.A. 2001. El Grupo Los Menucos: redefinición estratigráfica del Triásico superior del Macizo Norpatagónico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56 (3): 404-407.

Lema, H., Busteros, A., Giacosa, R.E. y Cucchi, R. 2008. Geología del Complejo volcánico Los Menucos en el área tipo - Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (1): 3-13.

Lema, H., Busteros, A., Giacosa, R. 2009. Hoja Geológica 4169-17 y 4169-18, Cerro Abanico y Colonia Ganzú Lauquén. Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 380, 131 p. Buenos Aires.

Lexa J., Halouzka R., Havrila M., Hanzel V., Kubeš, P., Liščák P., Hojstricová V., Explanation to the geological map of the Kremnické vrchy Mts; 1 : 50 000, Servicio geológico República Eslovaca, Bratislava, 1998.

Llambías, E. y Rapela, C. 1984. Geología de los complejos eruptivos del Paleozoico superior de La Esperanza, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 39: 220-243.

Llambías, E. J. 2015. Geología de los cuerpos ígneos. Edición Especial 70° Aniversario de la Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria N° 31. 4ta. Edición. Buenos Aires.

Lofgren, G. 1971 a. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. Journal of Geophysical Research 76: 5635-5648.

Lofgren, G. 1971 b. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. Geological Society of America 82: 111-124.

Luppo, T., Lopez de Luchi, M., Rapalini, A., Martínez Dopico, C. y Fanning, C.M. 2018. Geochronologic evidence of a large magmatic province in northern Patagonia encompassing the Permian-Triassic boundary. *Journal of South American Earth Sciences* 82: 346-355.

Martínez Dopico, C.I., López de Luchi, M., Rapalini, A.E., Hervé, F., Fuentes, F. y Fanning, M. 2017. U-Pb SHRIMP dating of detrital zircon grains of the Colo Niyeu Formation: Extending the latest Neoproterozoic to Cambrian peri-Gondwana realm into the central North Patagonian Massif. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas digital: 6, Tucumán.

Martínez Dopico, C.I., López de Luchi, M.G., Rapalini, Fanning, M., Antonio, P.Y.J. 2019. Geochemistry and geochronology of the shallow-level La Esperanza magmatic system (Permian-Triassic), Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 96: 102347

Mcphie, J., Doyle, M y Allen, R. 1993. *Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Center for Ore deposit and exploration Studies, University of Tasmania, 196 p., Hobart.

Miranda, J. 1966. Reconocimiento geológico de la zona situada entre meseta de Rentería, Sierra Colorada, Los Menucos, Maquinchao y Chasicó, provincia de Río Negro. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, unpublished report, Buenos Aires, Argentina.

Nullo, F. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 41d, Lipetrén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 158, 88 pp., Buenos Aires.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76: 235-257.

Paterson, S.R., Vernon, R.H., Fowler, T.K. Jr. 1991. Aureole Tectonics. En: Kerrick, D.M. (ed.). *Contact Metamorphism*. *Rev. Mineral* 26: 673-722.

Ramos, V.A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (Ed.). *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29, 3, 41-96, Buenos Aires.

Ramsay, J., 1981. Emplacement mechanics of the Chindamora Batholith, Zimbabwe. En: Coward, M. P.: *Diapirism and gravity tectonics: Report of a Tectonic Studies Group conference held at Leeds University*. *J. Structural Geology*, 3(1): 93.

Rapela, C.W., Pankhurst, R., Llambías, E.J., Labudía C.H. y Artabe, A. 1996. "Gondwana" magmatism of Patagonia: Inner Cordilleran calc-alkaline batholiths and bimodal volcanic provinces. 3° International Symposium on "Andean Geodynamics", Extended Abstracts: 791-1259 794, Saint Malo.

Stewart, A. L. y McPhie, J. 2003. Internal structure and emplacement of an Upper Pliocene dacite cryptodome, Milos Island, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 124: 129-148.

Stipanovic, P.N. 1967. Consideraciones sobre la edad de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 22 (2): 101-134.

Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O.L. y Martinez, C.G. 1968. Las formaciones preneonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23(2): 67-98.

Williams, H. 1932. The history and carácter of volcanic domes: Publicaciones de la Universidad de California. *Boletín del departamento de Ciencias Geológicas*. 21: 51-147

ANEXO I

DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS

Durante el trabajo de campo se recolectaron un total de 32 muestras para ser analizadas y descritas en muestra de mano bajo la lupa binocular. Además, se seleccionaron 10 muestras representativas para la obtención de láminas delgadas y así analizarlas bajo el microscopio petrográfico. A continuación se presentan las descripciones de aquellas muestras más relevantes. La ubicación de los puntos de muestreo se exhibe en la Fig. 1.

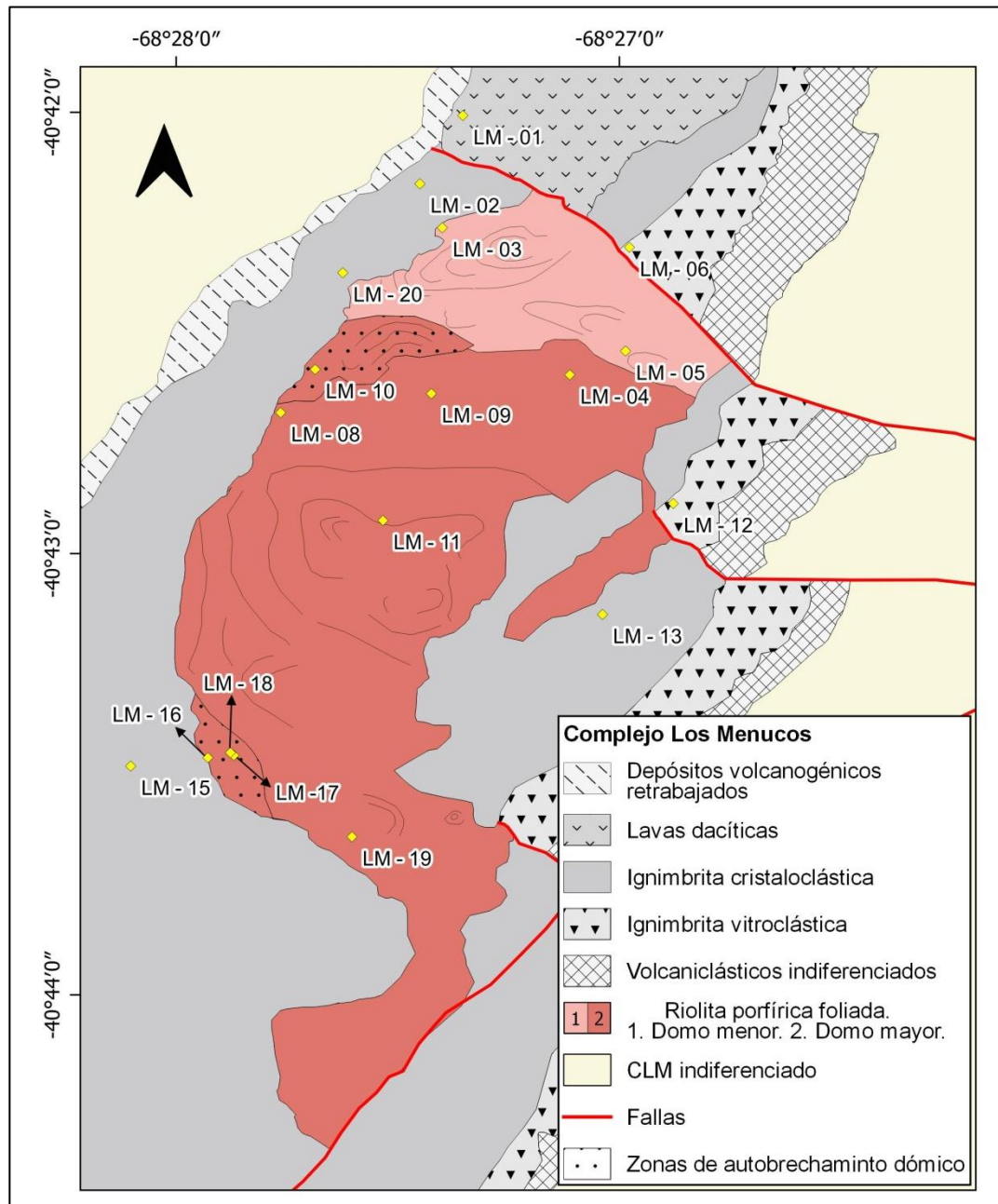


Figura 1. Detalle del área de estudio y sitios de mapeo geológico-estructural-petroológico con recolección de muestras.

