



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL COMAHUE

Facultad de Ingeniería

Departamento de Geología y Petróleo

Trabajo Final de Licenciatura:

***"CARACTERIZACIÓN DEL BASAMENTO CRISTALINO
EN LA CONFLUENCIA DE LOS RÍOS LIMAY Y
COLLÓN CURÁ, PROVINCIA DE NEUQUÉN"***

Autor: Dicaro, Sebastián

Director: González, Santiago Nicolás

Co-Directora: Serra Varela, Samanta

Neuquén, 2018

Trabajo final presentado para optar por el título de Licenciado en
Ciencias Geológicas

RESUMEN. El presente Trabajo Final de Licenciatura tiene como objetivo principal conocer y caracterizar el basamento metamórfico aflorante en el área de la confluencia de los ríos Limay y Collón Curá, el cual es asignado a la Formación Cushamen. Dicho objetivo fue llevado a cabo mediante, el análisis de antecedentes bibliográficos y cartográficos, el estudio petrológico y estructural de las rocas ya mencionadas en el campo y, por último, trabajos de gabinete, que involucraron el procesamiento de los datos relevados en el campo con los software correspondientes y el análisis petrográfico de secciones delgadas. El basamento ígneo-metamórfico pre-andino del Umbral de Sañicó (Ramos et al., 2011) es asignado a la Formación Cushamen. En el área de estudio, incluye esquistos y gneises con migmatitas y granitoides anatéticos y sintectónicos de edad carbonífera (348 Ma). En el presente Trabajo Final de Licenciatura se presentan los resultados de estudios petrológicos y estructurales realizados en la Formación Cushamen en el área de la confluencia de los ríos Limay y Collón Curá. A partir de los resultados de este trabajo se han podido identificar: 2 eventos de metamorfismo, un primer evento que alcanza el pico metamórfico en la facies anfibolita alta y genera anatéxis durante el Devónico Superior (380 a 360 Ma) y un segundo evento de contacto durante el Mississipiense Inferior (348 Ma); 2 ciclos de magmatismo, un primer ciclo perteneciente al Silúrico (425 Ma) y otro con una edad carbonífera (348 Ma), siendo este último el responsable del metamorfismo de contacto; y ,al menos, 4 episodios de deformación, los dos primeros episodios se encuentran acotados entre 425 y 360 Ma siendo el segundo el que genera la foliación penetrativa de las rocas de basamento, el tercer evento se desarrolló entre 360 y 348 Ma generando figuras de interferencia de Ramsay tipo 3 junto con el segundo episodio de deformación y ,por último, el cuarto evento que genera pliegues abiertos de escala métrica con una edad estimada cenozoica. La secuencia de eventos metamórficos, magmáticos y deformacionales que afectaron a las rocas de basamento de la zona de estudio fue utilizada para proponer un modelo de evolución geológica durante el paleozoico. Finalmente, se concluyó que el protolito de estas rocas metamórficas estaba, posiblemente, compuesto por una secuencia sedimentaria de areniscas y pelitas intercaladas con delgados niveles calcáreos y que el metamorfismo que sufrió el mismo alcanzó su pico en la Facies Anfibolita Alta (600-700° C y 0,6-0,8 GPa) generando procesos anatéticos.

Palabras Clave: Formación Cushamen, Rocas metamórficas, Granitoides, Petrología, Estructura.

ABSTRACT. Characterization of the Crystalline Basement in the confluence of the Limay and Collon Cura rivers, Neuquen Province. The main objective of the present Final Degree Project is to know and characterize the metamorphic basement outcropping in the area of the confluence of the Limay and Collón Curá rivers, which is assigned to the Cushamen Formation. This objective was carried out through the analysis of bibliographic and cartographic background, the petrological and structural study of the rocks already mentioned in the field and, finally, cabinet work, which involved the processing of the data collected in the field with the corresponding softwares and the petrographic analysis of thin sections. The pre-Andine igneous and metamorphic basement of the Umbral de Sañicó (Ramos et al. 2011) was included in the Cushamen Formation. In the studied area, it includes schists and gneisses with migmatites and anatectic and syntectonic carboniferous granitoids

(348 Ma). In this Final Degree Project, the results of petrologic and structural studies developed in the Cushamen Formation in the area of Limay and Collon Cura rivers confluence are presented. From the results of this assignment it was possible to identify: 2 metamorphism events, a first one that reached the metamorphic peak at the Upper Amphibolite Facies and develops partial melting during the Upper Devonian (380-360 Ma) and a second contact event during the Lower Mississippian (348 Ma); 2 magmatism cycles, a first one that belongs to the Silurian (425 Ma) and another of carboniferous age (348 Ma), being the latter the responsible for the contact metamorphism; and, at least, four deformation episodes, the first two bounded between 425 and 360 Ma being the second one that generates the penetrative foliation of the basement rocks, the third event was developed between 360 and 348 Ma generating interference figures of Ramsay type 3 together with the second deformation episode, and, at last, a fourth deformation event that develops metric scale open folds with an estimated cenozoic age. The sequence of metamorphic, magmatic and deformational events that affected the basement rocks of the studied area was used to propose a geological evolution model during the Paleozoic. Finally, it was concluded that the protolith of these metamorphic rocks was possibly composed of a sedimentary sequence of sandstones and pelites with thin calcareous levels and that the metamorphism that it suffered reached its peak in the Upper Amphibolite Facies (600-700° C and 0.6-0.8 GPa) generating anatexis processes.

Keywords: Cushamen Formation, Metamorphic rocks, Granitoids, Petrology, Structure.

RECONOCIMIENTOS Y DEDICATORIAS

Primeramente, a mis directores, Santiago González y Samanta Serra Varela, por la dirección de este trabajo, su apoyo incondicional, paciencia y capacidad de motivarme cuando más lo necesite.

A mi familia, que me acompañó incondicionalmente durante todos los momentos de esta etapa tan importante en mi vida. Principalmente, a mi hermana, Florencia Dicaro, quién es una gran fuente de inspiración.

A mis amigos de la vida, quienes estuvieron siempre presentes, cada uno a su manera pero infalibles.

A mis amigos geológicos quienes me acompañaron a lo largo de todo este recorrido.

A todos y cada uno de los profesores por formarme no solo como profesional, sino también como persona. Particularmente, a Santiago González (nuevamente), Josefina Pons y Telma Musso, con quienes compartí y disfrute tantos años de continuo aprendizaje en las cátedras de Petrología y Mineralogía.

A CIMAR y CPEM por brindarme un espacio de trabajo y permitirme el uso de su equipamiento.

Al Estado Nacional por brindarme la posibilidad de formarme profesionalmente gratuitamente.

A la Universidad Nacional del Comahue.

A Fundación YPF, quienes me brindaron una beca para poder financiar parte de mis estudios y el presente Trabajo Final de Licenciatura.

ÍNDICE

CAPITULO 1: INTRODUCCIÓN	1
1.1 Ubicación del área de estudio	1
1.2 Objetivos	2
1.3 Metodología de trabajo	3
1.4 Glosario de términos utilizados según Sawyer (2008):	4
CAPITULO 2: GEOLOGÍA REGIONAL Y ANTECEDENTES	5
2.1 Marco geológico regional: litologías, estructuras y edades	5
2.2 Unidades de basamento comparables	7
CAPITULO 3: GEOLOGÍA LOCAL	12
3.1 Litología	12
3.1.1 Afloramientos de la Ruta Nacional 237	12
3.1.1.1 Migmatitas	12
3.1.1.2 Granitos	24
3.1.2 Afloramientos de la Ruta Nacional 234	26
3.1.2.1 Granitos	26
3.1.2.2 Migmatitas y rocas calcosilicáticas	26
3.1.2.3 Migmatitas	29
3.1.3 Afloramientos de Sañicó	29
3.1.3.1 Ortogneises	29
3.1.3.2 Migmatitas	29
3.2 Estructura y Deformación	32
3.2.1 Afloramientos de la Ruta Nacional 237	32
3.2.2 Afloramientos de la Ruta Nacional 234 y periferia de Sañicó	38
CAPITULO 4: DISCUSIÓN E INTERPRETACIONES	40
4.1 De los protolitos y el metamorfismo	40
4.2 De la deformación	44
4.3 Propuesta de evolución geológica para el basamento en el área de estudio	49
CAPITULO 5: CONCLUSIONES	55
BIBLIOGRAFÍA	56

CAPITULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 Ubicación del área de estudio

Los afloramientos de basamento estudiados durante el presente trabajo final de licenciatura se localizan en la provincia de Neuquén, 10 kilómetros al norte de la confluencia de los ríos Limay y Collón Cura sobre la Ruta Nacional 237 entre las coordenadas $40^{\circ} 25' 36''$ S - $70^{\circ} 32' 30''$ O y $40^{\circ} 22' 30''$ S - $70^{\circ} 39' 30''$ O y también en cercanías de la localidad de Sañicó, a 12 km hacia el oeste de la misma en las coordenadas $40^{\circ} 7' 31''$ S - $70^{\circ} 34' 3''$ O (Ver Figs. 1.1, 1.2a y 1.2b). El basamento del área de estudio se encuentra en el extremo austral de la Precordillera Neuquina Sur, en el denominado Umbral de Sañicó (Ramos et al., 2011).

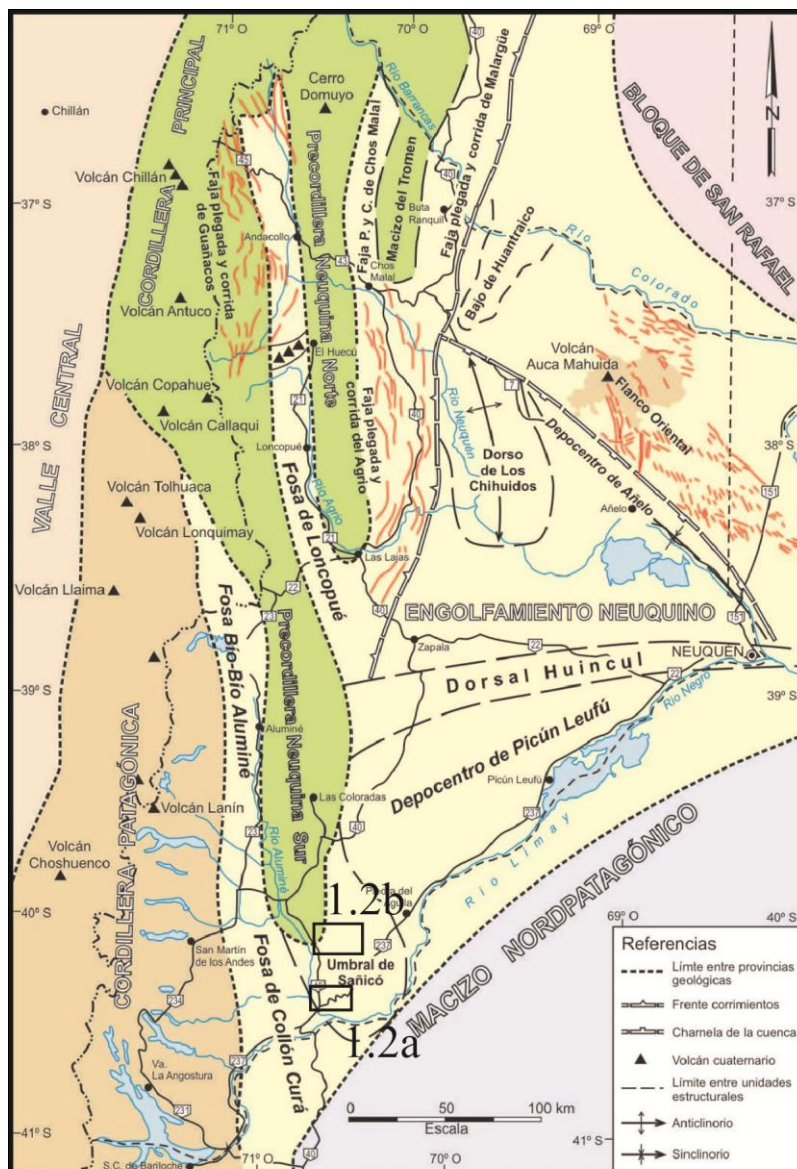


Fig. 1.1: Ubicación de los afloramientos de basamento estudiados en el Umbral de Sañicó (modificado de Ramos et al. 2011).

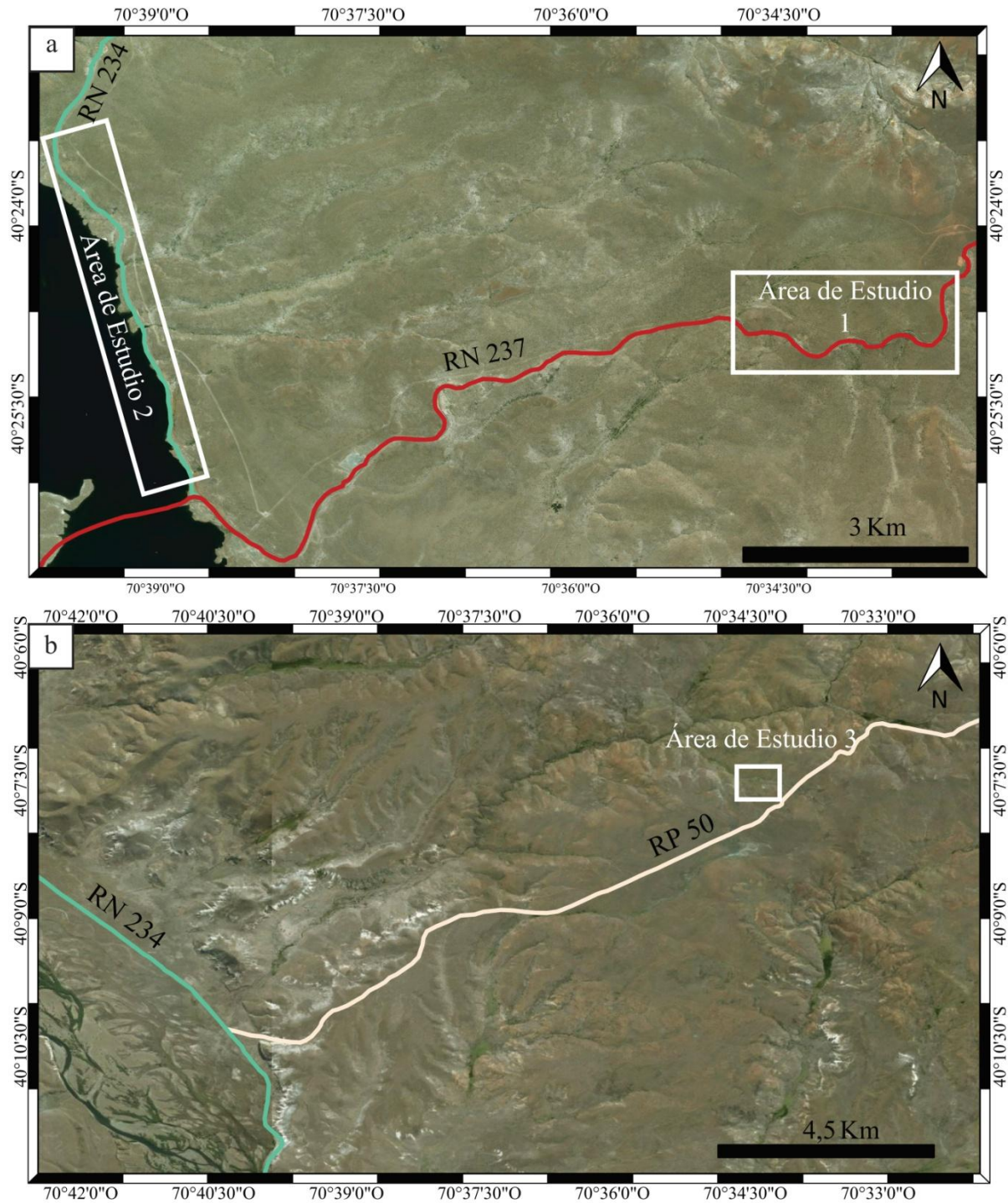


Fig. 1.2: (a) Ubicación de los afloramientos de las áreas de estudio 1 y 2. (b) Ubicación de los afloramientos del área de estudio 3. Imágenes Google Satellite descargadas de SASPlanet.

1.2 Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es conocer y caracterizar el basamento metamórfico en el área de confluencia entre los ríos Limay y Collón Curá asignado a la Formación Cushamen. En base a la caracterización petrográfica y estructural de las rocas que componen el basamento metamórfico del área se desarrolló un modelo sobre la evolución de la Formación Cushamen en el sector de la confluencia, estableciendo las características del metamorfismo

(tipo, grado, facies, condiciones de presión y temperatura), relacionando el mismo con la deformación y acotándolos temporalmente.

1.3 Metodología de trabajo

El desarrollo de este trabajo fue llevado a cabo en tres etapas:

1. En primer lugar, se realizó una revisión de los antecedentes bibliográficos y cartográficos de la zona de estudio. En base a los antecedentes y a partir de la fotointerpretación de imágenes satelitales, se seleccionaron distintos afloramientos y sectores para estudiar durante las labores de campo.
2. En segundo lugar, se procedió a realizar los trabajos de campo correspondientes. Los mismos consistieron en:
 - Análisis y descripción de las litologías encontradas en los afloramientos.
 - Medición de datos estructurales con brújula geológica tipo Brunton para su posterior interpretación y análisis.
 - Captura de fotografías.
 - Recolección de muestras de roca para la preparación de cortes delgados.
3. Finalmente, posterior al trabajo de campo, se llevaron a cabo las tareas de gabinete. Estas consistieron en
 - Descripción y análisis petrográfico de veinte cortes delgados: las secciones delgadas fueron realizadas por personal técnico en el Laboratorio de Preparación de Cortes Delgados perteneciente al Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG), mientras que la descripción de los mismos fue llevada a cabo utilizando el microscopio petrocalcográfico NIKON-Eclipse LV100POL perteneciente al CPEM (Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos). Las secciones delgadas fueron fotografiadas con una cámara DS-Fil incorporada en el microscopio y la digitalización de las microfotografías se realizó con el software NIS-Elements.
 - Procesamiento de datos estructurales con el software Stereonet 9.3.1.
 - Descarga de imágenes satelitales Bing Maps mediante el uso del programa SAS Planet. Las mismas fueron trabajadas con el software ArcGIS 10.1.
 - Procesamiento de fotografías y fotomicrografías con el programa Picasa 3.
 - Preparación y edición para figuras del manuscrito mediante el uso del software de edición Adobe Illustrator CS6. Las abreviaturas utilizadas para los minerales en la fotomicrografías y en el texto serán las propuestas por Siivola y Schmid (2007).

1.4 Glosario de términos utilizados según Sawyer (2008):

Agmatita: roca con fragmentos de una roca más antigua cementada por granito (Sedelholm, 1923).

Anatéxis: fusión parcial.

Diatexita: migmatita en la cual el neosoma es dominante y el fundido se encuentra distribuido homogéneamente en toda la roca.

Estromatita: tipo de metatexita en la cual el neosoma, o solo el leucosoma, se desarrolla como capas/bandas paralelas orientadas y continuas lateralmente.

Metatexita: migmatita de carácter heterogéneo a escala de afloramiento y en la cual hay preservación de estructuras previas a la anatéxis en los paleosomas.

Neosoma: partes de una migmatita formadas por procesos anatéticos o reconstituidas por los mismos.

Paleosoma: partes de una migmatita que no fueron afectadas por los procesos de fusión parcial.

Pliegues Ptigmáticos: pliegues formados en los leucosomas por procesos de fusión parcial.

Raft: enclaves de paleosomas o rocas residuales contenidos en una diatexita.

Schlieren: estructuras indicadoras de flujo formada por aglomeraciones de cristales escamosos o elongados orientados.

Schlieric: diatexita con abundantes *schlieren*.

Schollen: diatexita con abundantes *rafts*.

CAPITULO 2: GEOLOGÍA REGIONAL Y ANTECEDENTES

2.1 Marco geológico regional: litologías, estructuras y edades

Las rocas metamórficas estudiadas fueron incluidas dentro de la Formación Cushamen (Varela et al., 1991; Volkheimer, 1964), las cuales son la roca de caja de granitos de edad Devónico Medio y Carbonífero temprano (Varela et al., 2005). La Formación Cushamen fue definida por Volkheimer (1964) para un conjunto de micacitas, filitas cuarzosas y metacuarcitas, en parte filíticas y micáceas, en algunas zonas migmatizadas, aflorantes al sudeste de El Maitén (Provincia de Chubut). Esta unidad fue descripta por diversos autores en las provincias de Neuquén, Río Negro y Chubut en las localidades de Cushamen, Río Chico, Sierra del Medio, Sañicó, Piedra del Águila, Paso Flores y Comallo (Cerredo, 1997; Dalla Salda et al., 1994; Giacosa et al., 2004; Varela et al., 1991, 2005) (Fig. 2).