LM – 01 (Dacita porfírica) -40°42'00"; -68°27'21"

Es una roca volcánica de textura porfírica, compuesta por fenocristales de hasta 4 mm de plagioclasa, feldespato alcalino (sanidina), cuarzo, biotita y anfíbol contenidos en una pasta afanítica de color morado (Fig. 2 a). La plagioclasa representa el 37% del total de los fenocristales, es euhedral y en ocasiones subhedral con zonación muy visible, incluso en muestra de mano. Los feldespatos alcalinos son euhedrales y se encuentran fracturados y parcialmente alterados a carbonatos, constituyen un 14% de los fenocristales. El cuarzo se presenta como cristales euhedrales redondeados o bipiramidados muy dispersos que no superan el 8% del total de fenocristales. El anfíbol y la biotita son los fenocristales más abundantes (40%) y dan una tonalidad oscura a la roca. En lámina delgada se distingue claramente la zonación de las plagioclasas y algunos cristales presentan textura cribada y coronas de reacción (Fig. 2 b y c). La biotita tiene hábito laminar y se encuentra parcialmente alterada a muscovita. La pasta es microcristalina, está compuesta por cuarzo y feldespato con desarrollo de textura felsítica (Fig. 2 c). A partir del conteo modal de los fenocristales, esta roca clasifica como una feno-andesita, pero teniendo en cuenta la elevada proporción de cuarzo y feldespato en la pasta, y la alta relación pasta/fenocristales, la roca podría ubicarse en el campo de las dacitas.

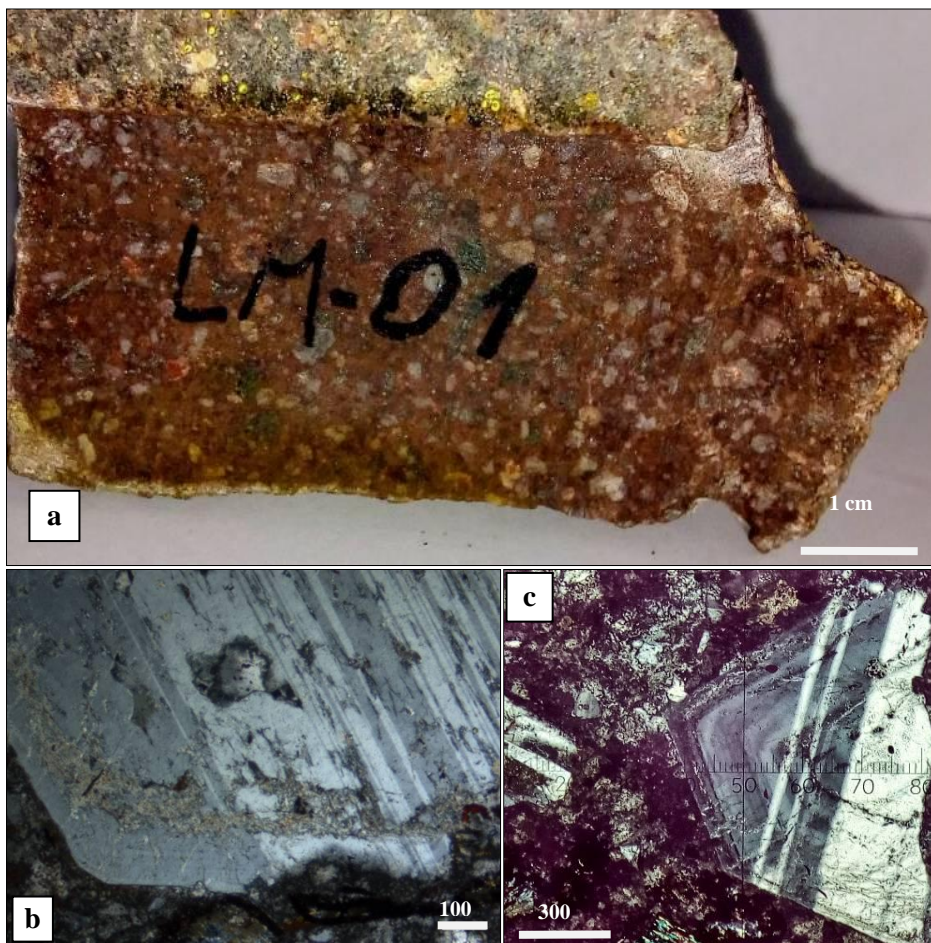


Figura 2. Muestra LM-01. **a.** Detalle de la textura porfírica en muestra de mano. Fenocristales de plagioclasa, sanidina, cuarzo (claros) y anfíbol (oscuros) contenidos en una pasta afanítica color morado. **b.** Cristal euhedral

de plagioclasa con corona de reacción y textura cribada por reabsorción. **c.** Cristal euhedral de plagioclasa con zonación y pasta con textura felsítica.

LM – 02 (Toba cristalina) - 40°42'10"; - 68°27'27"

Se trata de una roca piroclástica con textura fragmentosa. Está compuesta por cristaloclastos dispuestos de manera caótica en una matriz vítrea (**Fig. 3 a**). Los cristaloclastos son de feldespatos alcalino, plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol. El feldespatos alcalino es abundante y junto con las plagioclasas se presentan como fragmentos de cristales euhedrales de hasta 2 mm. Los cristaloclastos de biotita se disponen como finas láminas de diversos tamaños ocasionalmente curvadas y fragmentadas. El cuarzo es escaso, representa menos del 5% del total de los cristaloclastos, y se encuentra muy disperso. En lámina delgada se observan cristaloclastos de feldespatos fragmentados con textura perfitica y anfíbol (hornblenda) euhedral con bordes de reacción y engolfamientos (**Fig. 3 b y c**). La matriz vítrea se encuentra desvitrificada y en algunos sectores preserva las formas de las trizas vítreas (**Fig. 3 d**), lo que sugiere un bajo grado de soldamiento. En base a la composición y textura esta roca se clasifica como una toba cristalina riódacítica.