En la confluencia de los ríos Limay y Collón Curá las rocas de basamento se caracterizan por una asociación ígneo-metamórfica en zona de granate almandino en una serie de presión intermedia y alta temperatura integrada por esquistos y gneises con migmatitas (Lucassen et al., 2004; Varela et al., 1991). Las rocas dominantes son migmatitas con anfibolitas y gneises intercalados y granitoides anatéticos y sintectónicos (Varela et al., 1991). La composición de los leucosomas de las migmatitas varía entre tonalítica y granodiorítica con algunas ocurrencias esporádicas de composición granítica. El paleosoma es biotítico esquistoso y, en parte, anfibólico (Nullo et al., 1979).

Varela et al. (1991) reconocieron en los afloramientos de basamento acotados entre las localidades de Comallo y Sañicó, tres fases de deformación, donde la segunda fase habría generado la foliación penetrativa NNO durante el Paleozoico inferior. La última fase de deformación reconocida por los mencionados autores correspondería a estructuras NNE a N-S relacionadas al ciclo Andino.

Otra localidad donde aflora la Formación Cushamen es en la región de Río Chico (Provincia de Río Negro), donde se compone de esquistos, gneises y escasas cuarcitas micáceas, con presencia de metavolcanitas intercaladas en la secuencia metasedimentaria (Cerredo, 1997; Dalla Salda et al., 1999). Se proponen diversos protolitos para estas rocas metasedimentarias, entre los que se encuentran pelitas, grauvacas y areniscas cuarzosas y diamictitas (Cerredo, 1997; Dalla Salda et al., 1999; Duhart et al., 2002; Marcos et al., 2018). Las rocas metamórficas varían entre las facies esquistos verdes a facies anfibolitas, que transicionalmente gradan a migmatitas (Dalla Salda et al., 1994). En esta zona se distinguieron dos eventos de deformación evidenciados por dos foliaciones distintas (Cerredo, 1997; Giacosa et al., 2004) y un metamorfismo polifásico, con dos eventos de plegamiento posteriores. El primer evento de plegamiento generó pliegues con planos axiales N-S a NW-SE y fajas de cizalla asociadas al mismo (Cerredo, 1997).

Diversos autores realizaron dataciones con múltiples métodos en las rocas de la Formación Cushamen y las rocas ígneas asociadas (Tabla 1). Las primeras dataciones de las rocas correspondientes a la Formación Cushamen fueron realizadas mediante el método Rb-Sr en roca total por Linares et al. (1988) y Varela et al. (1991). Los primeros autores identificaron

dos episodios metamórficos en rocas ubicadas entre 70°O a 71°O y 40°S a 41°S: uno más antiguo de 1190 ± 16 Ma considerado de carácter regional y otro más moderno de 615 ± 26 Ma de carácter local en afloramientos del área de la confluencia de los ríos Limay y Collón Curá. Estos autores realizaron también dataciones en las migmatitas tonalíticas asociadas obteniendo edades que varían entre 490 y 420 Ma. Varela et al. (1991) también dataron rocas de basamento en cercanías de Sañico y al Sur de la localidad de Piedra del Águila, obteniendo las edades correspondientes de 488 ± 32 y 348 ± 38 Ma las cuales fueron interpretadas como de metamorfismo y migmatización.

Lucassen et al. (2004) analizaron rocas calcosilicáticas aflorantes al norte de la confluencia de los ríos Limay y Collón Curá, las cuales arrojaron edades de 375 ± 15 y 380 ± 2 Ma (U-Pb en titanita) interpretadas como la edad del pico metamórfico. Hervé et al. (2005) obtuvieron una edad máxima de sedimentación de la Formación Cushamen, en el área de Río Chico, de 330 Ma (Viseano, U-Pb SHRIMP en circones). Posteriormente, Varela et al. (2005) analizaron por los métodos K-Ar y U-Pb rocas metamórficas ubicadas en cercanías de la confluencia de los ríos Limay y Collón Curá. Para las rocas metamórficas paraderivadas se obtuvieron dos grupos de edades K-Ar, las más antiguas entre 370 y 310 Ma (Devónico Superior-Carbonífero tardío) y las más jóvenes entre 275 y 250 Ma (Cisuraliano-Lopingiano). Por otra parte, se obtuvo de un ortogneis del área de Sañico una edad de 425 ± 28 Ma (U-Pb convencional en circón) y también la edad de una metadiorita de 360 Ma (U-Pb convencional en titanita), siendo esta última interpretada como la edad del pico metamórfico. Hacia el sur de la localidad de El Maitén, Pankhurst et al. (2006) estudiaron circones detríticos de un paragneis y analizaron los anillos de sobrecrecimiento metamórfico obteniendo edades de metamorfismo comprendidas entre 330 y 365 Ma, como así también obtuvieron una edad máxima de sedimentación de 440 Ma (U-Pb SHRIMP en circones).

Además, se realizaron dataciones en las rocas ígneas relacionadas con las rocas metamórficas. Los primeros estudios geocronológicos sobre estas rocas fueron realizados mediante el método Rb-Sr en roca total (Linares et al., 1988; Varela et al., 1991). Linares et al. (1988) dataron las rocas ígneas relacionadas con las metamorfitas del sector de la Confluencia Limay-Collón Cura y lograron definir 2 ciclos magmáticos: uno más antiguo de entre 370 ± 6 y 390 ± 15 Ma y otro más moderno de 280 ± 5 Ma. Varela et al. (1991) obtuvieron una edad 344 Ma (Rb-Sr en roca total) para un leucogranito que corta a las rocas metamórficas, para una serie de tonalitas intruídas en las metamorfitas obtuvieron otra edad de 311 ± 6 Ma (K-Ar en biotitas). Duhart et al. (2002) dataron granitos que cortan al basamento correspondiente a la Formación Cushamen en el área de Río Chico mediante el método K-Ar en muscovita obteniendo edades de 282 ± 6 y 216 ± 6 Ma, interpretadas como edades mínimas de cristalización. Esto permitiría inferir que la Formación Cushamen en dicha área, por la relación que poseen con dichos granitos, sería más antigua que el Triásico Superior. Varela et al. (2005) identificaron mediante U-Pb convencional en circones de rocas ígneas dos conjuntos de edades: 420-350 Ma (Devónico) y otro entre 320 y 270 Ma (Carbonífero-Pérmico) coincidente con el grupo de edades K-Ar para las rocas metamórficas que ellos mismos dataron. Particularmente, en el área de la confluencia, dataron un granito que arrojó una edad de 348 ± 11 Ma. Estos autores interpretaron que estos conjuntos de edades podrían

estar relacionados a distintos eventos tectono-magmáticos, el primero podría estar ligado a movimientos chánicos y el segundo relacionado al Ciclo Gondwánico. Pankhurst et al. (2006) realizaron una datación sobre un granito localizado en las inmediaciones de la localidad de Piedra del Águila obteniendo una edad de 290 ± 3 Ma (U-Pb SHRIMP en circón).

2.2 Unidades de basamento comparables

Diversos autores compararon la Formación Cushamen con el Complejo Colohuincul (Cingolani et al., 2011 y referencias allí citadas). Esta unidad fue definida por Dalla Salda et al. (1991a) como las rocas metamórficas de alto grado aflorantes en el ámbito de la Cordillera Patagónica Septentrional (Ramos et al., 2011). Este complejo aflora en las inmediaciones de la localidad de San Martín de los Andes, hacia el sur de la ciudad de Bariloche, en la periferia de los lagos Gutiérrez, Mascaradi y Guillermo y también en la zona de Rahue-Aluminé (Dalla Salda et al., 1991a, 1991b; Feruglio, 1947; García-San Segundo et al., 2009; González Bonorino, 1979; Martínez et al., 2012; Vattuone de Ponti, 1990) (Fig. 2).

En las inmediaciones de San Martín de los Andes, donde fue definido este complejo, las rocas metamórficas son principalmente gneises de grano medio a fino intercalados con escasos bancos de esquistos micáceos y cuarcitas con una foliación regional de orientación $N40^{\circ}$ - 60° / 70° SE (Dalla Salda et al., 1991a). Las migmatitas asociadas también son de colores grises y presentan la misma orientación estructural que el resto de las metamorfitas. Dalla Salda et al. (1991a) interpretaron que estas rocas provienen de un protolito de areniscas grauváquicas, con delgadas intercalaciones de pelitas y areniscas cuarzosas, afectadas por un metamorfismo que oscila entre grado bajo y medio-alto, llegando a alcanzar la fusión parcial.

En los afloramientos de las márgenes de los lagos Gutierrez, Mascaradi y Guillermo, Dalla Salda et al. (1991b) describieron una asociación de metamorfitas y migmatitas con intrusivos graníticos a la que también denominaron Complejo Colohuincul. Identificaron dos fases de deformación dúctil con planos de foliación: $N75^{\circ}/31^{\circ}$ S y $N130^{\circ}/61^{\circ}$ NE. La deformación y el metamorfismo de las rocas de basamento de Bariloche fueron estudiadas detalladamente por García-Sansegundo et al. (2009). Estos autores identificaron tres eventos principales de deformación desarrollados entre el Carbonífero Inferior al Pérmico en los metasedimentos y las anfibolitas del Complejo Colohuincul aflorantes en el área. La foliación principal corresponde al segundo evento de deformación el cual generó una foliación espaciada con pliegues asociados de orientación NW-SE. Finalmente, el tercer evento se encuentra representado por un clivaje de crenulación de orientación NW-SE.

Los primeros datos geocronológicos fueron obtenidos mediante el método Rb-Sr en roca total por Dalla Salda et al. (1991a) y Dalla Salda et al. (1991b). Estos autores obtuvieron una edad de 860 ± 30 Ma para las rocas metamórficas aflorantes en las cercanías de San Martín de los Andes y una edad de 727 ± 48 Ma para las metamorfitas ubicadas al sur de Bariloche (Rb-Sr en roca total). Dalla Salda et al. (1991a) obtuvieron edades comprendidas entre 324 ± 6 y 354 ± 4 con el método K-Ar en biotitas y biotita+anfíbol, las cuales interpretaron como edades de rejuvenecimiento de estas rocas. Lucassen et al. (2004) dataron migmatitas en las cercanías de San Martín de los Andes y obtuvieron una edad de 368 ± 9 Ma con Rb-Sr en roca total. Varela et al. (2005) analizaron migmatitas del mismo sector, las cuales arrojaron edades de

entre 370 y 375 Ma. Estos últimos autores también dataron anfibolitas en las cercanías de Bariloche obteniendo una edad de $320,7 \pm 2,1$ Ma (U-Pb en circones). Ramos et al. (2010) obtuvieron una edad máxima de sedimentación para el protolito de las rocas metamórficas de Cuesta de Rahue correspondiente al Devónico Superior (364Ma, U-Pb en circones). En el área de Bariloche, Martínez et al. (2012) obtuvieron mediante el método Th-U-Pb en monacitas una edad de $391,7 \pm 4$ Ma que interpretaron como la edad del pico metamórfico y otra edad de $350,4 \pm 5,8$ Ma que consideraron correspondiente a un metamorfismo retrógrado. Hervé et al. (2016) obtuvieron una edad máxima de sedimentación de 420 ± 5 Ma (U-Pb en circones) para rocas metamórficas de un enclave alojado en una tonalita devónica en la localidad de San Martín de los Andes. No obstante, Serra-Varela et al. (2016) analizaron las rocas de alto grado del Complejo Colohuincul en las zonas aledañas a esta última localidad y obtuvieron una edad máxima de sedimentación de 506 ± 12 Ma (U-Pb en circones) (Tabla 2).

Las rocas ígneas pertenecientes al complejo ígneo-metamórfico descrito en las cercanías de San Martín de los Andes fueron datadas por los mismos autores previamente citados. Las primeras edades fueron mediante el método Rb-Sr en roca total por Dalla Salda et al. (1991a) sobre las Tonalita San Martín de los Andes y la Granodiorita Lago Lacar arrojando edades de 620 ± 30 Ma y 555 ± 20 Ma, respectivamente. Esta última con una edad de 376 ± 9 Ma con el método K-Ar en biotita (Dalla Salda et al. 1991a). Posteriormente diversos autores dataron los granitoides en las inmediaciones de esta localidad, obteniendo edades comprendidas entre 374 ± 3 y 419 ± 27 Ma (Hervé et al., 2013, 2016; Pankhurst et al., 2006, Varela et al., 2005) mediante los métodos K-Ar en biotita y anfíbol, U-Pb convencional en circones y U-Pb SHRIMP en circones (Tabla 2).

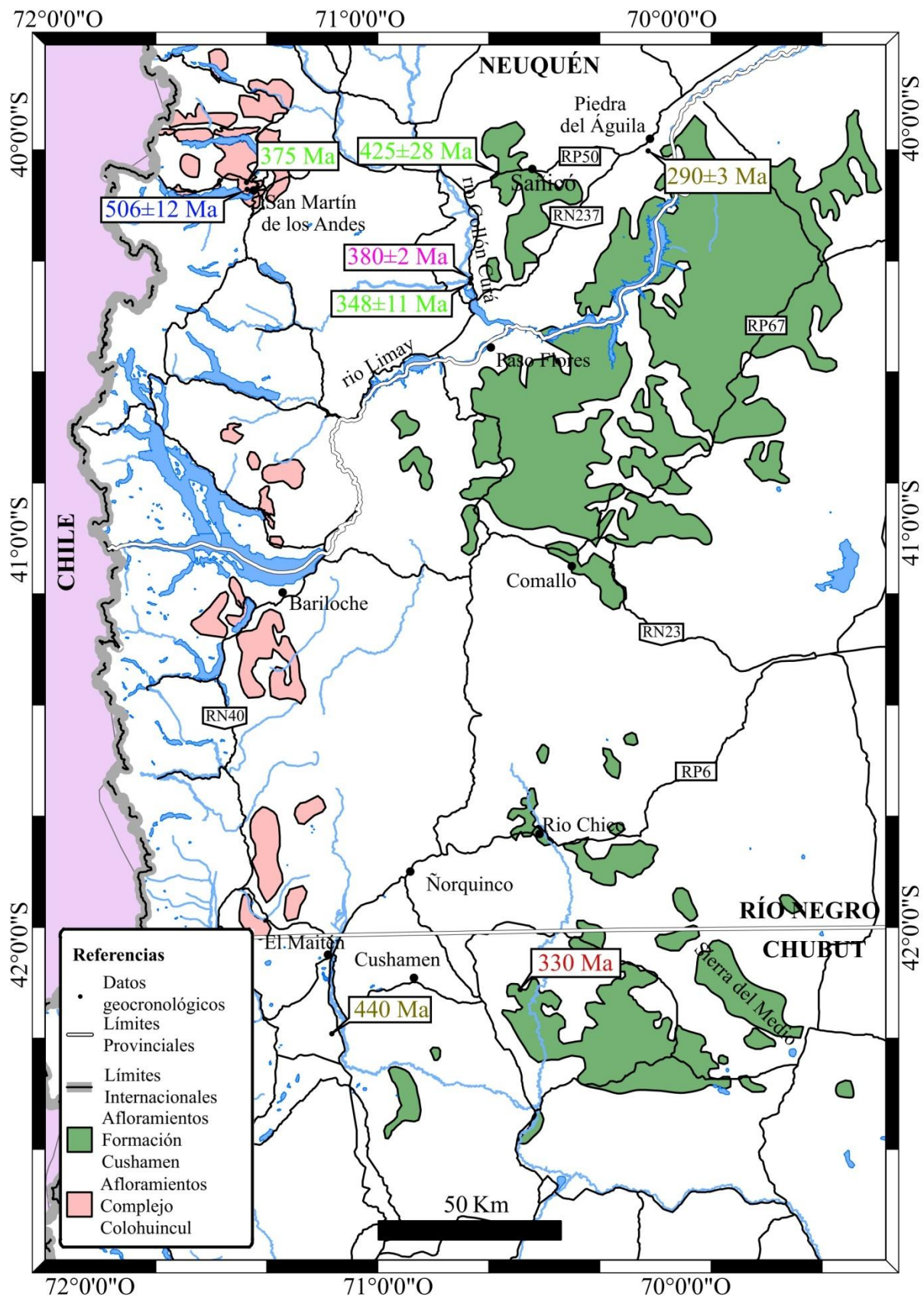


Fig.2: Mapa geológico regional de los afloramientos del Complejo Colohuincul y la Formación Cushamen basado en Dalla Salda et al. (1999), Escosteguy et al. (2013) y Varela et al. (1991,2005). Edades según Hervé et al. U-Pb SHRIMP (2005), Lucassen et al. U-Pb convencional (2004), Pankhurst et al. U-Pb SHRIMP (2006), Serra-Varela et al. (2016) U-Pb ICP y Varela et al. U-Pb convencional (2005).

Litología	Ubicación	Método	Edad	Interpretación	Autor
Granito	Río Chico	K-Ar en muscovita	282±6 Ma	Cristalización	Duhart et al., 2002
Granito	Río Chico	K-Ar en muscovita	216±6 Ma	Cristalización	Duhart et al., 2002
Esquisto	Río Chico	U-Pb SHRIMP en circones	330 Ma	Máxima Sedimentación	Hervé et al., 2005
Esquisto anfibólico	Piedra del Águila	Rb-Sr en roca total	1190±16 Ma	Metamorfismo	Linares et al., 1988
Granito	Collón Curá	Rb-Sr en roca total	370±6 Ma	Cristalización	Linares et al., 1988
Granito	Sañicó	Rb-Sr en roca total	390±15 Ma	Cristalización	Linares et al., 1988
Granito	Collón Curá	Rb-Sr en roca total	280±5 Ma	Cristalización	Linares et al., 1988
Migmatitas	Collón Curá	Rb-Sr en roca total	490 a 420 Ma	Metamorfismo	Linares et al., 1988
Gneis	Piedra del Águila	Rb-Sr en roca total	615±26 Ma	Metamorfismo	Linares et al., 1988
Rocas Calcosilicáticas	Collón Curá	U-Pb en titanitas	380±2 Ma	Metamorfismo	Lucassen et al., 2004
Rocas Calcosilicáticas	Collón Curá	U-Pb en titanitas	375±15 Ma	Metamorfismo	Lucassen et al., 2004
Paragneis	El Maitén	U-Pb SHRIMP en circones	440 Ma	Máxima Sedimentación	Pankhurst et al., 2006
Paragneis	El Maitén	U-Pb SHRIMP en circones	365 Ma	Metamorfismo	Pankhurst et al., 2006
Paragneis	El Maitén	U-Pb SHRIMP en circones	330 Ma	Metamorfismo	Pankhurst et al., 2006
Granito	Piedra del Águila	U-Pb SHRIMP en circones	290±3 Ma	Cristalización	Pankhurst et al., 2006
Gneis biotítico	Piedra del Águila	Rb-Sr en roca total	348±38 Ma	Metamorfismo	Varela et al., 1991
Migmatita	Sañicó	Rb-Sr en roca total	488±32 Ma	Migmatización	Varela et al., 1991
Leucogranito	Collón Curá	Rb-Sr en roca total	344 Ma	Cristalización	Varela et al., 1991
Tonalita	Paso Flores	K-Ar en biotita	311±6 Ma	Cristalización	Varela et al., 1991
Metadiorita	Sañicó	U-Pb convencional en titanitas	360 Ma	Metamorfismo	Varela et al., 2005
Ortogneis	Sañicó	U-Pb convencional en circones	425±28 Ma	Cristalización	Varela et al., 2005
Granito	Collón Curá	U-Pb convencional en circones	348±11 Ma	Cristalización	Varela et al., 2005
Granito	Collón Curá	K-Ar en biotita	310 Ma	Rejuvenecimiento	Varela et al., 2005
Granodiorita	Cushamen	K-Ar en biotita	275 Ma	Rejuvenecimiento	Varela et al., 2005
Diorita	Río Chico	K-Ar en anfíbol	250 Ma	Rejuvenecimiento	Varela et al., 2005

Tabla 1: Datos geocronológicos correspondientes a la Formación Cushamen y rocas ígneas asociadas a la misma

Litología	Ubicación	Método	Edad	Interpretación	Autor
Gneis Tonalítico	San Martín de los Andes	K-Ar en biotita+anfíbol	324±6 Ma	Rejuvenecimiento	Dalla Salda et al., 1991a
Gneis Tonalítico	San Martín de los Andes	K-Ar en biotita+anfíbol	354±4 Ma	Rejuvenecimiento	Dalla Salda et al., 1991a
Tonalita	San Martín de los Andes	Rb-Sr en roca total	620±30 Ma	Cristalización	Dalla Salda et al., 1991a
Granodiorita	San Martín de los Andes	Rb-Sr en roca total	555±20 Ma	Cristalización	Dalla Salda et al., 1991a
Gneises	San Martín de los Andes	Rb-Sr en roca total	860±30 Ma	Metamorfismo	Dalla Salda et al., 1991a
Granodiorita	San Martín de los Andes	K-Ar en biotita	376±9 Ma	Rejuvenecimiento	Dalla Salda et al., 1991a
Metamorfitas	Bariloche	Rb-Sr en roca total	727±48 Ma	Metamorfismo	Dalla Salda et al., 1991b
Gneis Tonalítico	San Martín de los Andes	U-Pb SHRIMP en circones	393,5±2,6 Ma	Cristalización	Hervé et al. 2013
Enclave metamórfico	San Martín de los Andes	U-Pb SHRIMP en circones	420±5 Ma	Máxima Sedimentación	Hervé et al., 2016
Granodiorita	Lago Lolog	U-Pb SHRIMP en circones	391±10 Ma	Cristalización	Hervé et al., 2016
Esquisto	San Martín de los Andes	U-Pb SHRIMP en circones	420±5 Ma	Máxima Sedimentación	Hervé et al., 2016
Migmatita	San Martín de los Andes	Rb-Sr en roca total	368±9 Ma	Migmatización	Lucassen et al., 2004
Esquistos	Bariloche	Th-U-Pb en titanitas	391,7±4 Ma	Metamorfismo	Martínez et al., 2012
Tonalita	San Martín de los Andes	U-Pb SHRIMP en circones	401±3 Ma	Cristalización	Pankhurst et al., 2006
Paragneis	San Martín de los Andes	U-Pb ICP en circones	506 ± 12 Ma	Máxima Sedimentación	Serra-Varela et al., 2016
Migmatitas	San Martín de los Andes	K-Ar en biotita	370 Ma	Metamorfismo	Varela et al., 2005
Tonalita	San Martín de los Andes	U-Pb convencional en circones	419±27 Ma	Cristalización	Varela et al., 2005
Anfibolita	Bariloche	U-Pb convencional en circones	320,7±2,1 Ma	Metamorfismo	Varela et al., 2005
Migmatita	San Martín de los Andes	K-Ar en biotita	370 Ma	Migmatización	Varela et al., 2005
Migmatita	San Martín de los Andes	K-Ar en biotita	375 Ma	Migmatización	Varela et al., 2005
Metamorfitas	Cuesta de Rahue	U-Pb SHRIMP en circones	364 Ma	Máxima Sedimentación	Ramos et al., 2010

Tabla 2: Datos geocronológicos correspondientes al Complejo Colohuincul

CAPITULO 3: GEOLOGÍA LOCAL

3.1 Litología

Las rocas metamórficas estudiadas durante el presente trabajo se distribuyen en afloramientos localizados en tres áreas: 1) sobre la Ruta Nacional 237 entre la localidad de Piedra del Águila y la confluencia de los ríos Limay y Collón Curá, 2) sobre la Ruta Nacional 234 entre la confluencia de los ríos ya mencionados y el cruce con la Ruta Provincial 50, y 3) 12 km al oeste de la localidad de Sañicó (Fig. 1.2a y 1.2b). Las rocas de basamento aflorantes en estas áreas comprenden, principalmente, migmatitas con paleosomas esquistosos y gneísicos y, de manera subordinada, rocas calcosilicáticas y rocas plutónicas ácidas. Dichas rocas se encuentran cubiertas por las sedimentitas triásicas de la Formación Paso Flores y basaltos neógenos de la Formación Cerro Petiso (Escosteguy et al., 2013), por ello, los afloramientos mencionados se presentan de manera discontinua en las áreas previamente nombradas. En base a lo desarrollado en el apartado de Geología Local, se confeccionó el mapa de la figura 3.1. donde también se representaron granitos de edad pérmica correspondientes a la Formación Lipetrén y escasas migmatitas y granitoides del Mississippiano Inferior de la Formación Mamil Choique (Varela et al., 2005).

3.1.1 Afloramientos de la Ruta Nacional 237

Los afloramientos ubicados sobre la RN 237 están distribuidos en los márgenes de la misma a lo largo de aproximadamente 5 km y se componen mayoritariamente por migmatitas de tipo metatexitas estromatíticas (Clasificación según Sawyer, 2008) intruídas por leucogranitos armónicos con la estructura penetrativa de la roca de caja, como así también por diques de andesitas que cortan verticalmente los afloramientos y se conectan con coladas basálticas suprayacentes. En general, en la mayoría de los afloramientos de las migmatitas se puede apreciar una intercalación de bancos dominados por paleosoma y otros dominados por neosoma.

3.1.1.1 Migmatitas

Como se dijo en el apartado 3.1.1, dentro de las migmatitas estudiadas predominan las de tipo metatexitas estromatíticas con variaciones locales de diatexitas tipo *shlieric* (Fig. 3.2 y 3.3). A pesar de esto, también se encontraron migmatitas con una morfología/textura con aspecto de brecha que, en la literatura más antigua, se las denomina como agmatitas (Sederholm, 1923 en Sawyer 2008).

En las metatexitas estromatíticas se encontraron dos tipos de estructuras asociadas al proceso de migmatización. Vinculado a los bancos con mayor contenido de paleosoma hay presentes pliegues ptigmáticos. Ocasionalmente se hallaron estructuras de colapso por pérdida de fundido, dichas estructuras se producen por la migración de fundidos de un compartimento hacia otro sin necesariamente algún tipo de esfuerzo involucrado (Bons et al., 2008) (Fig. 3.4).

Los leucosomas correspondientes a las metatexitas poseen una composición granítica homogénea, aunque presentan variadas morfologías y texturas. Los leucosomas están

limitados por capas ricas en biotita pertenecientes a los melanosomas. Frecuentemente se encuentran leucosomas lenticulares y tabulares de hasta 5 cm de espesor. Lateralmente, los de morfología lenticular convergen en leucosomas de similar morfología, pero con un eje mayor

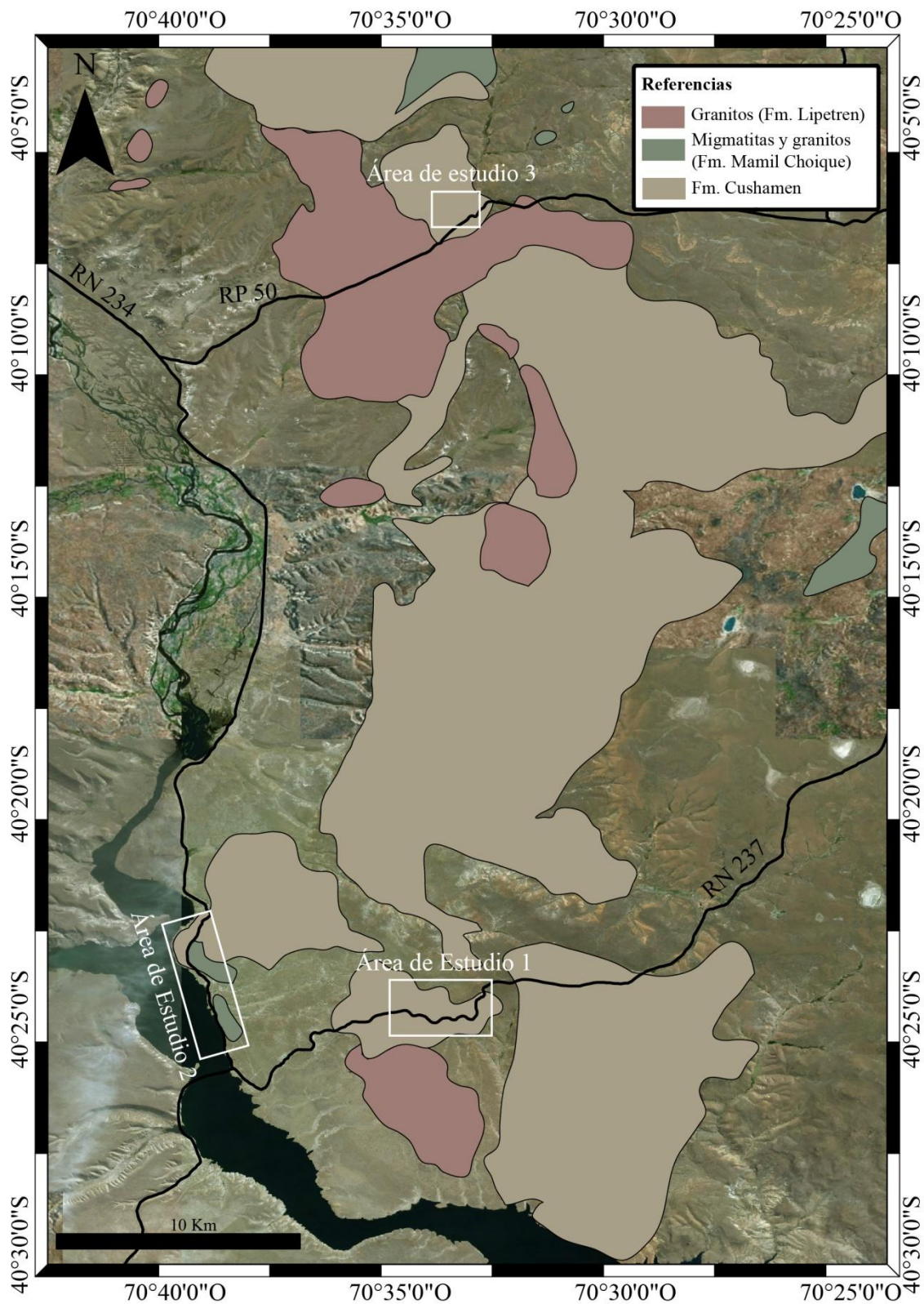


Fig. 3.1: Mapa geológico local realizado en base a los trabajos de campo y datos tomados de Escosteguy et al. (2013) y Varela et al. (1991).

de hasta 50 cm, estos últimos podrían considerarse como sitios o zonas dilatantes (Fig. 3.5c). No obstante, también se puede distinguir que algunos son recolectados por cuerpos tabulares subhorizontales a subverticales con espesores de hasta 20 cm. Particularmente, se distinguió un gran cuerpo tabular de composición granítica de hasta 150 cm de espesor y una extensión de 30 m (Fig. 3.5 a y b). Dicho cuerpo es armónico con la foliación de las migmatitas y posee pliegues suaves y abiertos. Muchos leucosomas de menor escala son recolectados por este cuerpo de gran tamaño. Se encontraron *schlieren* biotíticos dentro de dichos leucosomas, particularmente, dentro de los que se disponen paralelamente a la foliación penetrativa (Fig. 3.5). También hay, frecuentemente, alternancias de bandas de leucosomas y paleosomas que se hallan fuertemente plegadas, generando estructuras arrosariadas de budines en los leucosomas.

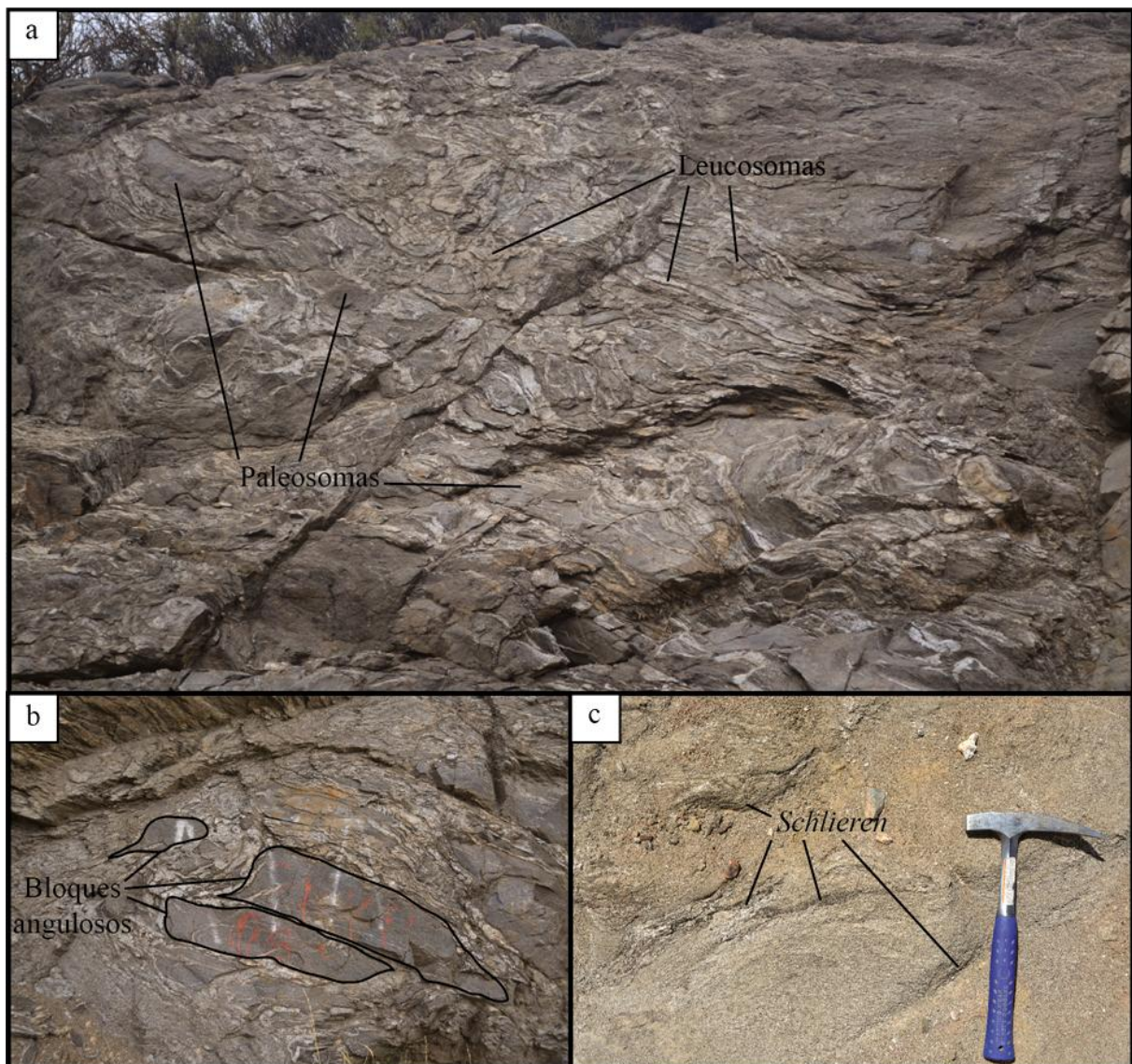


Fig. 3.2: (a) Migmatitas de tipo metatexitas estromatíticas (bandas blancas con bordes negros son leucosomas con melanosomas en sus bordes y bandas grises son paleosomas). (b) Migmatitas de tipo agmatitas con paleosomas angulosos. (c) Migmatitas de tipo *schlieric*.

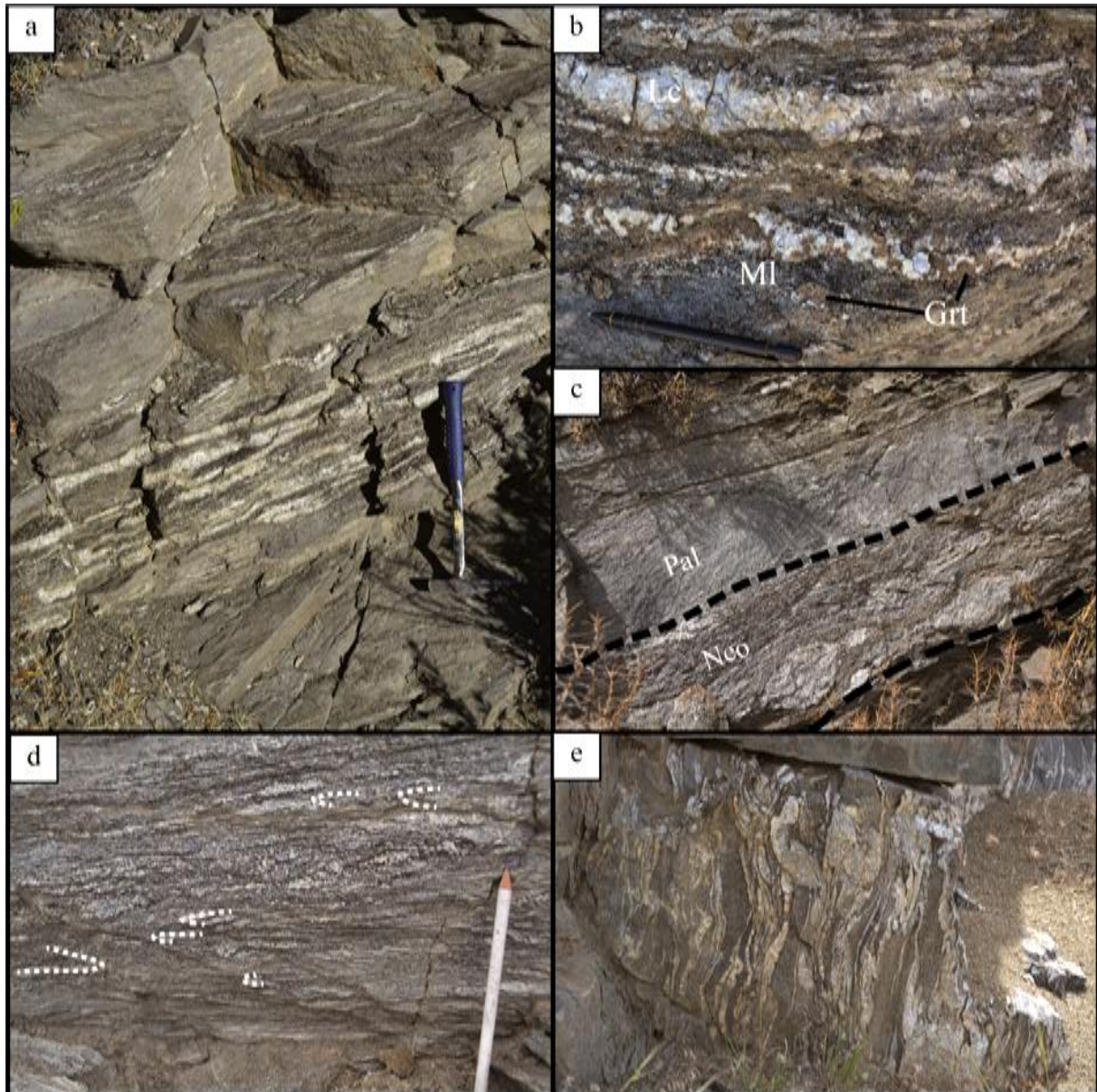


Fig. 3.3: (a) Intercalación de neosomas con paleosomas de las metatexitas. La foliación que presentan internamente los paleosomas es paralela a la foliación dada por el bandeamiento migmático. (b) Leucosomas cuarzofeldespáticos intercalados con melanosomas biotíticos, ambos con presencia de granates peritéticos. (c) Intercalación de bancos dominados por paleosomas con otros dominados por neosomas. Bandeamiento que evidencia diferencias en la composición del protolito, dando lugar a sectores más propensos a los procesos de fusión parcial. (d) Aspecto general de las bandas más ricas en neosomas con algunos pliegues de escala centimétrica con planos axiales paralelos al bandeamiento (línea punteada). (e) Intercalación de leucosomas y melanosomas con paleosomas típico de las metatexitas.

Abreviaturas: Paleosoma (Pal), Neosoma (Neo), Melanosoma (MI), Leucosoma (Lc), Granate (Grt).