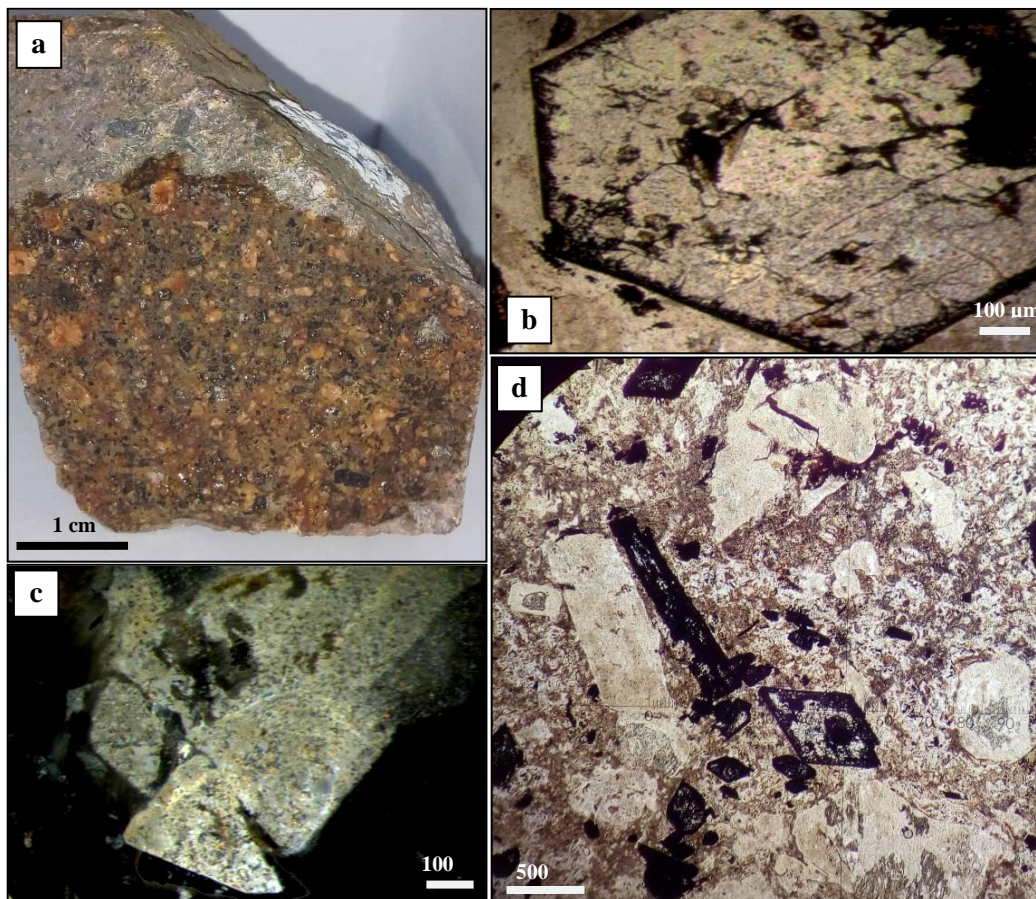


Figura 3. Muestra LM-02 **a.** detalle de la textura fragmentosa en muestra de mano. **b.** Cristaloclasto de anfíbol con borde de reacción. **c.** Cristaloclasto de feldespatos potásico fragmentado. **d.** Detalle de la textura fragmentosa en lámina delgada donde se observa la matriz que preserva la forma de las trizas vítreas.

LM – 03 (Riolita porfírica foliada) - 40°42'15"; - 68°27'23"

Es una roca de textura esferulítica con marcada foliación por flujo. Presenta fenocristales de feldespato alcalino (sanidina), cuarzo y en menor cantidad, plagioclasa y biotita rodeados de una pasta vítrea de color morado. Los feldespatos son euhedrales de distintos tamaños y presentan bordes de reacción muy visibles. En algunos sectores se disponen en bandas y están rotados por el flujo. La plagioclasa es menos abundante y está menos alterada que los feldespatos alcalinos. La textura esferulítica está generada por litofisas de distintos tamaños cuyas bandas concéntricas están determinadas por cuarzo y feldespato alcalino con textura felsítica (Fig. 4 a y b). En lámina delgada puede observarse que los fenocristales de feldespato alcalino tienen las aristas romas por reabsorción de la pasta, presentan bordes de reacción con el fundido y engolfamientos y están parcialmente alterados a carbonatos, generalmente forman maclas de Carlsbad (Fig. 4 c, d y e). Las biotitas se presentan como tablillas con halos de alteración. En la pasta se observa una marcada foliación por flujo y textura gráfica. Venillas paralelas de cuarzo sacaroides y de hematita cortan toda la roca (Fig. 4 f). Estas se interpretan como alteración hidrotermal postmagmática. La foliación por flujo y la presencia de litofisas (vesiculación previa al enfriamiento rápido del magma por el contacto con la roca de caja) sugieren que se trata de la roca propia del cuerpo subvolcánico. Composicionalmente clasifica como una riolita.

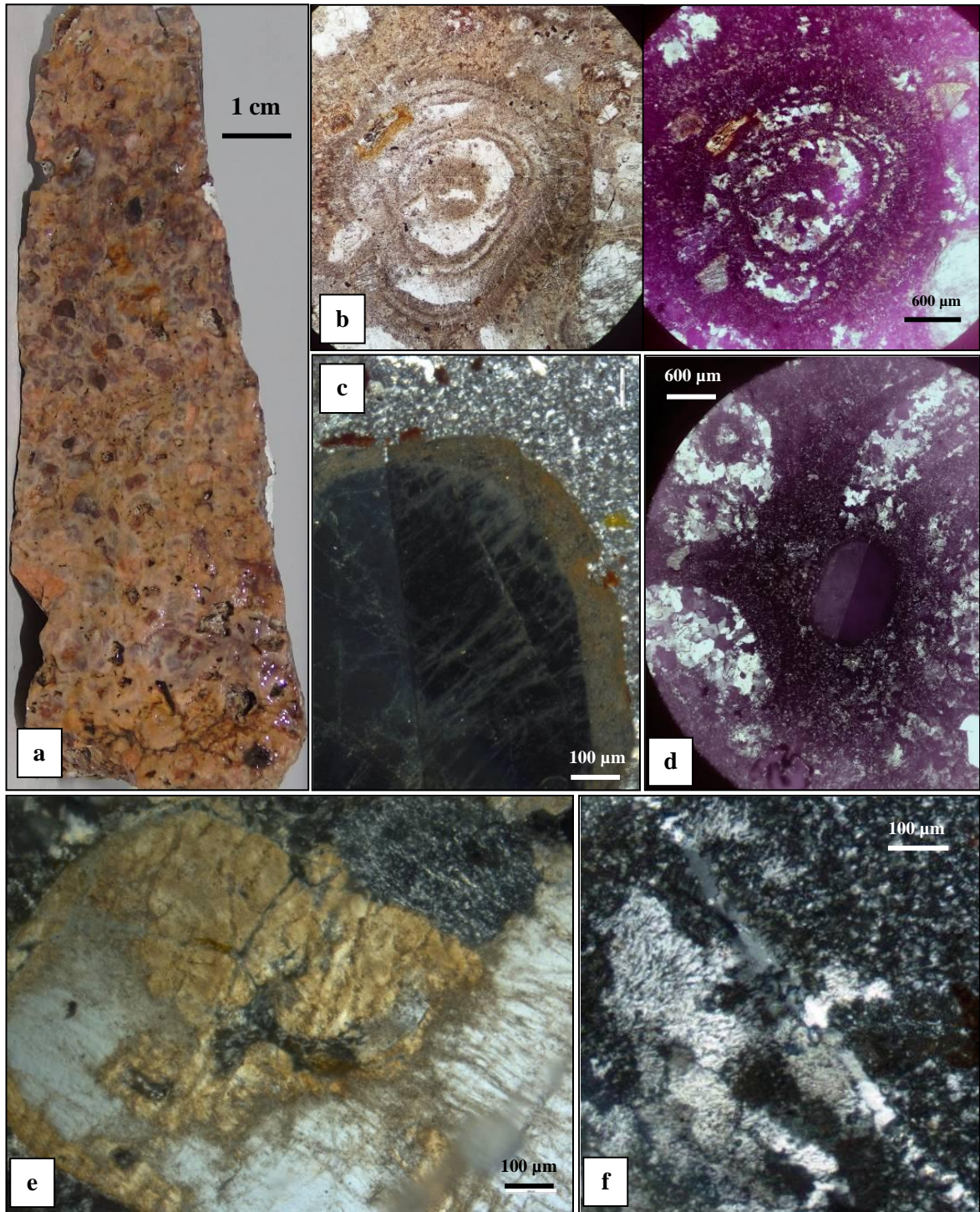


Figura 4. Muestra LM-03. **a.** Detalle de textura esferulítica. **b.** Detalle de litofisa (nicoles paralelos a la izquierda y cruzados a la derecha) se observan las bandas concéntricas de cuarzo y feldespato alcalino. **c.** Feldespato alcalino (sanidina) con macla de carlsbad y aristas romas por reabsorción. **d.** Cristal de feldespato potásico con maclas de Carlsbad y litofisas. **e.** Feldespato alcalino fuertemente alterado y con engolfamientos. **f.** Venilla de cuarzo cortando toda la roca y detalle de la pasta con textura micrográfica.