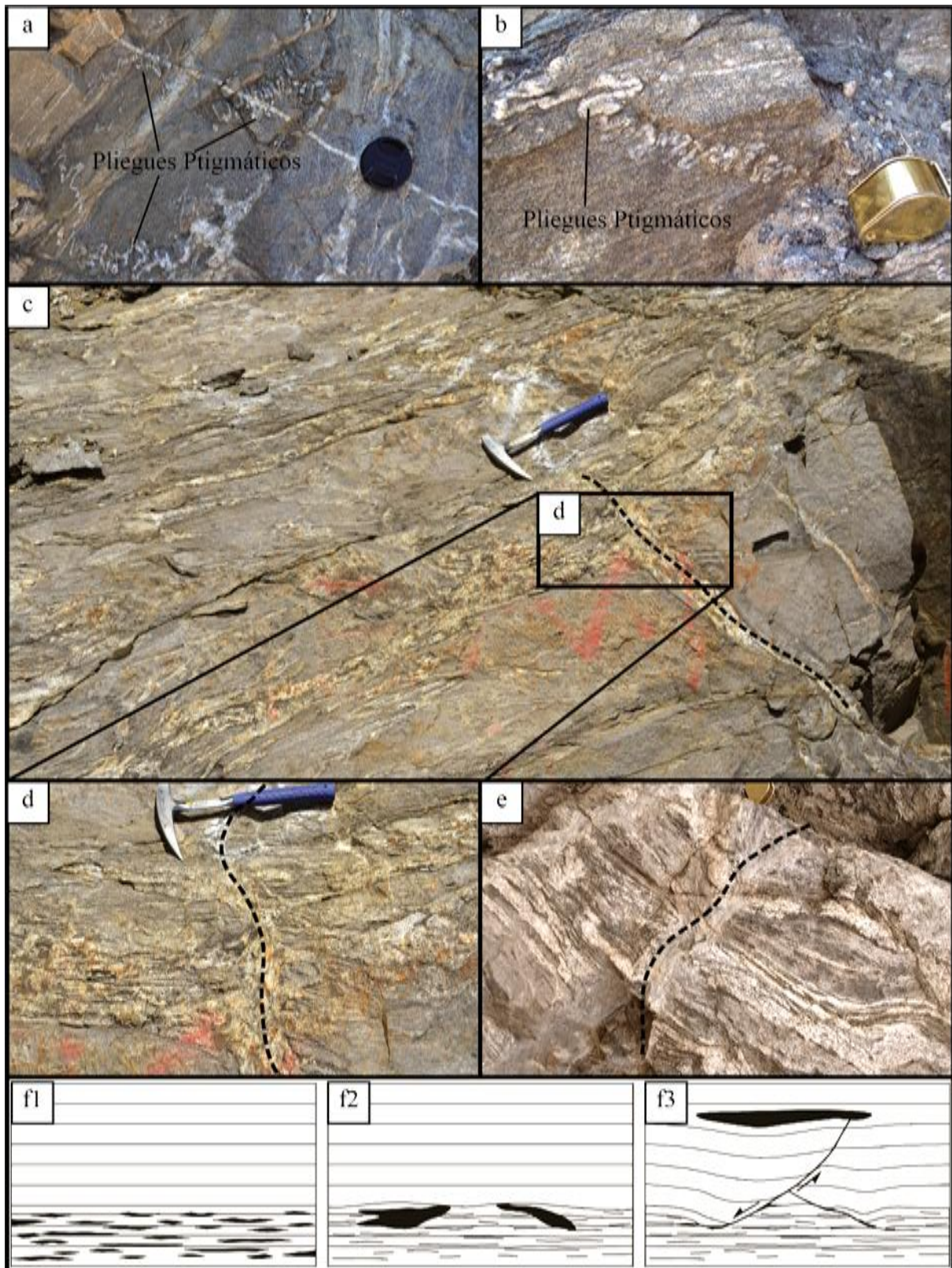


Fig. 3.4; (a) y (b) pliegues ptigmáticos de leucosomas. (c), (d) y (e) Estructuras de colapso. Pueden apreciarse fracturas subverticales (línea punteada) rellenas con fundido proveniente de los demás leucosomas. (f) Tomado y modificado de Bons et al. (2008). En la secuencia f1 a f3 puede apreciarse la génesis de las estructuras de colapso a escala cortical. En f1 se aprecia la fusión parcial. En f2 se produce la acumulación del fundido del proceso anatéctico. Finalmente, en f3, se produce el colapso de las acumulaciones y migración de parcial o total del fundido generando las estructuras de colapso.

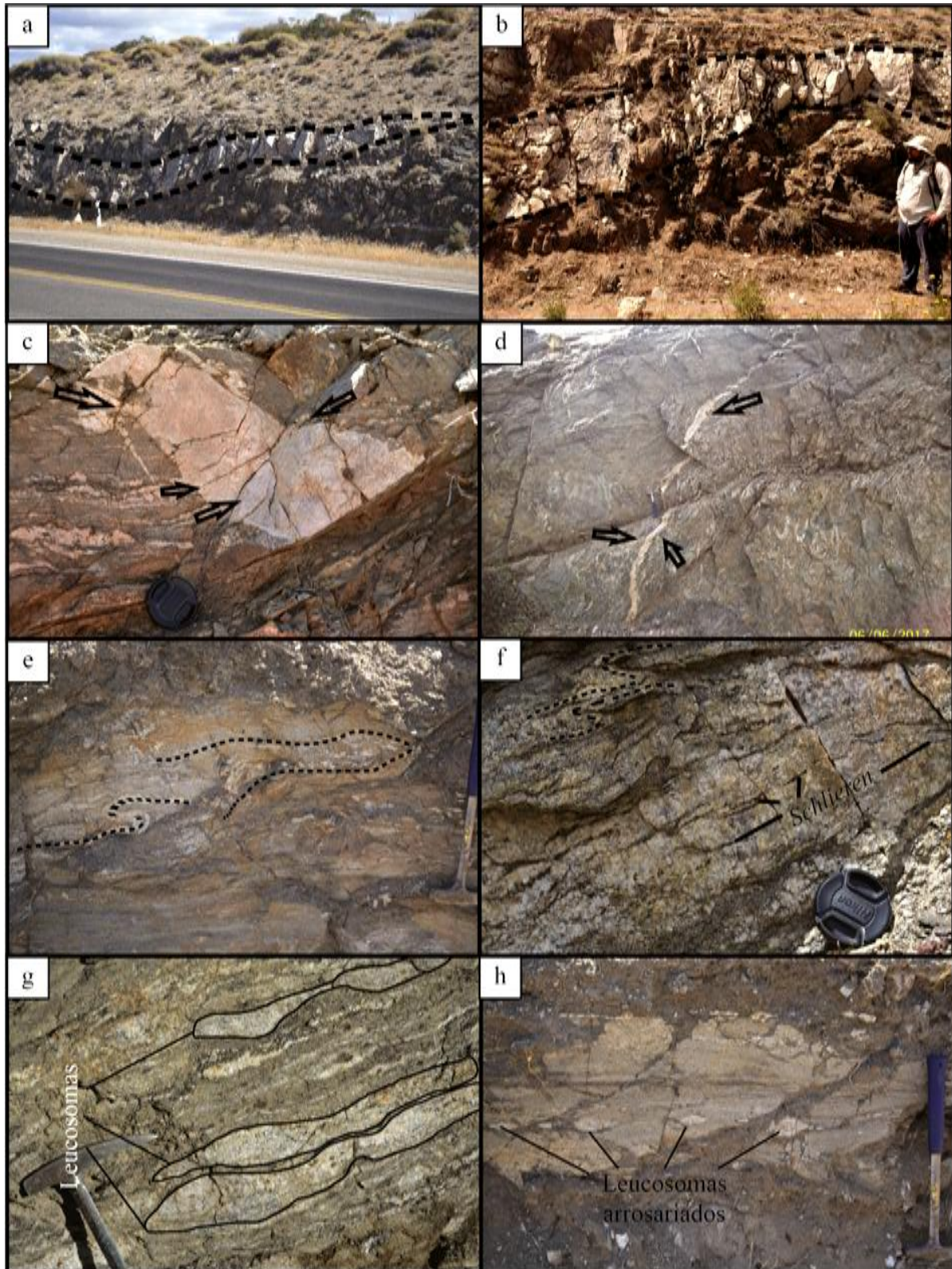


Fig. 3.5: (a) Cuerpo tabular de leucosoma de escala decamétrica. (b) Idem que (a) observado más de cerca, notesé el espesor aproximado de 150 cm. (c) Acumulación de fundido en una zona dilatante de morfología lenticular, notesé como los leucosomas de menor tamaño son concentrados en dicha zona. (d) Cuerpo tabular subvertical que acumula fundido proveniente de leucosomas de menor tamaño. (e) Leucosomas con abundantes pliegues. (f) Leucosomas con abundantes *schlieren* biotíticos y pliegues asociados. (g) Leucosomas lenticulares y melanosomas asociados. (h) Leucosomas arrosariados dentro de paleosomas gneísicos.

La mineralogía de los leucosomas consta de Qtz+Pl+Bt+Ms±Kfs y, en menor proporción, prehnita, zircón y apatito (Fig. 3.6). De manera local, algunos leucosomas presentan abundantes cristales euhedrales de granate con tamaños que alcanzan hasta 1,5 cm de diámetro, en los cuales se reconocieron coronas de biotita, tanto en muestra de mano como en corte delgado (Fig. 3.6d).

En algunos leucosomas, se reconocen abundante feldespato potásico perítico y granates con coronas de plagioclasa (Fig. 3.7b y c). Particularmente, el feldespato potásico perítico se encuentra en mayor cantidad en los leucosomas con tendencia pegmatítica. Presentan una textura granuda con variaciones microtexturales vermiculares (Fig. 3.7a). También se halló el cuarzo rellenando los intersticios entre cristales de feldespato de morfología angulosa (3.7d). La mayoría de las muscovitas presentan texturas de exsolución de cuarzo dentro de las mismas (simplectitas). La muscovita también se encuentra, junto con clorita, reemplazando cristales de biotita (Fig. 3.7e y f).

Los melanosomas que acompañan a estas rocas están compuestos casi enteramente por cristales de biotita con un tamaño aproximado de 5 mm que ocasionalmente se encuentran asociado con granates.

Los paleosomas presentan morfologías, generalmente, tabulares a lenticulares. De forma aislada se reconocen paleosomas en bloques de diversos tamaños que pueden alcanzar hasta 1 m de eje mayor con morfologías angulosas (Fig. 3.9a). Los bloques angulosos son limitados por leucosomas de composición granítica. Además, se distinguen paleosomas con geometrías obladas y tubulares de hasta medio metro de eje mayor los cuales poseían un mayor contenido de cuarzo modal.

Los paleosomas que forman parte de las metatexitas están compuestos por gneises y esquistos con una asociación mineral de Qtz+Pl+Bt±Grt con feldespato potásico y epidoto primario subordinados (Fig. 3.8). A escala microscópica, los cristales de granate se observaron esporádicamente en los paleosomas como fragmentos incluidos dentro de las plagioclasas (Fig. 3.8a). Granates de mayores tamaños (0,5 cm aproximadamente) se encuentran asociados a leucosomas que presentan este mineral. Dentro de los paleosomas, se preserva la fábrica metamórfica previa a pesar del proceso de fusión parcial asociado. Dicha fábrica será descrita en el apartado 3.2.

En una muestra correspondiente a un paleosoma esquistoso pudo distinguirse la presencia de abundantes cristales de silimanita, tanto fibrosa como prismática en la asociación mineral (Qtz+Bt+Sil±Grt±Pl). Este mineral se encuentra frecuentemente en contacto con muscovita, pero no en asociación de equilibrio. Esta muscovita se presenta como parches en el corte delgado (Fig. 3.8d).

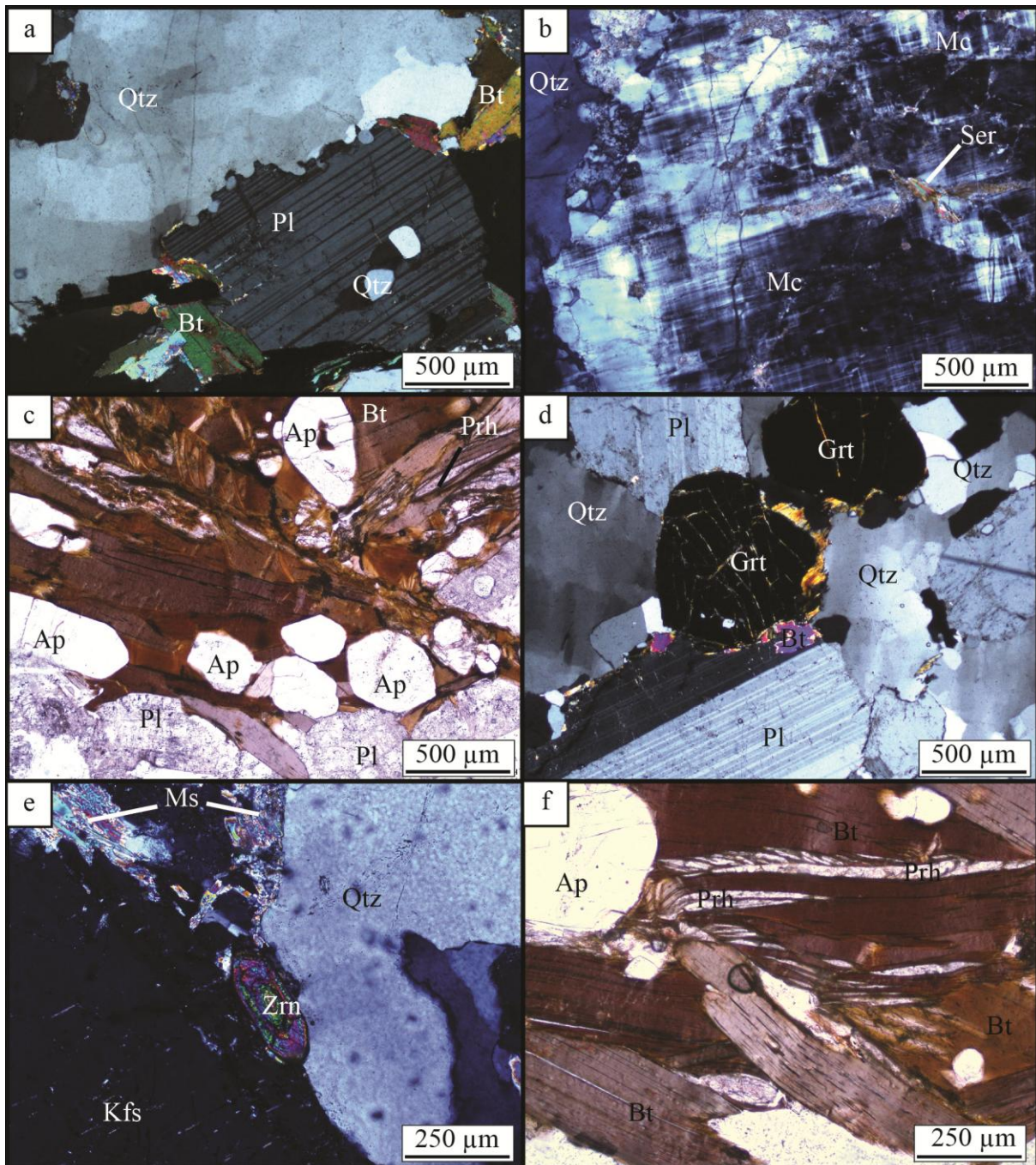


Fig. 3.6: (a) Textura granosa típica de los leucosomas con asociación Cuarzo+Plagioclasa+Biotita con microestructuras de *bulging* en cuarzo. (b) Cuarzo+Microclino, este último presentando macla en enrejado y sericita como mineral de alteración. (c) Abundantes cristales de apatita en asociación con biotita y plagioclasa con presencia de prehnita entre los planos de clivaje de las biotitas. (d) Asociación presente en parte de los leucosomas de Cuarzo+Plagioclasa+Granate+Biotita. (e) Zircón euhedral con zonación oscilatoria como mineral accesorio. (f) Prehnita entre los planos de clivaje de las biotitas.

Abreviaturas: Plagioclasa (Pl), Cuarzo (Qtz), Microclino (Mc), Biotita (Bt), Muscovita (Ms), Feldespato potásico (Kfs), Apatita (Ap), Granate (Grt), Zircón (Zrn), Prehnita (Prh), Sericita (Ser).

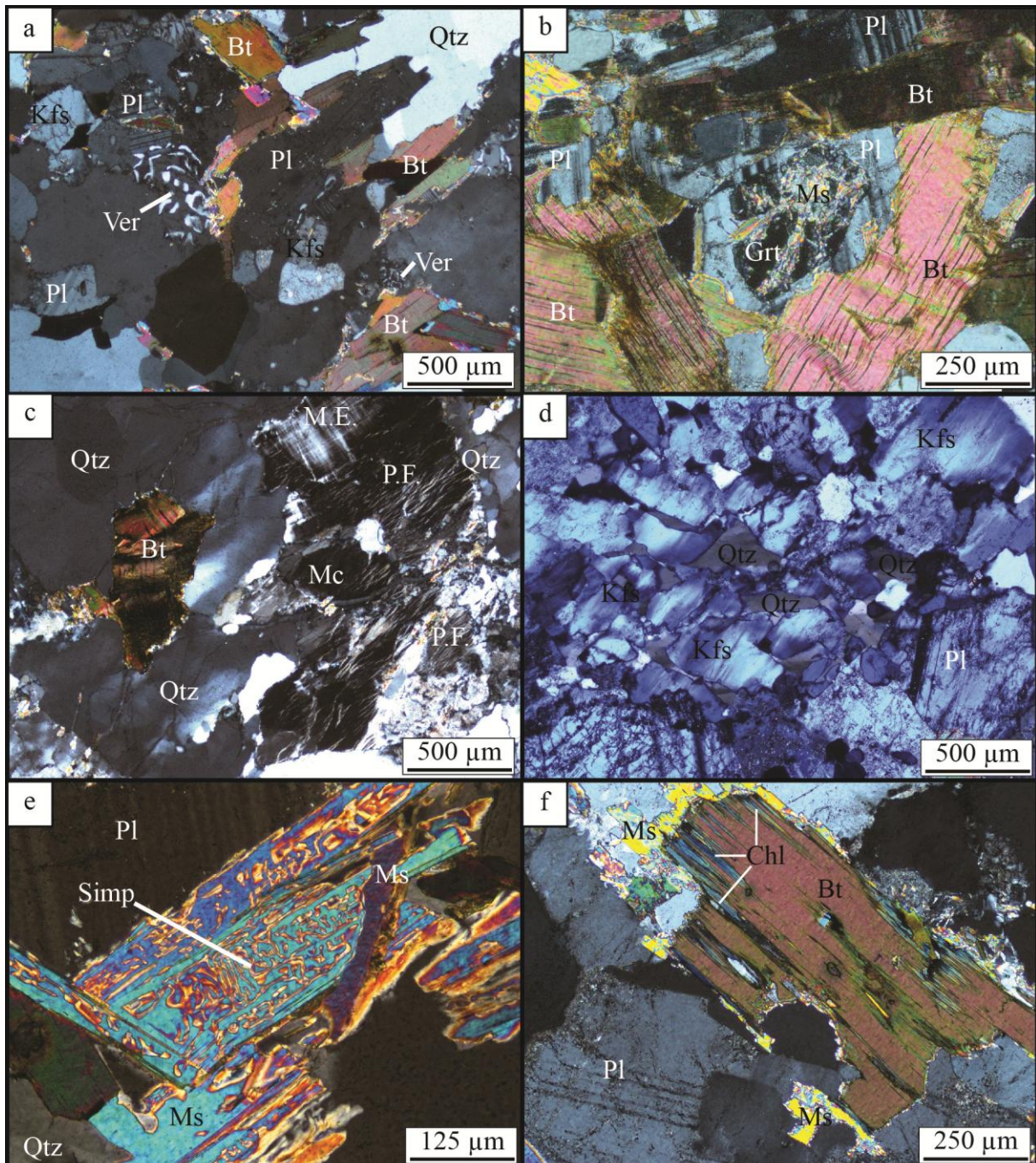


Fig. 3.7: (a) Textura granosa compuesta por la asociación Cuarzo+Feldespato potásico+Plagioclasa+Biotita con una microtextura local de tipo vermicular, esta última compuesta por vermes de cuarzo en plagioclasa. (b) Coronas de plagioclasa en granate en un melanosoma. (c) Microclino con maclas en enrejado y pertitas en flamas y biotita con abundante *kinking*. (d) Cuarzo intersticial entre fragmentos de cristales de feldespato potásico. (e) Simplectitas de cuarzo en muscovita. (F) Reemplazo de biotita por clorita entre los planos de clivaje y por muscovita en los bordes del cristal, formando una corona. Abreviaturas: Plagioclasa (Pl), Cuarzo (Qtz), Biotita (Bt), Muscovita (Ms), Feldespato potásico (Kfs), Clorita (Chl), Granate (Grt), Simplectitas (Simp), Textura Vermicular (Ver), Macla en enrejado (M.E.), Pertitas en flamas (P.E.).