LM – 05 (Riolita porfírica) - 40°42'23"; - 68°27'31"

Está compuesta por fenocristales de cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, biotita y anfíbol, tiene textura perlítica (flechas amarilla) cuyas fracturas están remplazadas por sílice (Vidrio → esmectita → Sílice) (**Fig. 5**). La textura perlítica permite inferir que se trata de un vitrófiro, lo que sugiere un enfriamiento rápido. Composicionalmente clasifica como una riolita.

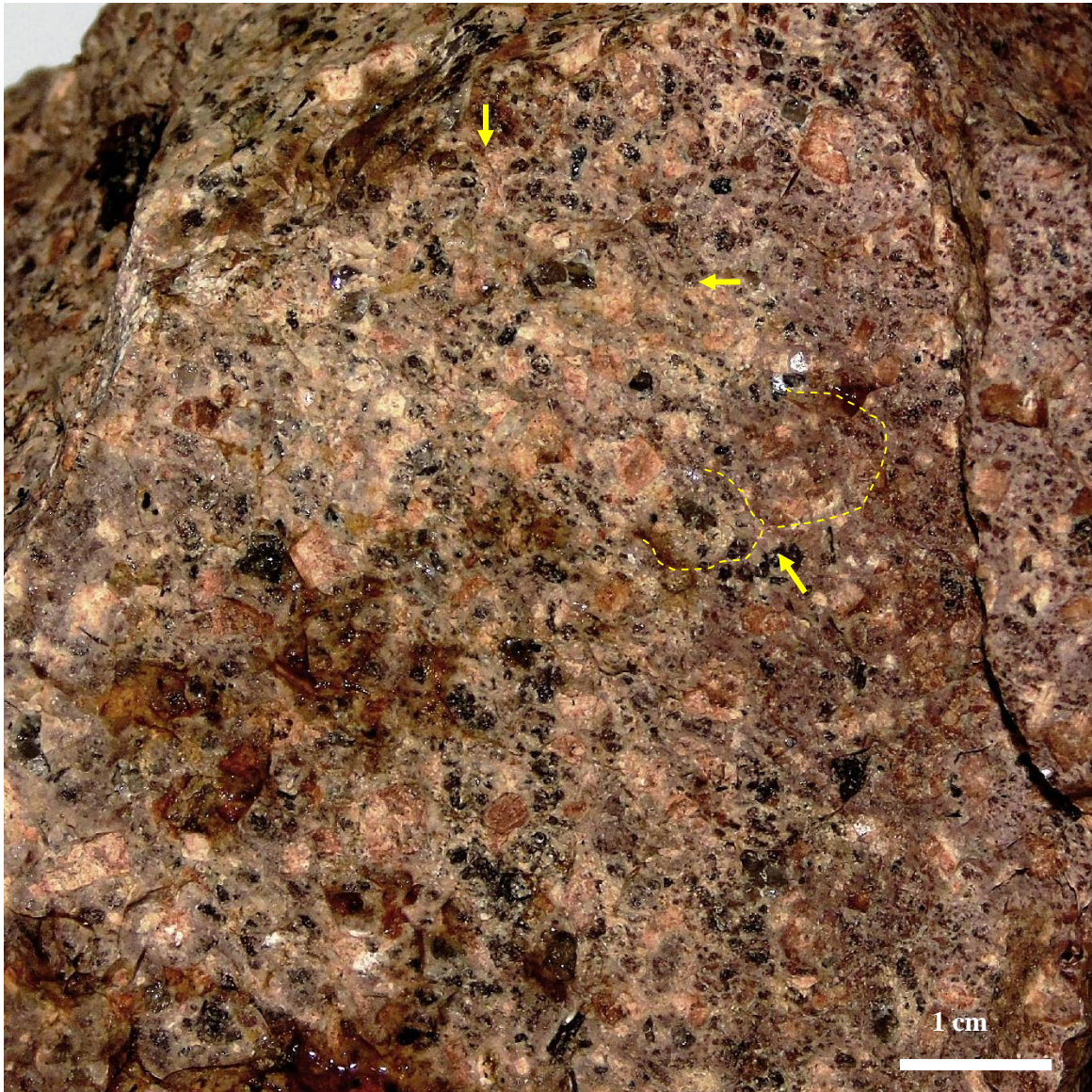


Figura 5. Muestra LM-05. Detalle de textura perlítica en muestra de mano (línea punteada y flechas amarillas). Fenocristales de cuarzo (transparentes), feldespato alcalino (rosa), plagioclasa (blanco), biotita y anfíbol (oscuros).

LM – 06 (Ignimbrita vitroclástica) - 40°42'18"; - 68°26'58"

Es una roca piroclástica con textura fragmentosa compuesta por cristaloclastos de feldespato alcalino, plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol, y vitroclastos de tamaños diversos englobados en una matriz microgranosa (Fig. 6 a y b). El feldespato alcalino tiene textura pertítica, está muy fragmentado y sus bordes son generalmente angulosos y afilados, aunque algunos ejemplares presentan bordes más redondeados. El cuarzo se presenta como cristales euhedrales y como fragmentos angulosos. Se observan cristaloclastos de biotita laminar con secciones pseudo-hexagonales parcialmente orientados. En algunos sectores se observan vitroclastos discoidales de hasta 1 cm y en sección delgada se distinguen cuerpos lenticulares compuestos por cristales de cuarzo y feldespato de hábito fibroso que se irradian desde los bordes hacia el centro (Fig. 6 c), lo que se interpreta como fiammes desvitrificados. La textura fragmentosa, los cristaloclastos altamente fracturados y la presencia de fiammes, permiten interpretar la roca como una ignimbrita. Desde el punto de vista textural esta roca se clasifica como una lapillita vitroclástica. En cuanto al tipo y proporción de cristaloclastos se supone una composición riódacítica.

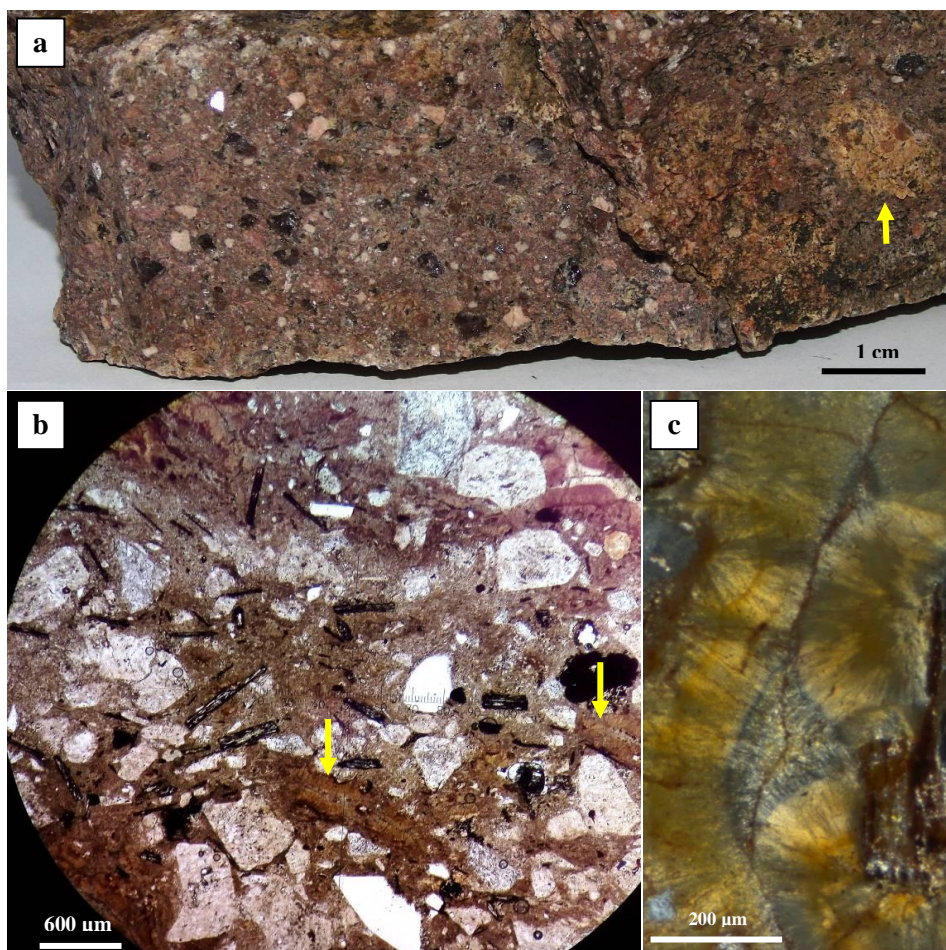


Figura 6. Muestra LM-06. **a.** Detalle de la textura fragmentosa en muestra de mano. En la parte derecha se observa un vitroclasto con forma discoidal (flecha amarilla). **b.** Detalle de la textura fragmentosa en lámina delgada. Se observan fiammes (flechas amarillas) y cristaloclastos de feldespato y biotita laminar muy fragmentados **c.** Cuarzo y feldespato de hábito fibroso irradiados desde los bordes de los fiammes.

LM – 08 (Riolita porfírica foliada) -40°42'40"; -68°27'45"

Se trata de una roca de textura porfírica con fenocristales de feldespato alcalino (sanidina), plagioclasa, cuarzo y biotita. La pasta es afanítica y se observa una marcada foliación por flujo y delgadas bandas blancas con textura felsítica generada por desvitrificación (Fig. 7 a y b). En lámina delgada se observa que los cristales de feldespato alcalino se encuentran fracturados, tienen engolfamientos, bordes redondeados por reabsorción de la pasta y están alterados a carbonatos (Fig. 7 c y d). La pasta tiene una textura fluidal muy marcada y envuelve y rota los fenocristales de cuarzo y feldespato alcalino. Composicionalmente la roca se clasifica como una riolita.

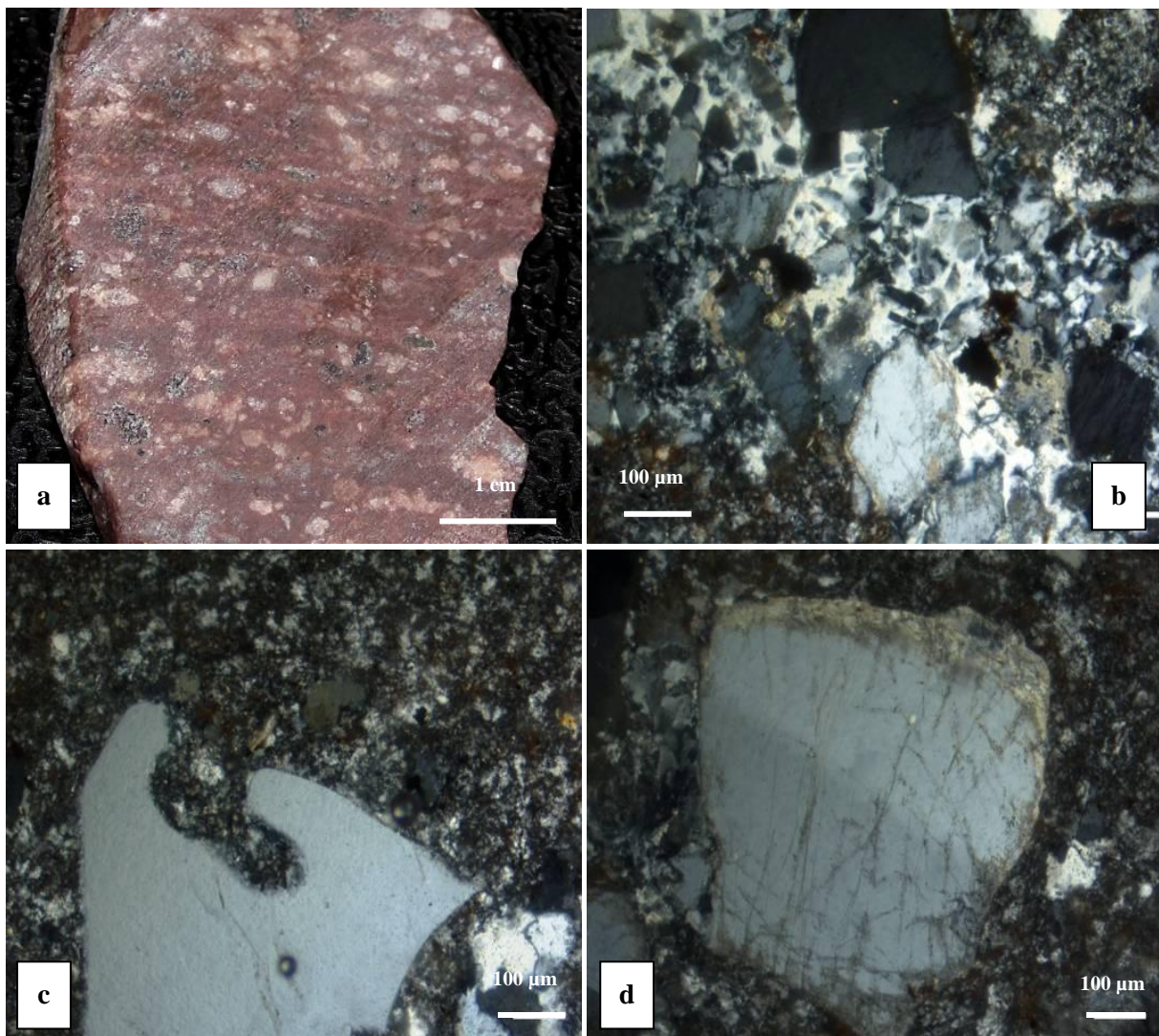


Figura 7. Muestra LM-08. **a.** Detalle de foliación por flujo en muestra de mano **b.** Banda con textura felsítica y feldespatos alcalinos rodeados por cuarzo. **c.** Cristal anhedral de feldespato alcalino con engolfamientos. **d.** Feldespato alcalino con aristas romas parcialmente alterado a carbonato.

LM – 09 (Riolita affrica) -40°42'38"; -68°27'25"

La muestra corresponde a un dique riolítico que intruye a la riolita porfírica foliada que conforma los domos. Está compuesta por una pasta vítrea de color morado, en lamina delgada no se observan fenocristales, solo escasos microlitos de feldespato alcalino muy dispersos en la pasta. El contacto con la riolita foliada es neto y sin aureola de contacto, sus bordes están soldados y se observan signos de contacto intrusivo mutuo (Fig. 8 c y d).