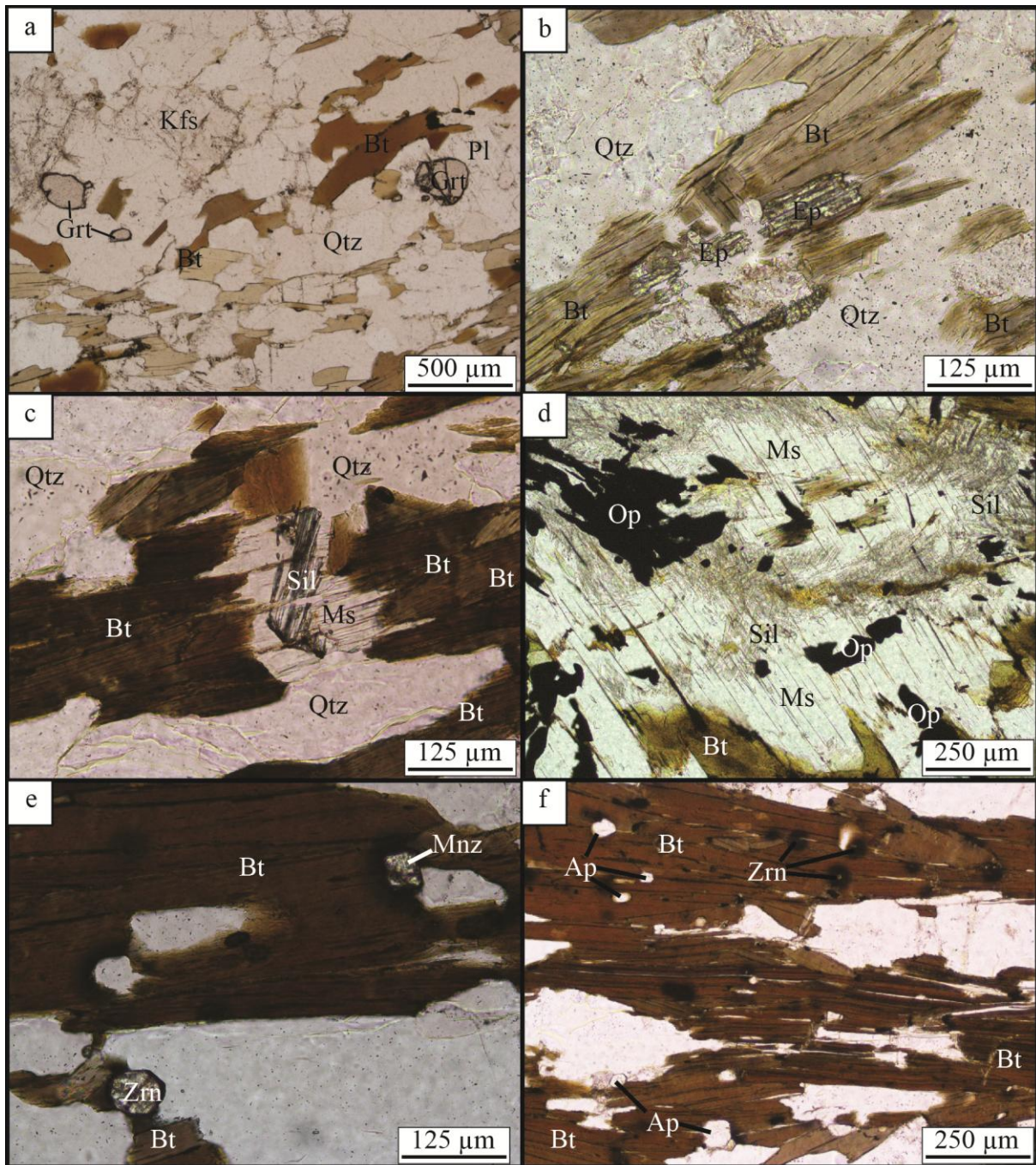


Figura 3.8: (a) Asociación mineral de los paleosomas Plagioclasa+Cuarzo+Biotita ±Feldespatos Potásicos±Granate, este último presentándose ocasionalmente y fracturado. (b) Asociación mineral Cuarzo+Biotita+Epidoto. (c) Silimanita en un parche de muscovita dentro de una biotita. (d) Minerales opacos y cristales de silimanita prismáticos y fibrosos de menor tamaño incluidos dentro de un parche de muscovita. (e) Zircón redondeado y monacita incluidos en biotita. (f) Inclusiones de zircones con halos metamicticos y apatitos dentro de biotitas.

Abreviaturas: Cuarzo (Qtz), Plagioclasa (Pl), Biotita (Bt), Muscovita (Ms), Granate (Grt), Epidoto (Ep), Silimanita (Sil), Minerales Opacos (Op), Monacita (Mnz), Zircón (Zrn), Apatito (Ap).

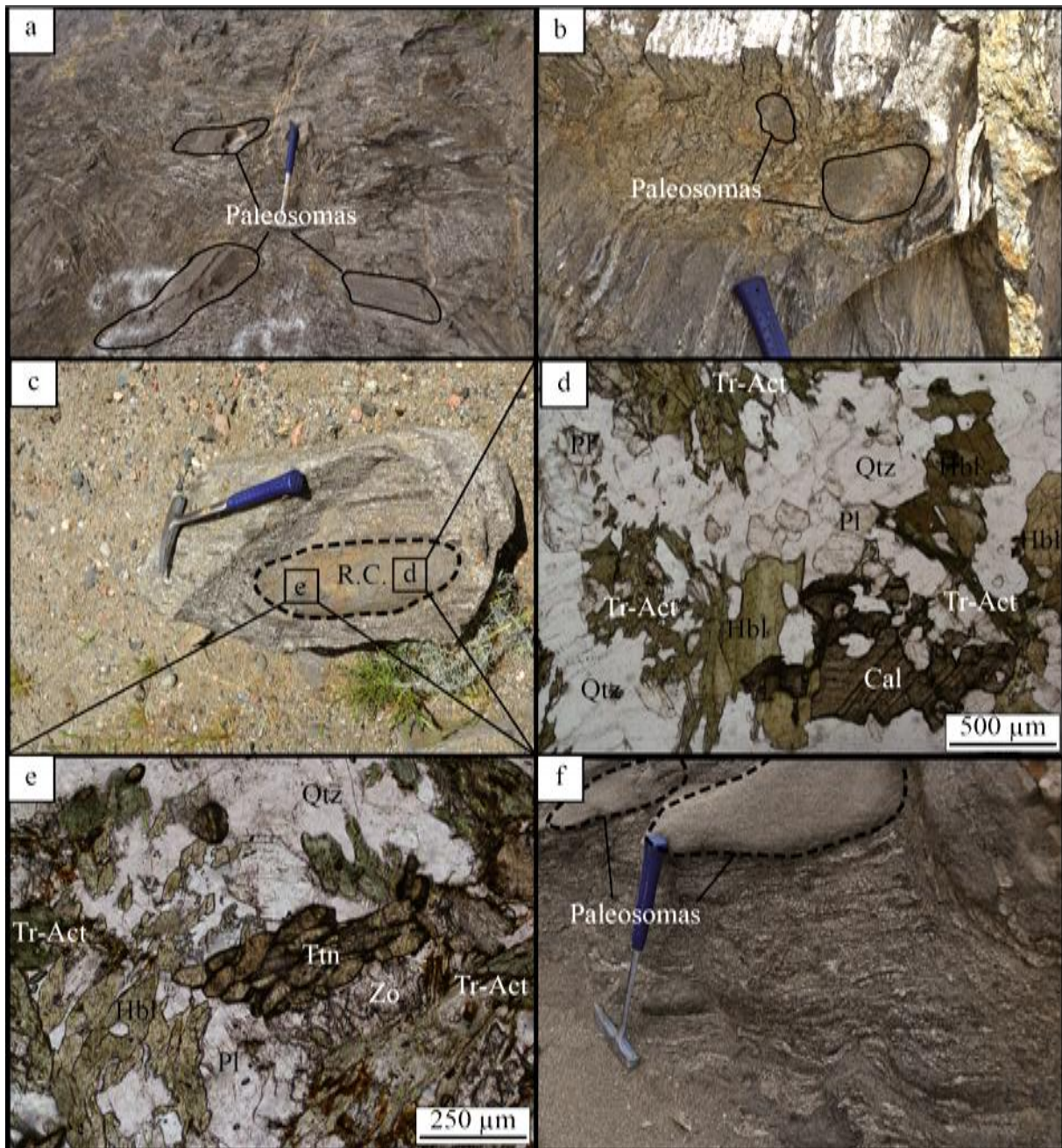


Fig. 3.9: (a) Paleosomas angulosos limitados por leucosomas en metatexitas. (b) Secciones basales de paleosomas con morfologías tubulares en sección perpendicular al eje mayor. (c) Bloques de para-anfibolitas redondeados con morfologías proladas. (d) y (e) Secciones delgadas de para-anfibolita con hornblenda, cuarzo, tremolita-actinolita, plagioclasa, calcita, zoisita y titanita. (f) Paleosomas lenticulares en diatexitas de tipo *raft*.

Abreviaturas: Roca calcosilicática (R.C.), Tremolita-Actinolita (Tr-Act), Hornblenda (Hbl), Cuarzo (Qtz), Plagioclasa (Plg), Zoisita (Zo), Calcita (Cal), Titanita (Ttn).

Dentro de las metatexitas, se localizaron bloques redondeados con una morfología prolada que se discriminó del resto por su composición, ya que estas últimas poseen una paragénesis definida por hornblenda, epidoto (zoisita), tremolita-actinolita y titanita (Fig. 3.9c, d y e). En base a estos últimos datos los bloques mencionados corresponderían a un protolito de distinta composición que los paleosomas.

En menor proporción, se distinguen diatexitas, compuestas mineralógicamente por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y biotita, con abundantes *schlieren* (Menhert, 1968 en Sawyer, 2008) compuestos por Bt+Grt. Acompañando a los *schlieren* se encuentran también bloques aislados de paleosomas llamados *rafts* (Sawyer 2008) con un tamaño que no supera los 15 cm de eje mayor, de carácter macizo y ricos en cuarzo con biotita subordinada. Las diatexitas poseen un gran porcentaje de neosoma y una predominancia de los *schlieren* por sobre los *rafts*, por lo cual se las clasifica como diatexitas tipo *schlieric* (Clasificación según Sawyer, 2008)(Fig. 3.10).



Fig. 3.10: (a) Diatexitas tipo *schlieric* con abundantes *schlieren* compuestos por biotita y granate con una orientación paralela a la foliación de la diatexita. (b) Diatexitas con presencia de paleosomas que en este caso serían *rafts*. (c) Idem que (a) con *schlieren* más elongados.

3.1.1.2 Granitos

Finalmente, intruyendo a las migmatitas previamente descritas, se hallan intrusivos graníticos con dos tipos de morfologías: cuerpos similares a bolsones de fundido de pocos metros de extensión, los cuales podrían interpretarse como granitos de fusión parcial, y diques con espesores de hasta 20 cm (Fig. 3.11).

Los granitos de fusión parcial presentan contactos netos y discordantes con las migmatitas. La mineralogía está compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y muscovita. Localmente se pudo notar que algunos de estos cuerpos poseen una zonación textural con un núcleo de textura granuda y bordes pegmatíticos. En el contacto de estas dos texturas se identificó la presencia de una vena de cuarzo de 10 cm de espesor. Algunos de los mencionados cuerpos anatéticos no poseían dicha zonación, sino que interiormente presentaban una fábrica bandeada dada por una variación de tamaño de grano. Algo distintivo de las bandas de tamaño de grano más fino es que su composición es más rica en biotita en comparación con las bandas más gruesas. En sección delgada, se notó que las biotitas se encontraban orientadas paralelas al bandeamiento. La mayoría de los individuos de cuarzo poseían extinción en tablero de ajedrez y también se distinguió a este mismo mineral en forma de agregados poligonales.

La fábrica bandeada observada en estos cuerpos podría deberse a la presencia de grietas magmáticas que pudieron haber canalizado líquidos residuales. Dichas grietas se formarían en la transición sólido a líquido (Pinotti et al., 2010).

Los cuerpos tabulares poseen la misma composición con algunas variantes más ricas en feldespato potásico perítico. Generalmente su disposición es vertical a subvertical, aunque se han encontrado algunos horizontales. Los bordes de estos cuerpos tabulares son generalmente rectos y netos en relación a la roca de caja, aunque localmente se encuentran plegados y/o con bordes de forma lobulada. Son discordantes con la fábrica penetrativa de la roca de caja y suelen presentar una textura que varía entre granosa y pegmatítica, siendo esta última la predominante.

Los cuerpos de morfología tabular presentan un bandeamiento composicional y de tamaño de grano (Ver Fig 3.11). Dicho bandeamiento está formado por fajas de grano grueso de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa y las de grano fino están compuestas por la misma mineralogía, pero con presencia de biotita. Esta misma fábrica puede encontrarse en escasos granitos anatéticos de escala métrica asociados a los cuerpos tabulares..

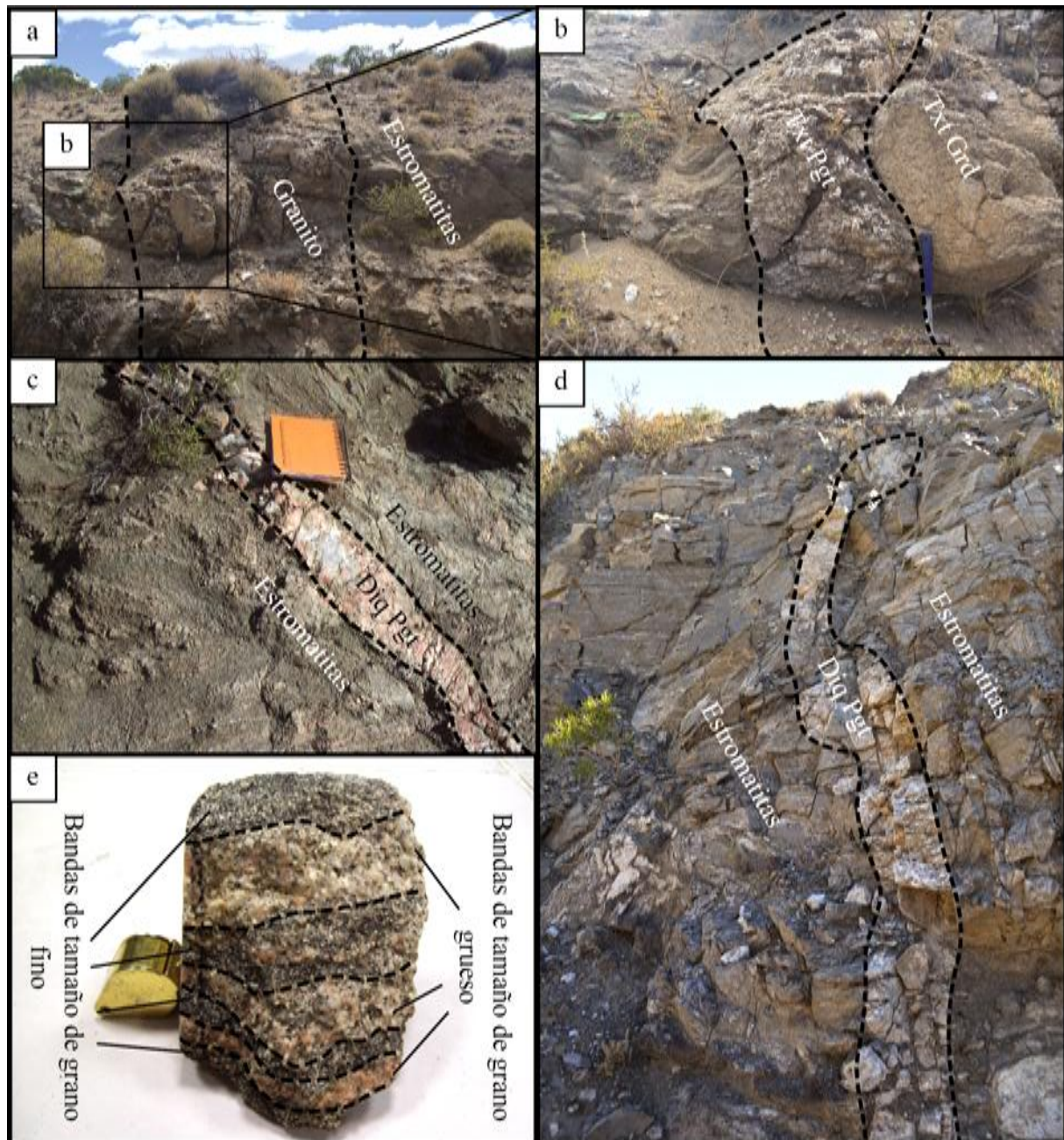


Fig. 3.11: (a) Bolsón de fundido de composición granítica intruyendo a las estromatitas de manera discordante. (b) Fotografía más cercana del cuerpo nombrado en (a), notesé la zonación textural con un borde pegmatítico y un núcleo con textura granuda. (c) Dique subvertical de composición granítica y textura pegmatítica intruyendo a las migmatitas con un contacto neto y discordante. (d) Dique similar a (c), pero en este caso notesé el plegamiento de carácter suave. (e) Muestra de mano correspondiente a un bolsón de fundido con un bandeado mineralógico y por tamaño de grano. Las bandas más gruesas están compuestas por feldspatos, cuarzo y, en menor medida, biotita, mientras que las bandas más finas poseen una mineralogía semejante pero con un contenido de biotita mayor. En ambas bandas las biotitas se encuentran dispuestas paralelas al bandeamiento.

Abreviaturas: Textura pegmatítica (Txt Pgt), Textura granuda (Txt Grd), Dique pegmatítico (Diq Pgt).

3.1.2 Afloramientos de la Ruta Nacional 234

Los afloramientos ubicados sobre la RN 234, en el área comprendida entre la confluencia de los ríos Limay y Collón Curá y el cruce con la Ruta Provincial 50, están compuestos por granitos, migmatitas estromatitas y rocas calcosilicáticas.

3.1.2.1 Granitos

Al este de la RN 234, en el tramo ya mencionado, afloran una serie de granitos cuya mineralogía está compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, biotita y muscovita. Presentan en general, una textura granosa y se puede apreciar una incipiente fábrica planar de origen magmático dentro de estas rocas plutónicas dada por la orientación de agregados de biotita. Dentro de los granitos se distinguieron enclaves de morfología lenticular y contactos netos con un tamaño que alcanza aproximadamente unos 30 m de extensión lateral y hasta 2 m en la vertical. Estos enclaves provienen de la roca de caja y están compuestos por migmatitas de tipo metatexitas. Se pudo distinguir la foliación interna que poseían los mencionados enclaves, la cual era paralela a los contactos de los mismos con la roca ígnea. Particularmente, en uno de ellos se pudo distinguir un bandeamiento composicional dado por bandas de color ocre y bandas de color negro, siendo estas últimas ricas en biotita (Ver Fig. 3.12). En este sector también se hallan diques de pegmatitas graníticas que atraviesan todo el afloramiento, cortando tanto a los granitos, como así también a los enclaves de basamento.

3.1.2.2 Migmatitas y rocas calcosilicáticas

Al norte por la Ruta Nacional 234, afloran rocas calcosilicáticas y migmatitas estromatíticas subordinadas (estas últimas fueron distinguidas del apartado 3.1.2.3 por su menor grado de fusión parcial). Las rocas calcosilicáticas poseen, generalmente, morfologías tubulares a lenticulares con bordes de color negro compuestos casi enteramente por anfíboles. Estas mismas rocas también fueron encontradas desmembradas y plegadas. Internamente estas estructuras están compuestas por cuarzo, plagioclasa, zoisita, tremolita y hornblenda. Algunas de estas rocas con las morfologías mencionadas presentan tonalidades más claras por una mayor abundancia local de cuarzo y plagioclasa. En un sector del afloramiento se observan en contacto neto con las rocas calcosilicáticas, una serie de estromatitas con un bajo grado de fusión parcial, predominando los paleosomas gneísicos y esquistosos sobre los neosomas. Hacia el norte de este afloramiento, se observa una falla que pone en contacto a las rocas metamórficas con rocas volcánicas más jóvenes correspondientes al Miembro Alicurá de la Formación Caleufú (Escosteguy et al., 2013). Cerca de la estructura mencionada, las rocas calcosilicáticas se encuentran intruidas por un pequeño cuerpo granítico de apenas 2 metros de extensión de morfología lingüiforme y con un contacto neto con las rocas metamórficas (Fig. 3.13).