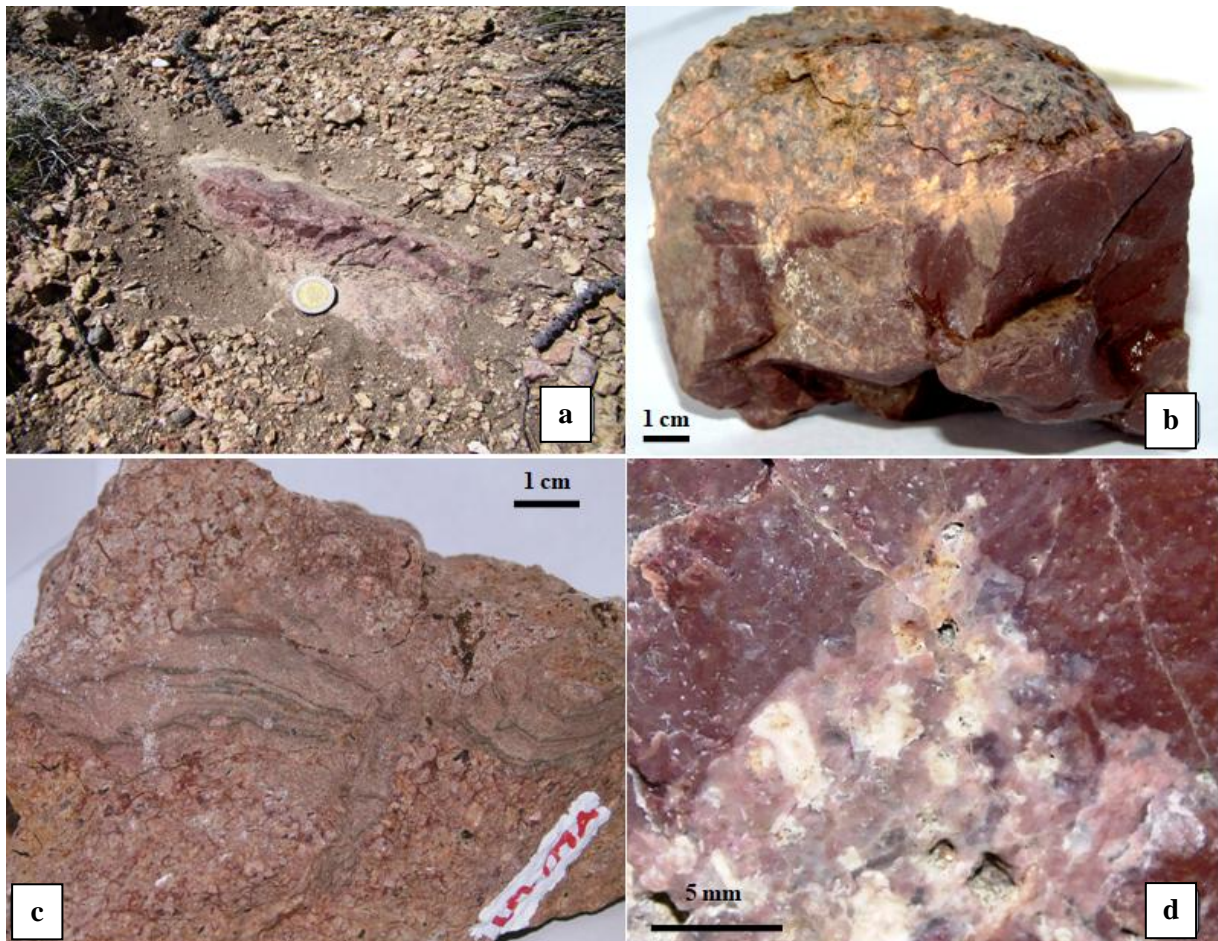


Figura 8. Muestra LM-09. **a.** Detalle del dique en el afloramiento. **b.** Contacto entre el dique y la riolita, obsérvese el borde soldado. **c.** Textura fluidal y aumento de la granulometría del dique que presenta signos de contacto intrusivo mutuo con la riolita. **d.** Detalle del contacto neto y borde soldado entre el dique y la riolita.

LM – 10 (Riolita porfírica) -40°42'35"; -68°27'40"

Se trata de un fragmento recogido en el regolito del borde noroeste del cuerpo dómico. Es una roca de textura porfírica con fenocristales de feldespato alcalino, plagioclasa, cuarzo y biotita. La pasta es afanítica y con alto contenido de sílice, presenta zonas con textura esferulítica y se encuentra autobrechada. Composicionalmente se clasifica como una riolita.

LM – 11 (Riolita porfírica foliada) -40°42'55"; 68°27'32"

La muestra corresponde a un afloramiento ubicado en la zona central del domo. Es una roca de textura porfírica constituida por fenocristales de feldespato alcalino (sanidina), plagioclasa, cuarzo y biotita que se disponen alineados en bandas en una pasta afanítica muy silisificada (Fig. 9 a). Se observan bandas con textura esferulítica y finas líneas de cuarzo con textura fluidal que envuelven los fenocristales y en ocasiones se observan pequeñas turbulencias generadas por estos (Fig. 9 b). Composicionalmente clasifica como una riolita.



Figura 9. Muestra LM-11. **a.** Bandas de flujo y textura esferulítica. **b.** Detalle de la textura fluidal de la pasta.

LM – 12 (Ignimbrita vitroclástica) -40°42'53"; -68°26'52"

La muestra corresponde a un afloramiento ubicado al este del cuerpo dómico mayor. La textura de la roca es fragmentosa y está compuesta por cristaloclastos de plagioclasa, feldespato alcalino, cuarzo, biotita y anfíbol, dispuestos de manera caótica en una matriz microgranosa. Tiene abundante pómez de hasta 3 cm (Fig. 10). Desde el punto de vista textural esta roca se clasifica como una lapillita vitroclástica al igual que LM-06, aunque posee una mayor proporción de vitroclastos que esta última.

En cuanto al tipo y proporción de cristaloclastos se supone una composición riodacítica. La fuerte fragmentación de los cristales y la presencia de pómez aplastados sugieren que se trata de una ignimbrita.

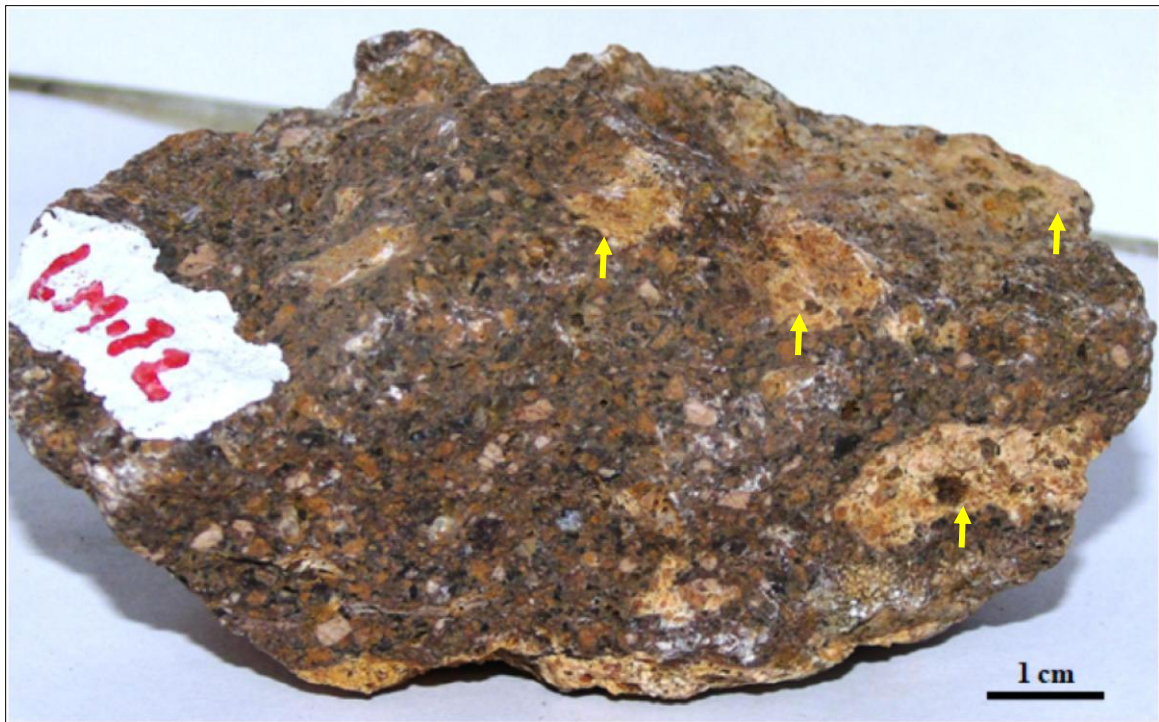


Figura 10. Muestra LM -12. Detalle de la textura fragmentosa. Se observan cristaloclastos de de plagioclasa, feldespatos alcalinos, cuarzo y biotita en una matriz microgranosa. Nótese el gran tamaño de las pómez (flechas amarillas).