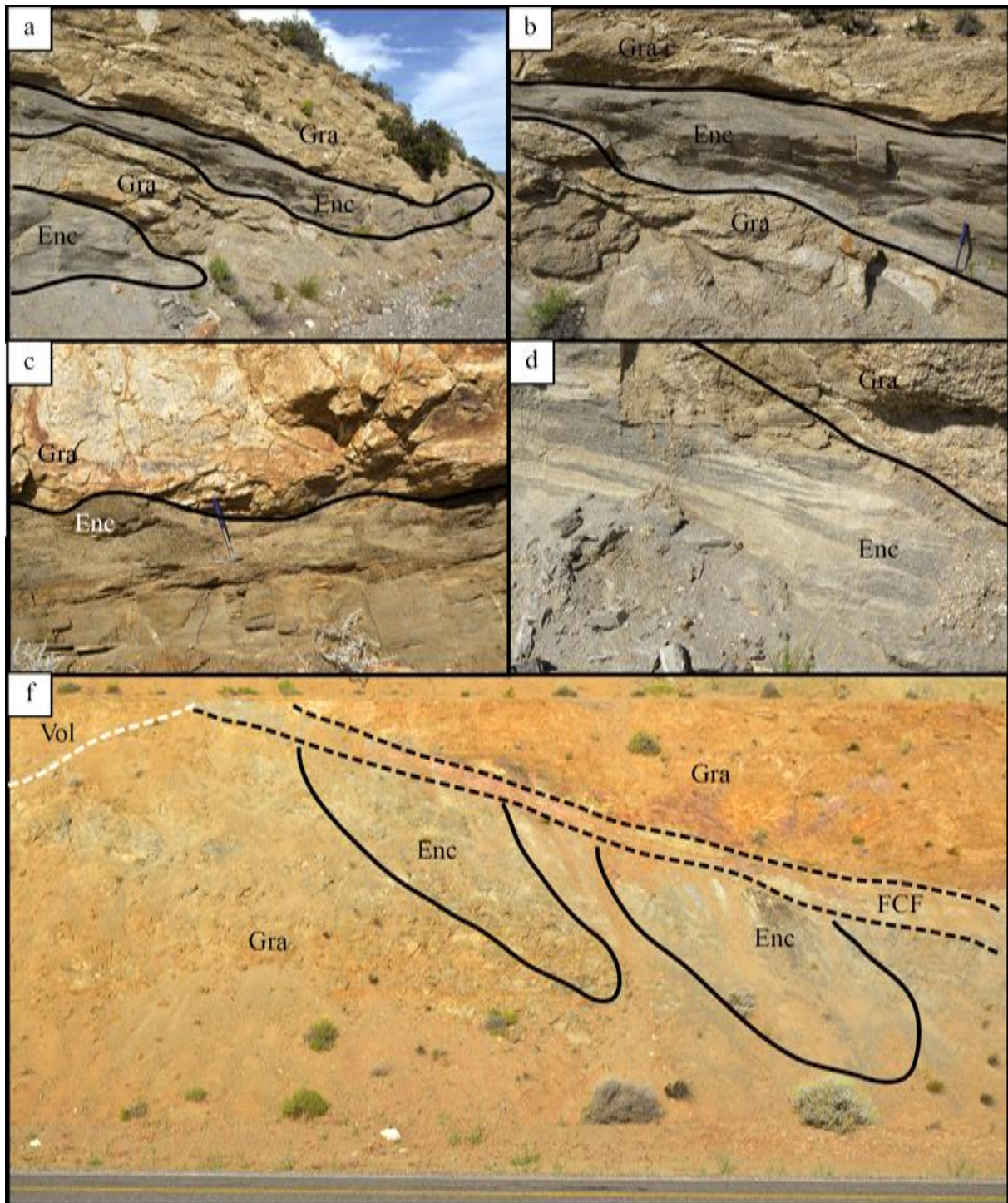


Fig. 3.12: Enclaves de gran extensión de migmatitas de tipo metatexitas en granitos foliados. (b) Enclave de migmatita dentro de granitos foliados apreciándose la textura granuda y el contacto neto y lobulado entre ambas litologías. (c) Contacto entre un enclave y el granito en un sector con menor grado de alteración, notesé la foliación de las migmatitas paralela al contacto entre ambas litologías. (d) Granito con textura granuda y enclave de migmatita. (e) Afloramiento de granitos similares a los (a), (b), (c) y (d) con un grado de alteración muy avanzado que contienen dos enclaves del basamento. Notesé la faja de cizalla frágil que afecta al granito y el contacto del mismo con las volcanitas más jóvenes. Abreviaturas: Granito (Gra), Enclaves de migmatitas (Enc), Volcanitas (Vol), Faja de Cizalla Frágil (FCF).

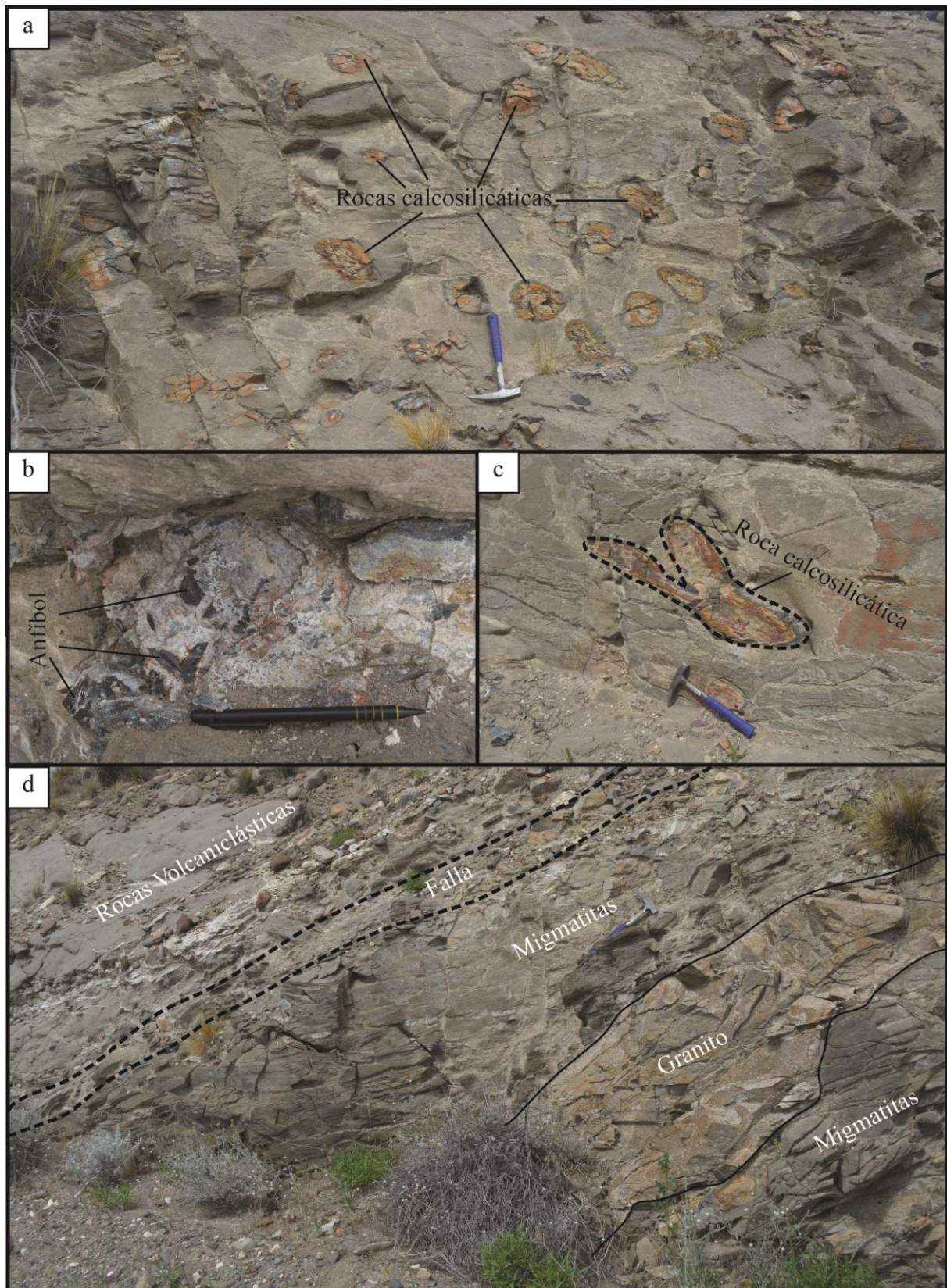


Fig. 3.13: (a) Rocas calcosilicáticas con morfologías tubulares dentro de paleosomas de migmatitas. (b) Cristales de anfíbol de mayor tamaño de grano (5 cm). (c) Roca calcosilicática deformada y desmembrada dentro de los paleosomas gneísicos de las migmatitas. (d) Contacto de las rocas de basamento con la cobertura volcánoclastica más joven mediante una faja de cizalla frágil. Notesé el granito intruyendo a las migmatitas.

3.1.2.3 Migmatitas

En un sector de los afloramientos localizados al oeste de la RN 234 se encontraron diatexitas de tipo *schollen* (Sawyer 2008). Las "balsas" tienen morfologías lenticulares a tabulares de hasta 40 cm y están compuestas mineralógicamente por abundante biotita orientada, plagioclasa y cuarzo. Los leucosomas que forman parte de estas migmatitas están compuestos por cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato alcalino, este último en menor proporción. Los cristales de biotita dentro de los mismos se encuentran orientados dando lugar a una fábrica mineral orientada.

Asociadas a las diatexitas también se encontraron metatexitas con leucosomas graníticos y morfologías tabulares de hasta 10 cm de espesor y paleosomas gneísicos. Los paleosomas se encuentran compuestos por cuarzo, plagioclasa, biotita y granate. La textura de los leucosomas es granuda. A su vez, estos leucosomas poseen bordes con abundante biotita que son paralelos a la foliación penetrativa observada en los paleosomas. En algunos casos, estos leucosomas presentan, internamente, lentes de cuarzo pegmatítico. Estas metatexitas se encuentran asociadas con diques pegmatíticos que son paralelos a la foliación y a la orientación de los leucosomas y poseen un contacto neto con estos últimos (Ver Fig. 3.14).

3.1.3 Afloramientos de Sañicó

El último sector de afloramientos observados se ubica a unos 12 km al oeste de la localidad de Sañicó, sobre la Ruta Provincial 50. Las rocas que afloran en este sitio fueron previamente estudiadas y datadas por Varela et al. (2005), quién definió a estas rocas como ortogneises. Los afloramientos se presentan como pequeños asomos en los flancos de un valle de algunos centenares de metros. Los ortogneises se encuentran asociados a su roca de caja compuesta por migmatitas de tipo diatexitas y, en menor medida, metatexitas de tipo estromatíticas. Este conjunto de rocas se encuentra cortado por diques de pegmatitas de composición granítica. En la periferia de este sitio, andesitas y basaltos cubren, discordantemente, a las rocas de basamento (Ver Fig. 3.15).

3.1.3.1 Ortogneises

Los ortogneises son tonalíticos con una mineralogía compuesta por plagioclasa, cuarzo y biotita. Poseen una textura granuda y presentan enclaves microgranulares máficos. Los enclaves presentan morfologías que varían desde obladas a angulosas y alcanzan los 30 cm de eje mayor. Localmente los ortogneises, en conjunto con las diatexitas, se encuentran cortados por venas de la misma composición mineralógica que los ortogneises pero de menor tamaño de grano (Ver Fig. 3.15b y c).

3.1.3.2 Migmatitas

Las diatexitas son de tipo *schollen*. Los neosomas poseen una textura granuda y una composición granodiorítica. Con poca frecuencia se pueden apreciar leucosomas diferenciados, compuestos casi enteramente por cuarzo y plagioclasa. Dentro de los neosomas es frecuente divisar aglomeraciones de cristales de biotita, como así también granates que pueden presentar coronas del filosilicato previamente mencionado. Los *rafts*, encontrados en

estas rocas, son metatexitas tipo estromatitas. La morfología de los *rafts* varía desde tabular con algunos centímetros de eje mayor, hasta ligeramente lenticulares. En menor medida se discriminaron algunos de estos que se encuentran plegados (Ver Figs. 3.15d y e).

Las estromatitas se hallan en menor medida y poseen un bandeamiento composicional dado por bandas claras de composición cuarzo feldespática (leucosomas) y bandas grises con una composición similar, pero con presencia de biotita (paleosomas). Las bandas claras poseen en sus bordes franjas delgadas compuestas puramente por cristales de biotita orientados según la dirección de dichas bandas. Tanto los neosomas, como los paleosomas de estas migmatitas poseen granates de hasta 5 mm de diámetro (Ver Figs. 3.15f y g).

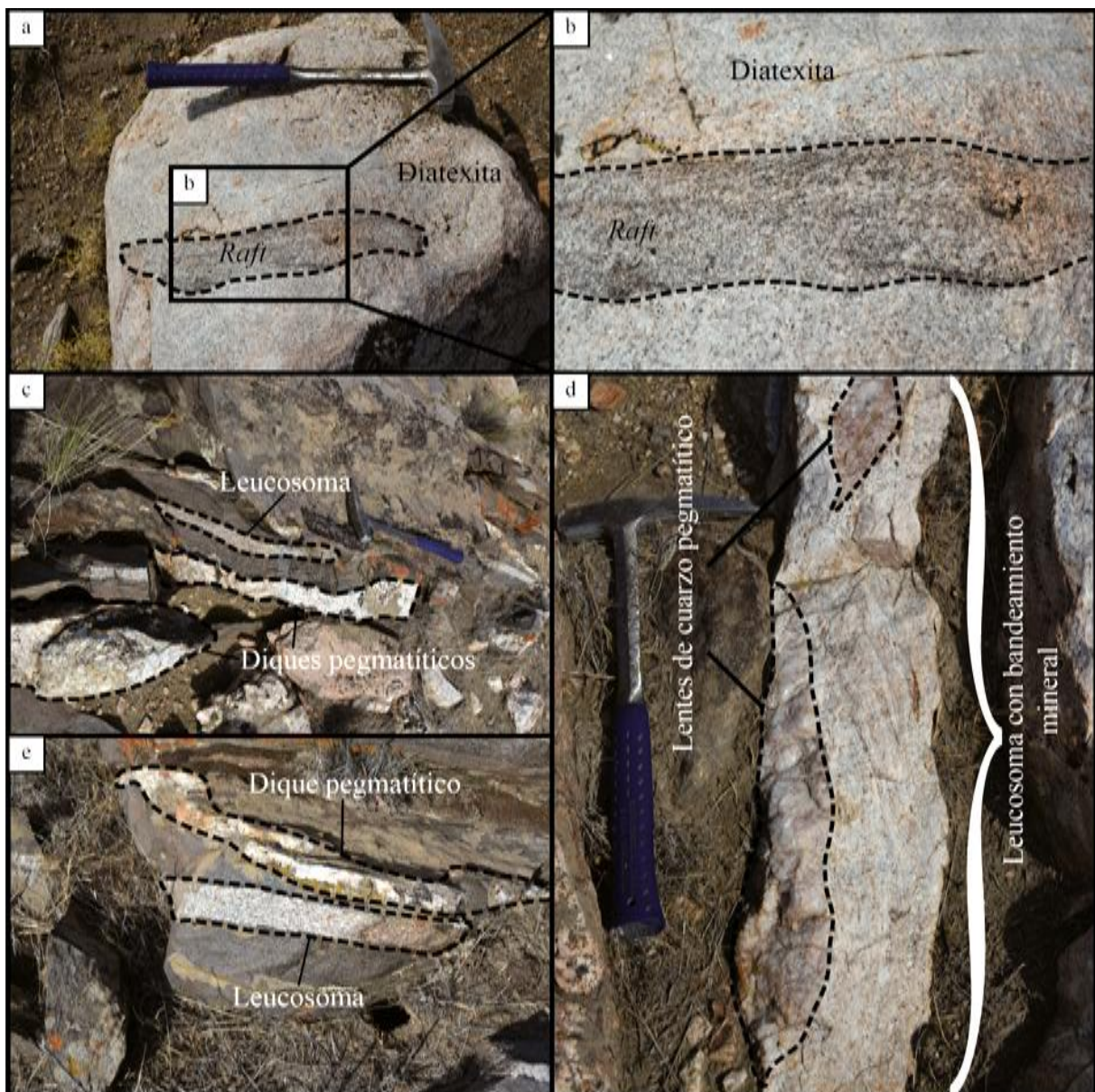


Fig. 3.14: (a) Diatexita tipo *schollen* con *rafts* lenticulares compuestas por plagioclasa, cuarzo y biotita orientada. (b) Fotografía del *raft* observado en (a). Notesé la fábrica planar dada por la orientación de las biotitas. (c) y (e) Metatexitas con leucosomas graníticos y diques pegmatíticos paralelos a la foliación de las migmatitas. Los leucosomas se encuentran limitados por delgadas bandas de melanosomas biotíticos. (d) Leucosomas de composición granítica con un bandeamiento mineral y biotitas orientadas. Notesé, internamente, los lentes de cuarzo pegmatítico.

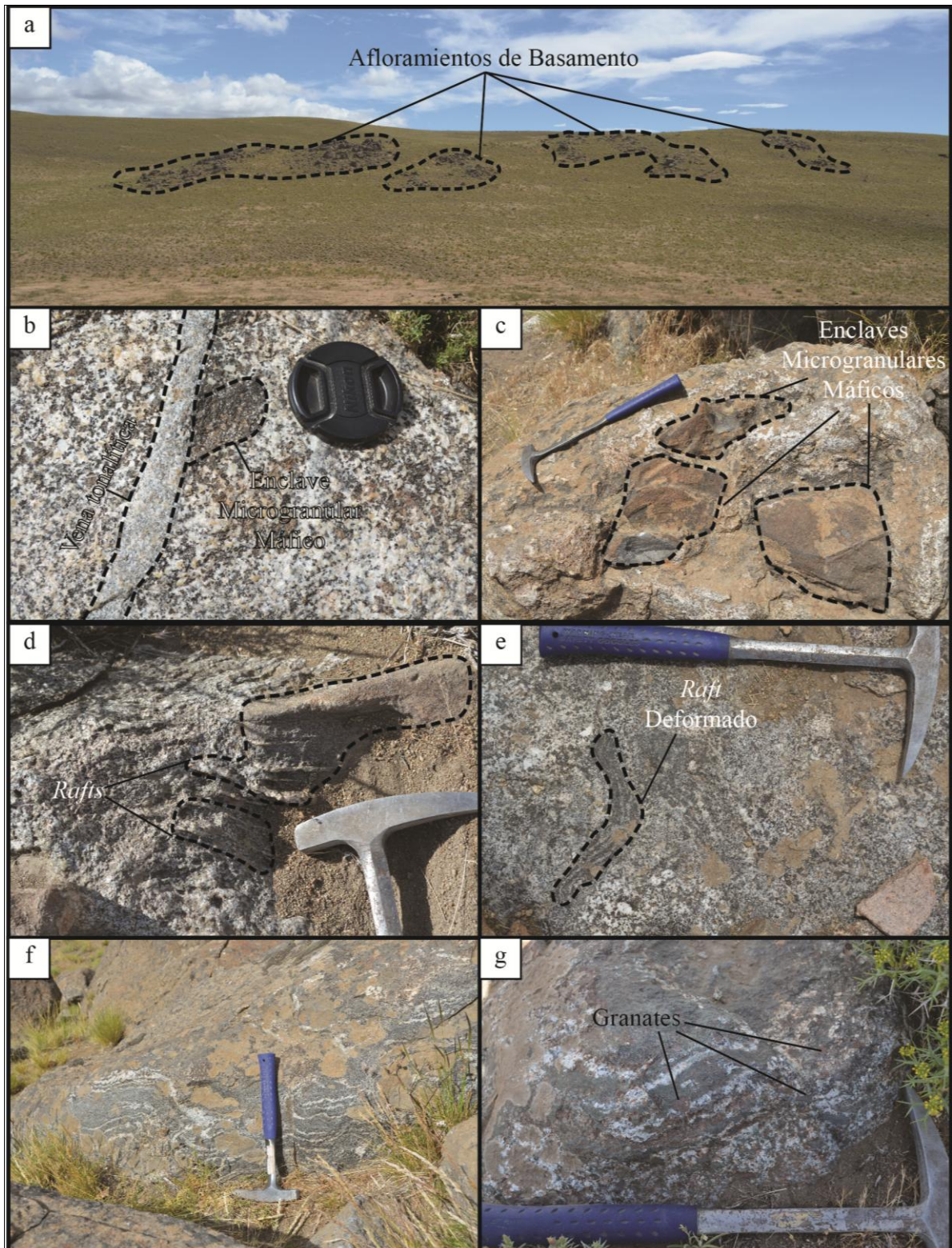


Fig. 3.15: (a) Afloramientos de basamento en zonas aledañas a Sañicó. (b) Ortogneis tonalítico con una vena de la misma composición, pero con un tamaño de grano más fino y enclaves microgranulares máficos. (c) Enclaves microgranulares máficos con morfologías angulosas en un ortogneis. (d) *Raft* de morfología tabular de metatexitas en diatexitas. (e) *Raft* deformado en diatexitas. (f) Metatexitas estromatíticas. (g) Metatexitas estromatíticas con granates.