LM – 13 (Riolita africana) -40°43'8"; -68°27'2"

La muestra corresponde a un dique riolítico de pasta vítrea de unos 4 cm de espesor que intruye a las ignimbritas que conforman la roca de caja de los domos. El contacto con estas es neto, con aureola de contacto y borde de reacción (Fig. 11). El dique riolítico incorpora fragmentos subangulares de la ignimbrita, los mismos se disponen de manera dispersa en la pasta y presentan bordes de reacción. En el afloramiento es muy notoria la fractura concoidea en estos diques, lo que permite suponer un alto porcentaje de vidrio volcánico en su composición.



Figura 11. Muestra LM-13. Detalles del contacto neto con aureola contacto y borde de reacción entre el dique riolítico y la ignimbrita que conforma la roca de caja de los domos.

LM – 15 (Toba lapillítica vitrocrystalina) $-40^{\circ}43'27.75''$; $-68^{\circ}28'6''$

La muestra corresponde a un afloramiento ubicado al suroeste del cuerpo dómico mayor. Tiene textura fragmentosa y está compuesta por cristaloclastos de feldespato alcalino, cuarzo, plagioclasa y, en menor cantidad biotita y anfíbol. La matriz es vitroclástica, está desvitrificada y fuertemente silisificada. Se observan además pequeños vitroclastos (pómez?) menores a 0.5 cm que engloban algunos cristales subhedrales de cuarzo y feldespato (Fig. 12). Desde el punto de vista textural esta roca se clasifica como una toba lapillítica vitrocrystalina. En cuanto al tipo y proporción de cristaloclastos se supone una composición riolítica.

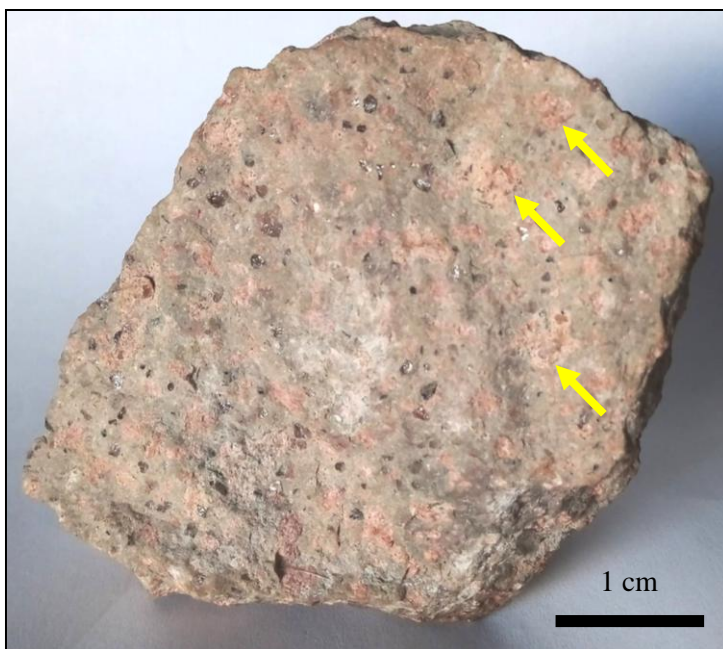


Figura 12. Muestra LM-15. Se observan cristaloclastos (mayormente cuarzo y feldespato potásico) y vitroclastos (flechas amarillas) englobados en una matriz vítrea.

LM – 16 (Riolita autobrechada) -40°43'27"; -68°27'54"

La muestra pertenece a un afloramiento ubicado al suroeste del cuerpo dómico. Se trata de una autobrecha constituida por autoclastos subangulares, de composición riolítica y textura vitrofírica englobados por una matriz de idénticas características (Fig. 13 a). La roca está compuesta por fenocristales de feldespato alcalino (sanidina), cuarzo y, en menor cantidad, plagioclasa y anfíbol inmersos en una pasta vítrea. En algunos sectores presenta textura esferulítica y foliación por flujo. Los autoclastos son de diversos tamaños, en un rango que va desde el orden milimétrico hasta los 3 cm. Los mismos se disponen agrupados en bandas, no presentan borde de reacción y están soldados con la roca que los envuelve. En lámina delgada se observan fragmentos con textura felsítica y cuarzo de hábito plumoso englobados en una pasta vítrea (Fig. 13 b y c) que se interpretan como fragmentos del vitrófiro reincorporados por la pasta.

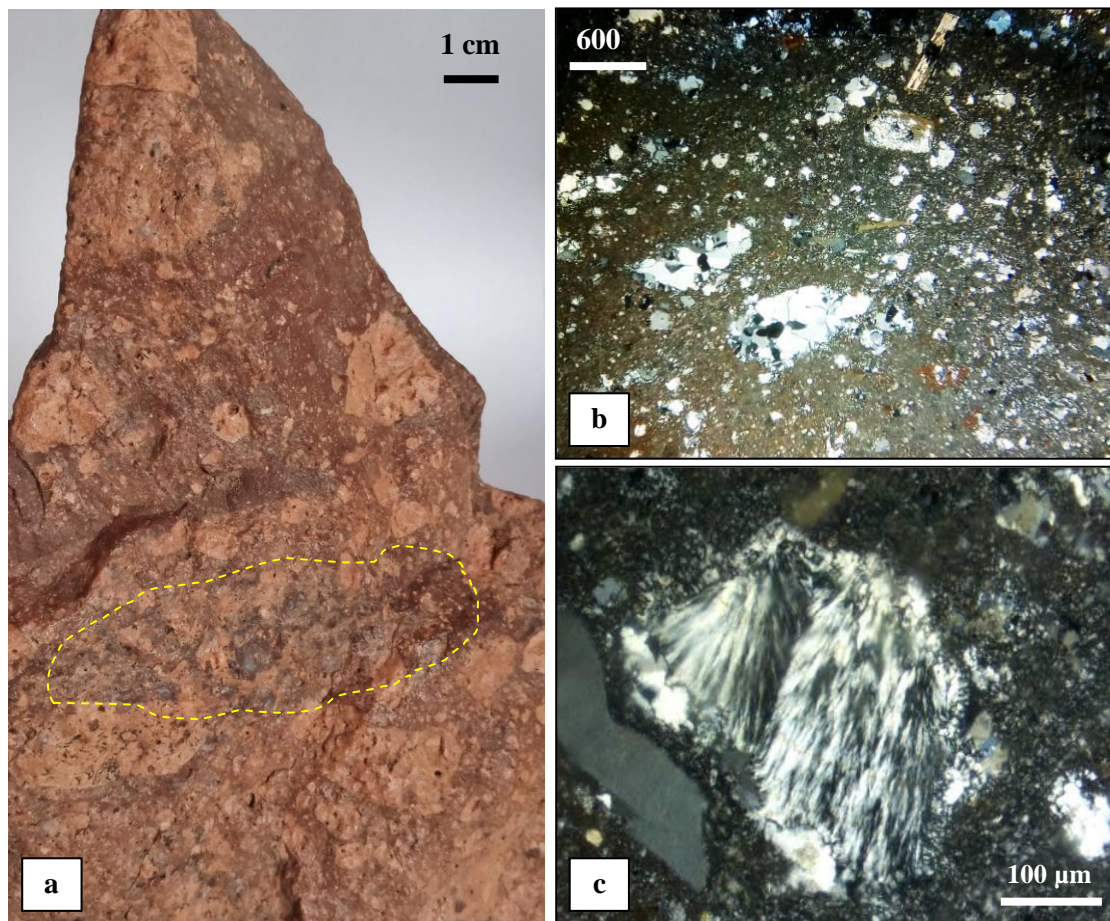


Figura 13. Muestra LM-16 **a.** Detalle de la autobrecha. Se observan autoclastos subangulares de distintos tamaños y un sector con textura esferulítica (línea punteada) **b.** Fotomicrografía que muestra fragmentos con textura felsítica englobados en una pasta vítrea. **c.** Fotomicrografía mostrando fragmento vítreo con cuarzo plumoso.