3.2 Estructura y Deformación

Al igual que en el apartado anterior se subdivieron los afloramientos para su descripción, para el análisis estructural se utilizará la misma separación de los afloramientos según su ubicación geográfica. Cabe destacar que, por su calidad, los afloramientos del sector correspondiente a la RN 237 permitieron la obtención de mayor cantidad de datos estructurales.

3.2.1 Afloramientos de la Ruta Nacional 237

Las rocas metamórficas aflorantes sobre la RN 237, presentan estructuras planares correspondientes a bandeamientos composicionales, bandeamientos por tamaño de grano, orientación preferencial de minerales escamosos y combinaciones de los anteriores. En adición, también se localizaron algunas estructuras lineales asociadas a las foliaciones secundarias, tales como ejes de crenulación, ejes de pliegues y lineaciones de biotita.

Además de las estructuras mencionadas, se hallaron fallas y fajas de cizalla frágil que intersectan los afloramientos de manera vertical a subvertical. En general, son de alto ángulo con direcciones de inclinación principalmente hacia el oeste y en menor cantidad hacia norte y noroeste. Las estructuras de bajo ángulo inclinan hacia el oeste. Asociados a estas estructuras frágiles se encontraron pliegues de arrastre.

Las migmatitas de este sector presentan distintas orientaciones de foliaciones de rumbo aproximado este-oeste con buzamientos oscilantes entre 15° y 50° hacia el norte (predominante), rumbo norte-sur a noroeste-sudeste con buzamientos oscilantes entre 40° y 70° hacia el este y noreste y foliaciones con rumbo norte-sur a noroeste-sudeste con inclinaciones que varían entre 50° y 70° hacia el oeste y sudoeste. Las foliaciones fueron medidas sobre planos de contacto entre leucosomas y paleosomas y también dentro de los melanosomas. Los ejes de pliegues medidos presentaron 2 poblaciones predominantes: una buzante hacia el NNO-NO y otra con inclinaciones variables hacia el SO. Los datos mencionados fueron graficados en estereogramas y volcados en un mapa que muestra la ubicación de los afloramientos con sus foliaciones y lineaciones correspondientes (Fig. 3.16).

Las metatexitas estudiadas poseen múltiples pliegues de distinta escala (Fig. 3.17). Se vislumbraron pliegues a escala de afloramiento con la particularidad de que los mismos poseen un mayor contenido de leucosomas en sus charnelas. Internamente, se localizaron pliegues intrafoliares e isoclinales, los cuales poseen ejes con rumbo predominante noroeste-sudeste e inclinaciones que oscilan entre 35° y 50° hacia el noroeste. Estos últimos también fueron vislumbrados a escala centimétrica. Por el contrario, también se midieron orientaciones de otros ejes que buzan hacia el SO con inclinaciones de entre 15° y 50°. Localmente, dentro de escasos pliegues se pudo observar que los cristales de plagioclasa de los leucosomas presentan estructuras de tipo sigma (Passchier y Trouw, 2005). Se interpreta que las mismas fueron generadas por un deslizamiento flexural ("*flexural slip*"). Este deslizamiento se dispone paralelo a la foliación (bandeamiento de paleosomas y neosomas) y genera pequeñas fajas de cizalla de algunos centímetros de espesor (Fig. 3.17e).

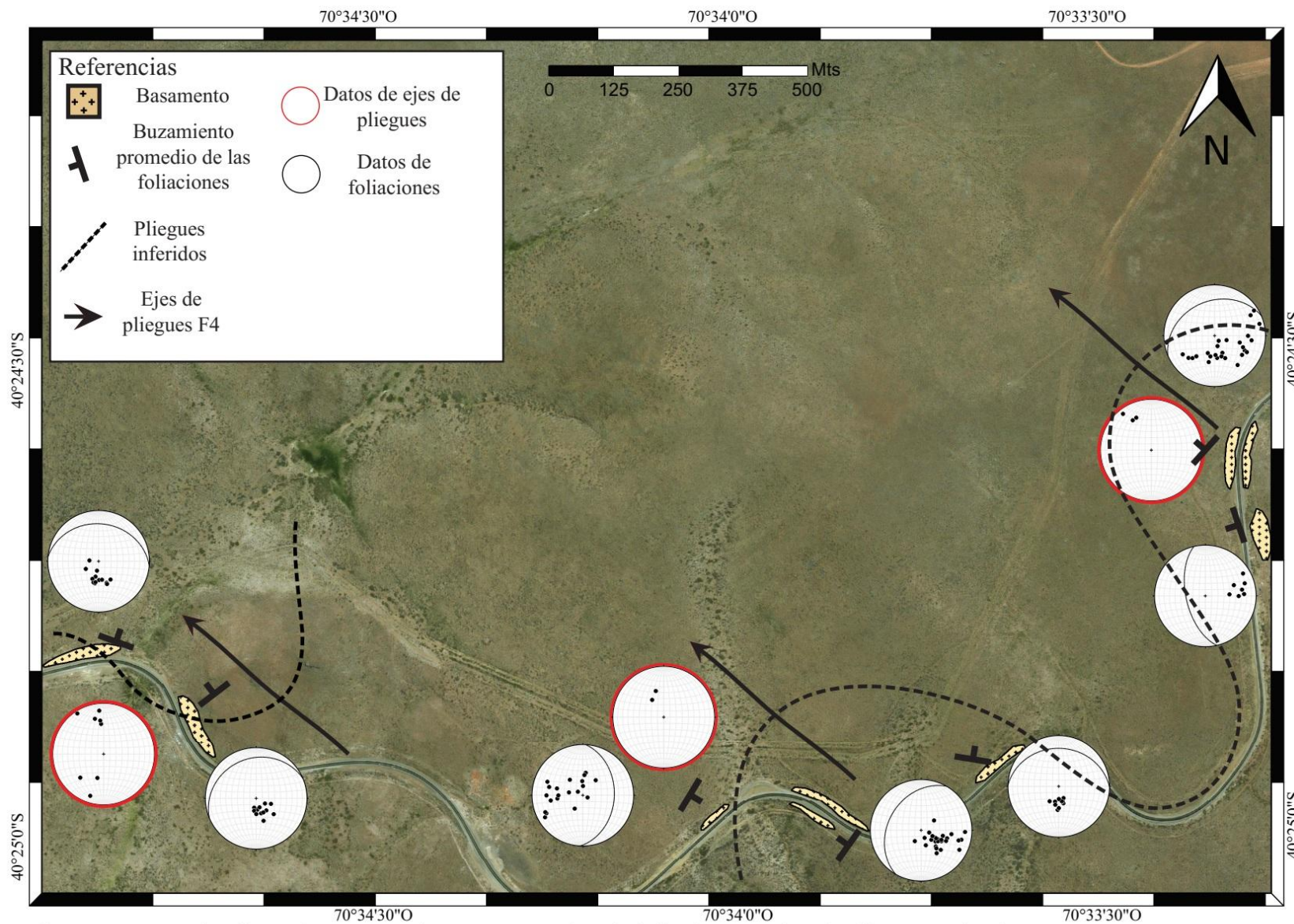


Fig. 3.16: Mapa de afloramientos con datos estructurales de foliaciones y ejes de pliegues volcados en estereogramas.

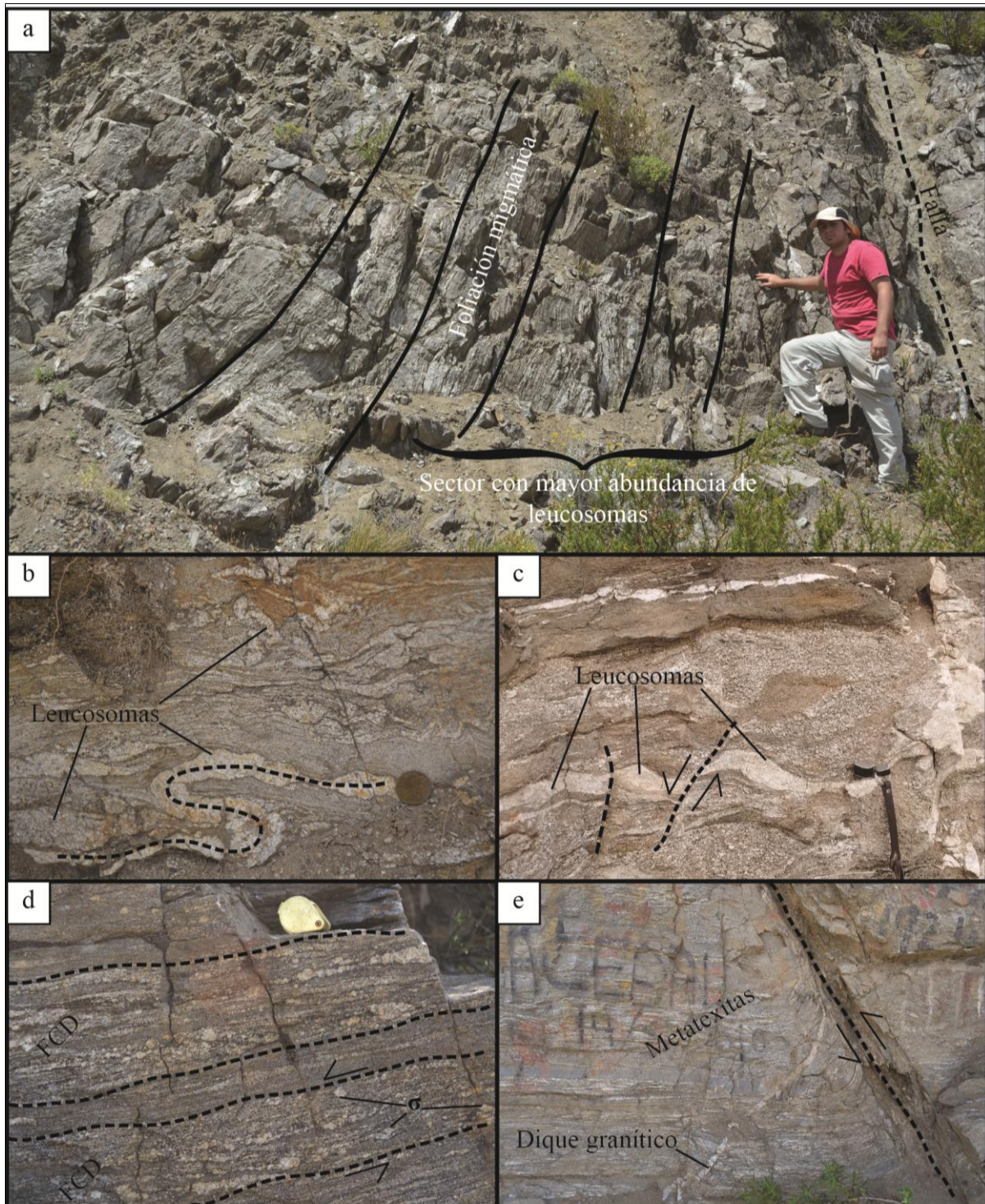


Fig. 3.17: (a) Pliegue de escala métrica en metatexitas que se ve limitado con una falla hacia la derecha. Notesé una mayor abundancia de leucosomas donde la foliación (líneas negras) se torna más vertical. (b) Pliegues intrafoliares e isoclinales de escala centimétrica en leucosomas. (c) Leucosomas desplazados por fallas de escala centimétrica. (d) Fajas de cizalla dúctil (FCD) locales con estructuras de tipo sigma (σ) en plagioclasas que permiten inferir el sentido de la cizalla. (e) Falla inversa con pliegue de arrastre asociado. Notesé que dicho pliegue también afecta un delgado dique granítico que corta a las metatexitas.

Como se dijo en el apartado 3.1.1.1, los leucosomas observados en los afloramientos se presentan arrosariados y plegados junto con la foliación con ejes de pliegues buzantes hacia el

NO-NNO con una inclinación aproximada de 50°, inclusive se pueden encontrar cortados y desplazados por pequeñas fallas centimétricas. También, se observaron lentes de leucosomas plegados con ejes de pliegues buzantes hacia el SE con foliaciones asociadas de rumbo aproximado norte-sur con inclinaciones variantes entre 40° y 60° hacia el este.

En las secciones delgadas de los leucosomas, se hallaron texturas de recristalización de cuarzo y feldespato (Fig. 3.18). El cuarzo posee estructuras de tipo *grain boundary migration*, *subgrain rotation*, extinción tipo *chessboard* y *bulging* (Passchier y Trouw, 2005). Además, se hallaron estructuras de recristalización de cuarzo poligonal. La plagioclasa desarrolla recristalización de tipo *bulging*, mirmequitas (exsolución de cuarzo en plagioclasa) y maclas polisintéticas ahusadas y combadas. Los cristales de biotita encontrados en estas rocas tienen estructuras de tipo *kinking*. Múltiples cristales de plagioclasa poseen internamente pequeñas fracturas rellenas con cuarzo y/o feldespato, las cuales serían microfracturas submagmáticas (Bouchez et al., 1992). Todas estas microestructuras indicarían que estas rocas se vieron sujetas a procesos de recristalización dinámica de alta temperatura.

Los melanosomas poseen una foliación dada por la orientación preferencial de individuos de biotita. Algunos de ellos se encuentran fuertemente flexurados, desarrollando pliegues en cuyas charnelas hay presentes granates fracturados y deformados (porfiroblastos pretectónicos).

La foliación interna que poseen los paleosomas, tanto gneísicos como esquistosos, se encuentra paralela a la orientación que poseen los leucosomas. En los afloramientos dicha foliación no se veía tan clara, ya que los paleosomas gneísicos son de grano fino y ocasionalmente suelen tener un aspecto masivo.

En las secciones delgadas correspondientes a los paleosomas se observaron distintas texturas y estructuras (Fig. 3.19). En general, los gneises estudiados poseen texturas granolepidoblásticas (Moore, 1970; Best, 1982; Shelley, 1993) y foliaciones continuas. Generalmente, esta fábrica planar se encuentra dada por una combinación entre un bandeamiento composicional de bandas cuarzofeldespáticas con bandas de biotita y la orientación de las biotitas paralela al bandeamiento. Pese a esto último, también se notó que la foliación, localmente, se encuentra evidenciada por la orientación de agregados lenticulares de cuarzo y feldespato (microlitones), es decir, una foliación de tipo espaciada. Se observaron estructuras de recristalización en cuarzo de tipo *grain boundary migration* y *subgrain rotation*, en conjunto con extinción en tablero de ajedrez. No obstante, en menor medida, se observaron agregados de cuarzo poligonal. Los cristales de plagioclasa tienen recristalización dinámica de tipo *bulging*, como así también maclas ahusadas y combadas. En menor proporción, se encontraron estructuras de arcos poligonales en biotitas.

Se distingue, en algunos paleosomas esquistosos, una foliación expresada por la orientación preferencial de agregados minerales de muscovita, cuarzo, granate y sillimanita con geometría lenticular (Fig. 3.20). Estos agregados se desarrollan de manera paralela al clivaje de crenulación definido por micropliegues tipo *kink* que afectan a una matriz de muscovita, biotita y cuarzo. Dentro de los agregados lenticulares, los granates se encuentran muy fracturados y las muscovitas y sillimanitas fuertemente flexuradas. Adicionalmente, se

observó que algunos cristales de biotita dentro de los agregados lenticulares poseen estructuras de arcos poligonales (Passchier y Trouw, 2005).

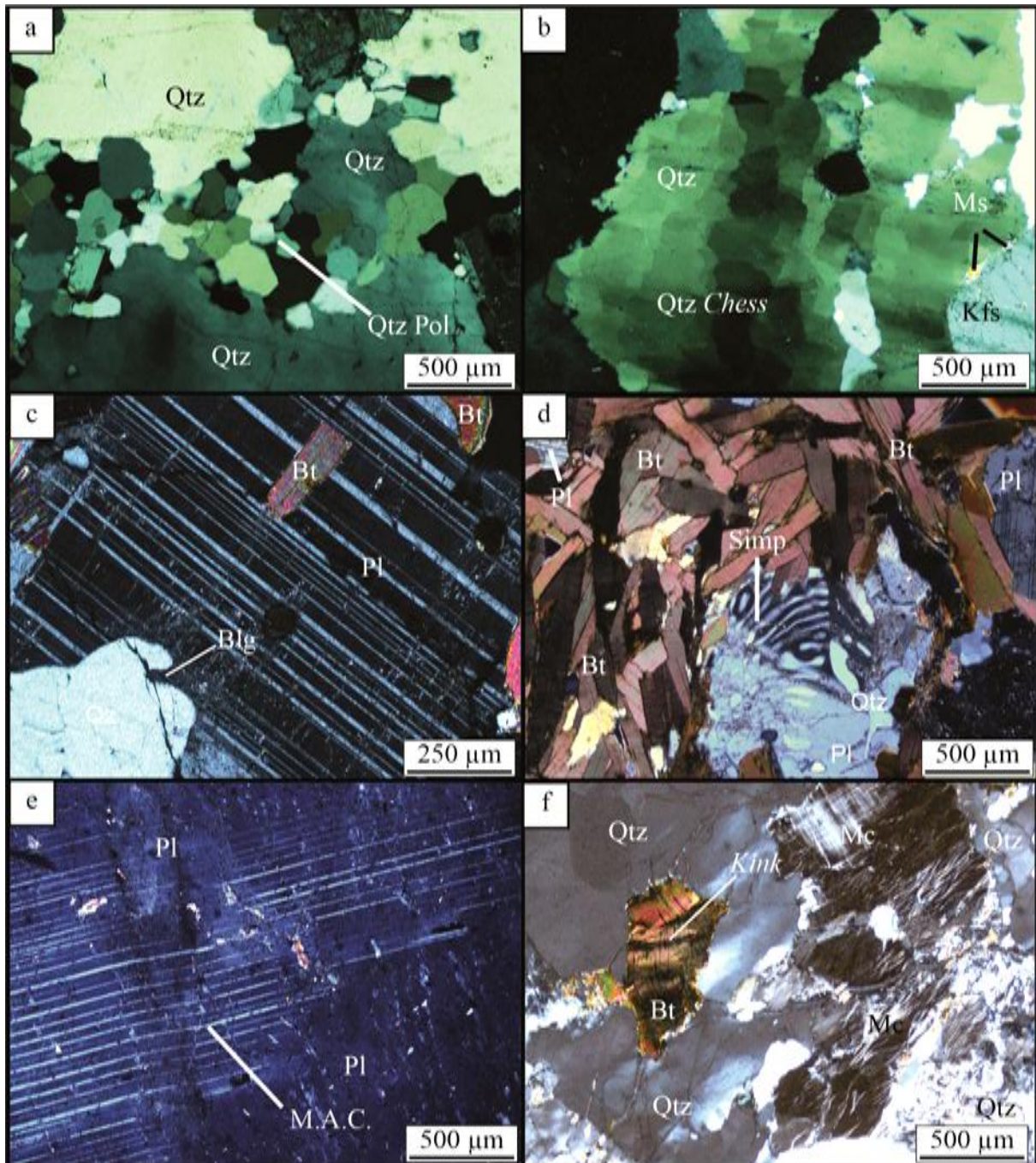


Fig. 3.18: (a) Cuarzo poligonal producto de procesos de recristalización estática. (b) Extinción en tablero de ajedrez en cuarzo, producido por recristalización dinámica de tipo rotación de subgrano. (c) *Bulging* en plagioclasas, producto de procesos de recristalización dinámica. (d) Simplectitas de exsolución de cuarzo en plagioclasas. (e) Maclas polisintéticas ahusadas y combadas en cristales de plagioclase. (f) *Kinking* en cristales de biotita, extinción ondulosa en cuarzo y perfitas en flama en microclino.