LM – 17 (toba vitrocrystalina)

La muestra pertenece a un afloramiento ubicado 60 metros hacia el este de LM-16. Tiene textura fragmentosa y está compuesta por cristaloclastos de feldespato alcalino, cuarzo y, en menor cantidad biotita y anfíbol. La matriz es vitroclástica, tiene textura perlítica relictas y encuentra muy alterada a minerales arcillosos (sericita?) (Fig. 14), lo que da una coloración blanquecina muy contrastante con las rocas adyacentes. Desde el punto de vista textural esta roca se clasifica como una toba gruesa cristalina. En cuanto al tipo y proporción de cristaloclastos se supone una composición riolítica

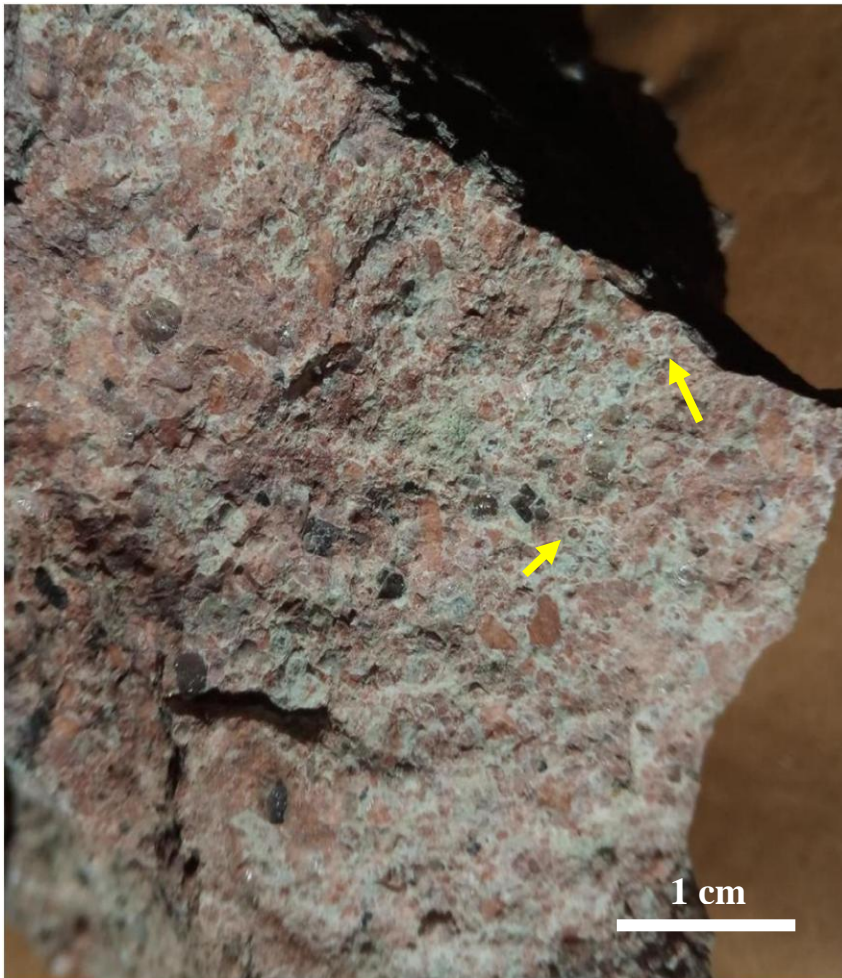


Figura 14. Muestra LM-17. Detalle de la textura fragmentosa en muestra de mano. Con flechas amarillas se indica la textura perlítica relictas. Nótese el alto grado de alteración de la matriz.

LM – 19 (Riolita porfírica) -40°43'38"; -68°27'36"

La muestra pertenece a un afloramiento ubicado al sur del cuerpo dómico. Es una roca de textura porfírica de composición riolítica, compuesta por fenocristales de feldespato alcalino, cuarzo y en menor medida, plagioclasa y biotita englobados en una pasta afanítica color morado. Se observan esferulitas conformadas por litofisas muy visibles cuyo núcleo está ocupado por cuarzo. En lámina delgada los cristales de feldespato alcalino se muestran euhedrales, presentan engolfamientos y bordes de reacción con la pasta (Fig. 14 a), desde sus aristas se irradian cristales de hábito fibroso generados por desvitrificación (Fig. 14 b). Toda la roca es atravesada por venillas con cristales de cuarzo

irradiado desde las paredes (textura diente de perro) (Fig. 14 b). Esto último se interpreta como alteración hidrotermal postmagmática.

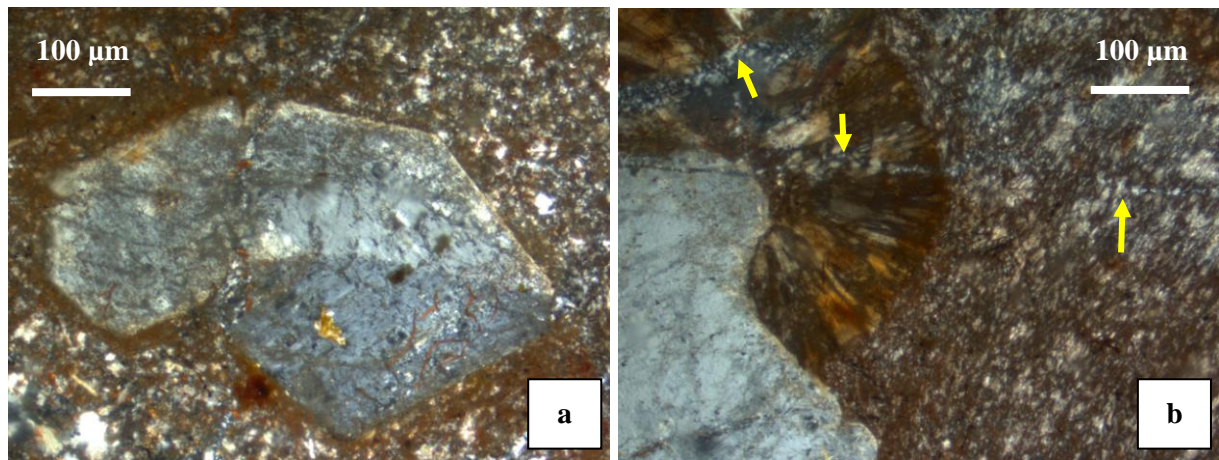


Figura 14. Muestra LM-19. **a.** Cristal euhedral de feldespato alcalino con bordes de reacción. **b.** Cristales aciculares irradiados desde el borde de un cristal de feldespato alcalino con engolfamientos y venilla de cuarzo atravesando todas las estructuras (flechas amarillas).