Abreviaturas: Plagioclase (Pl), Cuarzo (Qtz), Microclino (Mc), Biotita (Bt), Feldespato potásico (Kfs), Muscovita (Ms), Cuarzo Poligonal (Qtz Pol), Extinción en tablero de ajedrez (Qtz Chess), *Bulging* (Blg), Simplectitas (Simp), Maclas ahusadas y combadas (M.A.C.), *kinking* (Kink).

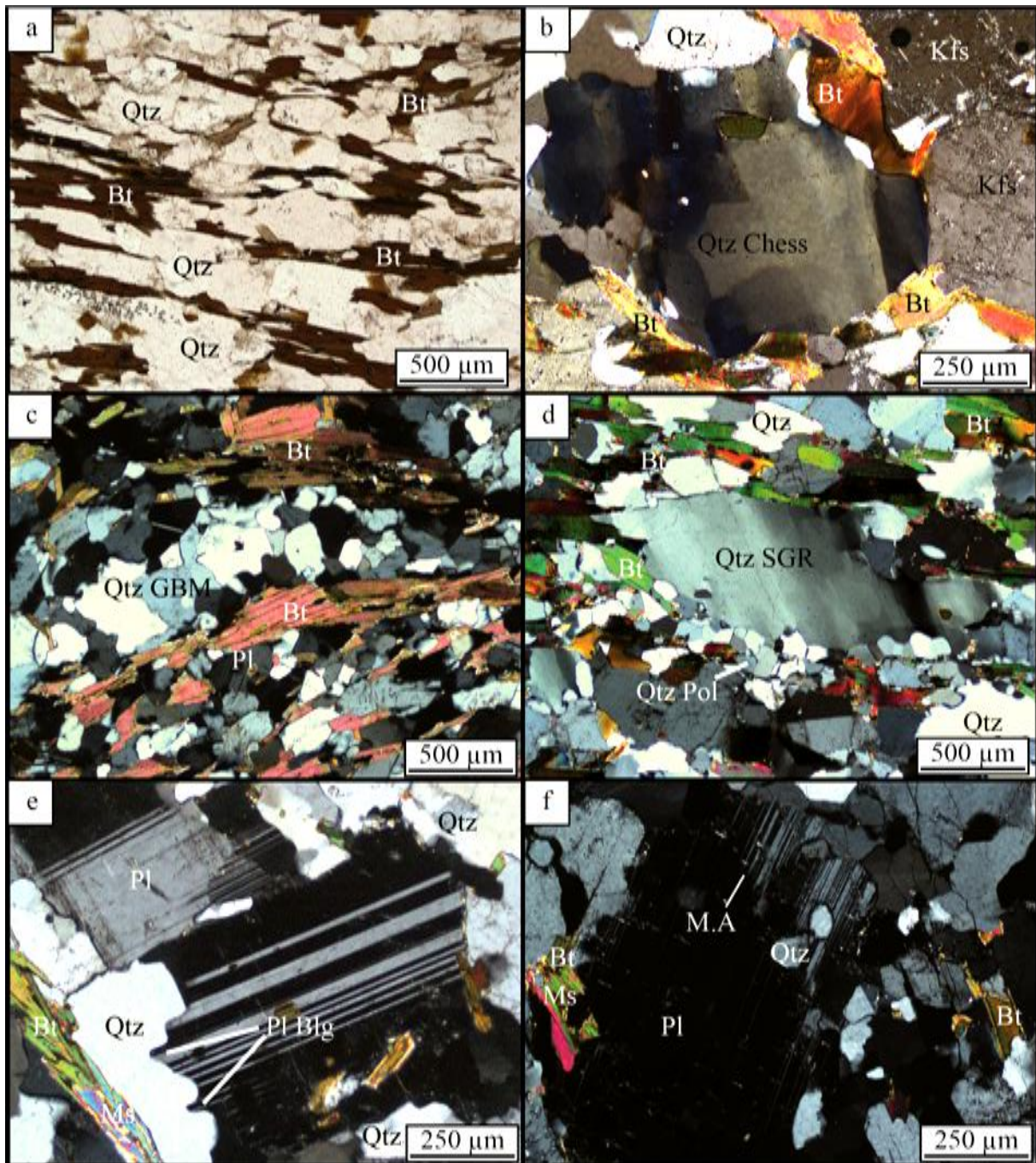


Fig. 3.19: (a) Foliación continua dada por la orientación de biotitas. (b) Extinción en tablero de ajedrez en cuarzo. (c) Foliación espaciada, notesé microlitón de cuarzo con migración de borde grano, producto de recristalización dinámica, rodeado por biotitas que conforman el dominio de clivaje. (d) Individuo de cuarzo con rotación de subgrano rodeado por cuarzo poligonal producto de recristalización estática. (e) *Bulging* en plagioclasa. (f) Maclas polisintéticas ahusadas en plagioclasa.

Abreviaturas: Cuarzo (Qtz), Plagioclasa (Pl), Biotita (Bt), Muscovita (Ms), Feldespato potásico (Kfs), Cuarzo con extinción en tablero de ajedrez (Qtz Chess), Cuarzo con migración de borde de grano (Qtz GBM), Cuarzo con rotación de subgrano (SGR), Cuarzo poligonal (Qtz Pol), *Bulging* en plagioclasa (Pl Blg), Maclas polisintéticas ahusadas (M.A).

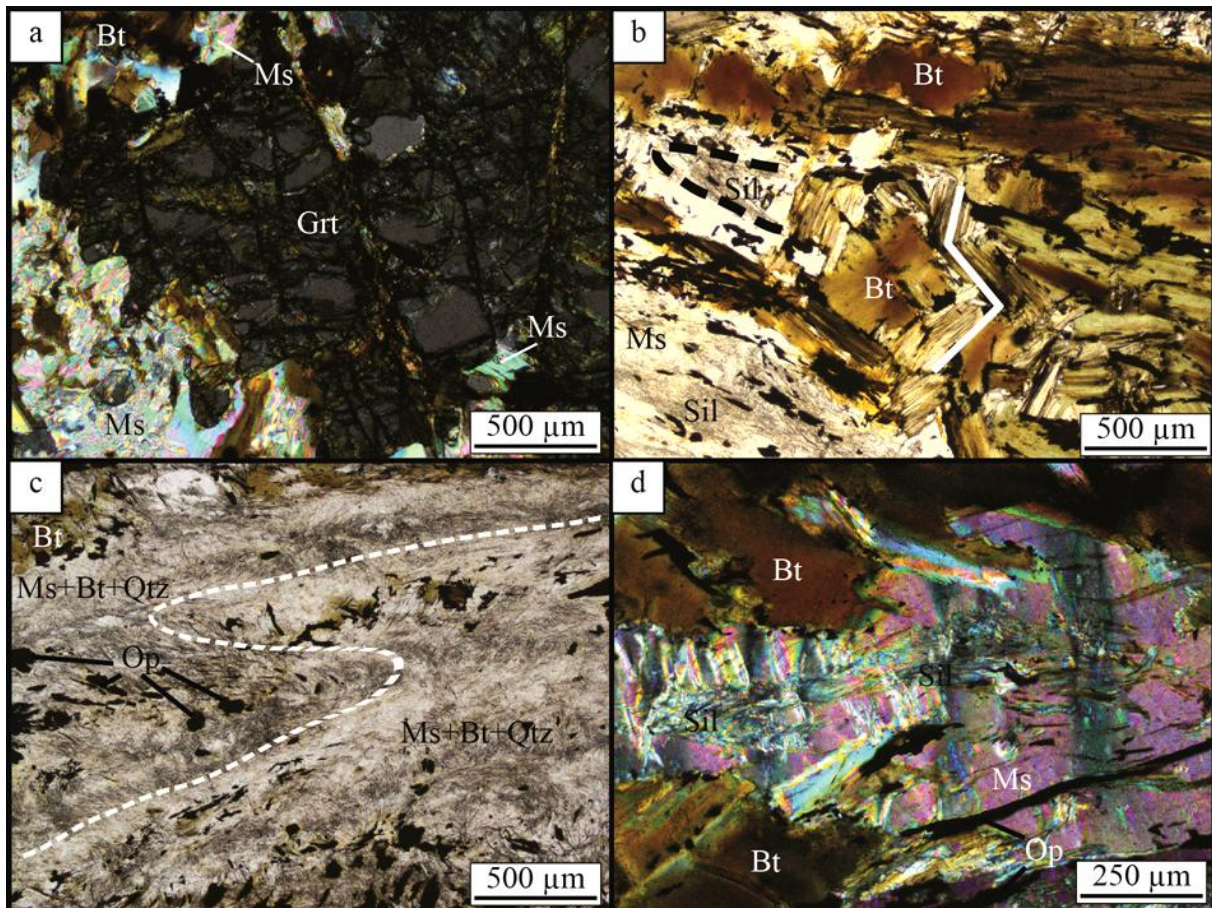


Fig. 3.20: (a) Granate fuertemente fracturado dentro de agregados lenticulares de un paleosoma esquistoso. (b) Agregados de sillimanita flexurados (línea punteada negra) y arcos poligonales de biotita (líneas blancas) dentro de agregados similares a los de (a). (c) Matriz crenulada (línea punteada blanca) de muscovita, biotita y cuarzo proveniente de un paleosoma esquistoso. (d) Parches de muscovita con *kinking* y sillimanitas flexuradas dentro de agregados similares a los de (a).

Abreviaturas: Biotita (Bt), Muscovita (Ms), Granate (Grt), Sillimanita (Sil), Minerales opácos (Op).

3.2.2 Afloramientos de la Ruta Nacional 234 y periferia de Sañicó

Los granitos aflorantes sobre la RN 234 no poseían una fábrica interna orientada que se distinga a escala de afloramiento. Pese a esto, se localizaron múltiples fallas y fajas de cizalla frágil que cortan a los mismos.

Los afloramientos de las rocas calcosilicáticas localizados más al norte sobre la RN 234 se encuentran asociados a migmatitas con paleosomas gneísicos. En un sector de estos afloramientos se pudieron rescatar los siguientes datos estructurales. Una foliación de rumbo NE-SO con una inclinación de 10° hacia el noroeste y otra de rumbo NNO-SSE con un buzamiento de 20° hacia el NNE, y también, una lineación posiblemente de intersección buzante hacia el noroeste con una inclinación de 10° . En estos afloramientos se vislumbraron escasas fallas que producen desplazamientos en las estructuras tubulares descritas en el apartado 3.1.2.2.

En los afloramientos aledaños a la localidad de Sañicó se relevaron datos de foliaciones de los ortogneises y las migmatitas. El ortogneis tonalítico presenta una foliación con rumbo norte-sur y una inclinación de 50° hacia el oeste, mientras que, las migmatitas poseen otra foliación de rumbo noreste-suroeste que inclina casi verticalmente hacia el sureste. En adición, el contacto entre la pegmatita vislumbrada en el área en la caja arrojó un dato de orientación ENE-OSO con un buzamiento casi vertical hacia el NNE $20^\circ/88^\circ$.

CAPITULO 4: DISCUSIÓN E INTERPRETACIONES

Las rocas metamórficas estudiadas están compuestas casi enteramente por migmatitas y, en menor medida, por rocas calcosilicáticas y ortogneises. Primeramente, se discutirá sobre la naturaleza de los protolitos de las rocas metamórficas y las condiciones de metamorfismo a las cuales se vieron sujetas y, posteriormente, se realizará una interpretación acerca de los diferentes eventos de deformación que afectaron las litologías previamente mencionadas.

4.1 De los protolitos y el metamorfismo

Acorde a las características petrográficas de las rocas metamórficas, el protolito que podría haberles dado origen sería sedimentario y, en menor medida, ígneo. Esta secuencia sedimentaria estaría compuesta por una intercalación de pelitas y areniscas grauváquicas, lo cual podría ser una de las causas del por qué hay niveles más fértiles o propensos al proceso de fusión parcial que otras.

Intercalados entre los niveles pelíticos y arenosos, pudo haber presentes delgados bancos carbonáticos y margosos, los cuales aportarían lo necesario para la formación de para-anfibolitas y mármoles. Como se dijo en el apartado 3.1.1.1, estas rocas tienen una paragénesis mineral dada por $Hbl+Zo+Tr-Act+Ttn$. En base a dicha paragénesis, se puede interpretar que estas rocas calcosilicáticas se encontrarían en la Zona de la Zoisita (Winter, 2014), la cual se ve representada por la siguiente reacción mineral: $An+Cal+H_2O=Zo+CO_2$. Para que la zoisita sea estable se requiere de un importante contenido de H_2O , el cual debe infiltrarse en la roca calcosilicática. Las reacciones prógradas en rocas calcáreas liberan más CO_2 , en relación al H_2O , por lo que se infiere el agua necesaria para la generación de esta reacción pudo derivar de la deshidratación de las pelitas. En adición, el contenido de CO_2 del fluido debe ser relativamente bajo para que la zoisita sea estable (Bucher y Grapes, 2011). Por lo tanto, la presencia de zoisita permitiría inferir que el fluido que interactuó con estas rocas durante los procesos metamórficos tendría un alto contenido de H_2O y un bajo contenido de CO_2 . La Zona de la Zoisita sería equiparable, en términos de presión y temperatura, a la Zona del Granate/Facies Anfibolita. Cabe destacar que el contenido de calcita que poseen estas rocas es reducido ya que se encuentran fuertemente silicificadas.

Finalmente, dentro de la secuencia sedimentaria propuesta para el protolito, se hallaría un intrusivo de composición tonalítica con una edad de cristalización de 425 ± 28 Ma (Varela et al., 2005), que daría lugar al ortogneis tonalítico.

Los afloramientos sobre la RN 237 están compuestos mayoritariamente por migmatitas estromatitas, con paleosomas gneisicos y esquistosos, y algunos cuerpos graníticos. A partir de la petrografía de las rocas metamórficas se pudo establecer que el grado metamórfico alcanzado fue mayor que la zona de granate almandino previamente establecida por Varela et al. (1991). En secciones delgadas de gneises y esquistos, correspondientes a paleosomas, se logró distinguir la asociación metamórfica de $Qtz+Pl+Bt+Sil+Ap$. La silimanita se presenta generalmente con un hábito acicular, indicando que el grado metamórfico alcanzado corresponde a la 1° isógrada de la Silimanita (facies anfibolita alta), con temperaturas de entre 600 y 700° C y presiones de entre 0.6 y 0.8 GPa (Bucher y Grapes, 2011). Las

microestructuras de recristalización dinámica presentes soportan el grado metamórfico determinado en base a la paragénesis mineral, ya que hay abundantes estructuras de tipo *grain boundary migration* extinción en *chessboard* en cuarzo, como así también *bulging* en cristales de plagioclasa (Passchier y Trouw, 2005).

Si bien en las metatexitas se encontraron granates tanto en los neosomas como en los paleosomas (gneises), estos podrían separarse en dos grupos y vincularse a dos diferentes etapas de un mismo metamorfismo prógrado (ver Fig. 4.5). Los granates, presentes en los paleosomas, son de escala microscópica (~150 µm) y se encuentran fracturados e incluidos dentro de las plagioclasas, por lo que se interpretan como pertenecientes a un estadio del metamorfismo previo a la migmatización. El segundo grupo de granates se encuentra dentro de los neosomas, tanto en los leucosomas como en los melanosomas, alcanzando un tamaño de 1,5 cm de diámetro y, en algunos casos, desarrollan coronas de biotita. Los granates pertenecientes a este segundo grupo tendrían un origen peritético, es decir, originados por la reacción metamórfica que genera fundido durante la anatéxis (migmatización). La reacción mineral que explicaría este proceso sería: $Bt+Pl+Sil+Qtz=Kfs+Grt+Fundido$ (Le Breton y Thompson, 1988). La desaparición de la biotita durante esta reacción aportaría el agua necesaria para desencadenar los procesos de fusión parcial que darían lugar a las migmatitas. Las coronas de biotitas que presentan algunos de los granates peritéticos se deben a una rehidratación por fluidos acuosos residuales durante la cristalización de los leucosomas (Weinberg y Hasalová, 2005) (Ver Fig. 4.1).

La paragénesis de las rocas calcosilicáticas expresa un grado metamórfico (Zona del Granate) algo más bajo que el grado (Zona de la Silimanita) dado por la paragénesis de las migmatitas. Esto podría deberse a que, localmente, la fusión parcial pudo haberse dado en la zona del granate. Un aumento en la cantidad de agua en el sistema disminuiría el punto de fusión de las rocas, dando lugar a anatéxis a un grado metamórfico algo menor que el normal. En base a esto podría inferirse que la presencia de agua en el sistema fue un factor crítico durante los procesos anatéticos. Adicionalmente, en sección delgada, varios granates presentan coronas de plagioclasa, lo que demuestra que otro factor de importancia para la generación de las migmatitas fue una rápida descompresión o caída de presión (Stowell, H y Stein, E., 2005).

La escasa silimanita encontrada en los paleosomas se encuentra reemplazada parcial a totalmente por parches de muscovita producto de un metamorfismo retrógrado. Dentro de los leucosomas se encontraron otras estructuras generadas por retrogradación, pertitas en flamas. Estas estructuras son resultado de exsolución durante procesos de deformación en facies de esquistos verdes (Passchier y Trouw, 2005). En adición, se encontraron texturas de exsolución de cuarzo en muscovita (simplectitas) las cuales evidencian la interacción de la fase sólida con los fluidos acuosos tardíos (Ver Fig. 3.7e) (Sawyer, 2008). El metamorfismo retrógrado podría estar relacionado con un evento de deformación tardío o posterior al pico metamórfico y que podría además haber generado las estructuras de recristalización dinámica de baja temperatura (*bulging* en cuarzo).

En las cercanías de Sañicó, Varela et al. (2005), dataron el ortogneis tonalítico y una metadiorita, obteniendo edades de 425 ± 28 Ma (U-Pb convencional en zircón) y 360 Ma (U-Pb convencional en titanita), respectivamente, interpretando la primer edad como de cristalización magmática del ortogneis y la segunda como correspondiente al pico metamórfico. Por otra parte, Lucassen et al. (2004) dataron cristales de titanita de las rocas calcosilicáticas aflorantes sobre la RN 234 las cuales arrojaron edades de 375 ± 15 y 380 ± 2 Ma (U-Pb convencional). Estas edades fueron interpretadas como edades de pico metamórfico. Dado que la roca de caja del ortogneis se compone de metatexitas y diatexitas equiparables a las aflorantes sobre las rutas 237 y 234, se propone que la edad de sedimentación de los protolitos de estas rocas debería ser previa a la edad de cristalización obtenido del ortogneis tonalítico (425 ± 28 Ma). Además, dada la estrecha relación de las migmatitas con el ortogneis, podría asumirse que la edad de metamorfismo propuesta para la zona (360-380 Ma) (Lucassen et al., 2004 y Varela et al., 2005) correspondería a la edad de migmatización o, dicho de otra manera, al pico térmico del basamento del Umbral de Sañicó. Adicionalmente, esta edad de metamorfismo es acorde a las edades de cristalización calculadas para los granitos que cortan de forma disarmónica la estructura migmatítica de la caja y que fueron datados por Varela et al. (2005) en 348 Ma. Esta edad se interpreta como correspondiente a un ciclo magmático posterior al metamorfismo y migmatización del basamento debido a que los granitos contienen enclaves de las metatexitas.

Tomando los datos de edades radiométricas y las relaciones de campo relevadas durante las campañas, se interpreta lo siguiente: los protolitos que dan origen a estas rocas metamórficas no pueden ser más jóvenes que 425 Ma, el metamorfismo estaría acotado entre 425 Ma y 348 Ma, alcanzando el clímax, que daría lugar a la anatéxis, entre 380 ± 2 Ma y 360 Ma. Luego, a los 348 Ma se produciría el emplazamiento de los granitos.

Tanto las migmatitas, como los granitos se encuentran cortados por una serie de diques pegmatíticos de composición granítica. Estos diques están presentes en todos los afloramientos analizados y serían posteriores al metamorfismo y a la intrusión de los granitos. Estos podrían deberse a que son intrusivos tardíos pertenecientes al mismo ciclo magmático descrito por Varela et al. (2005) o podría relacionarse a un evento magmático más joven.

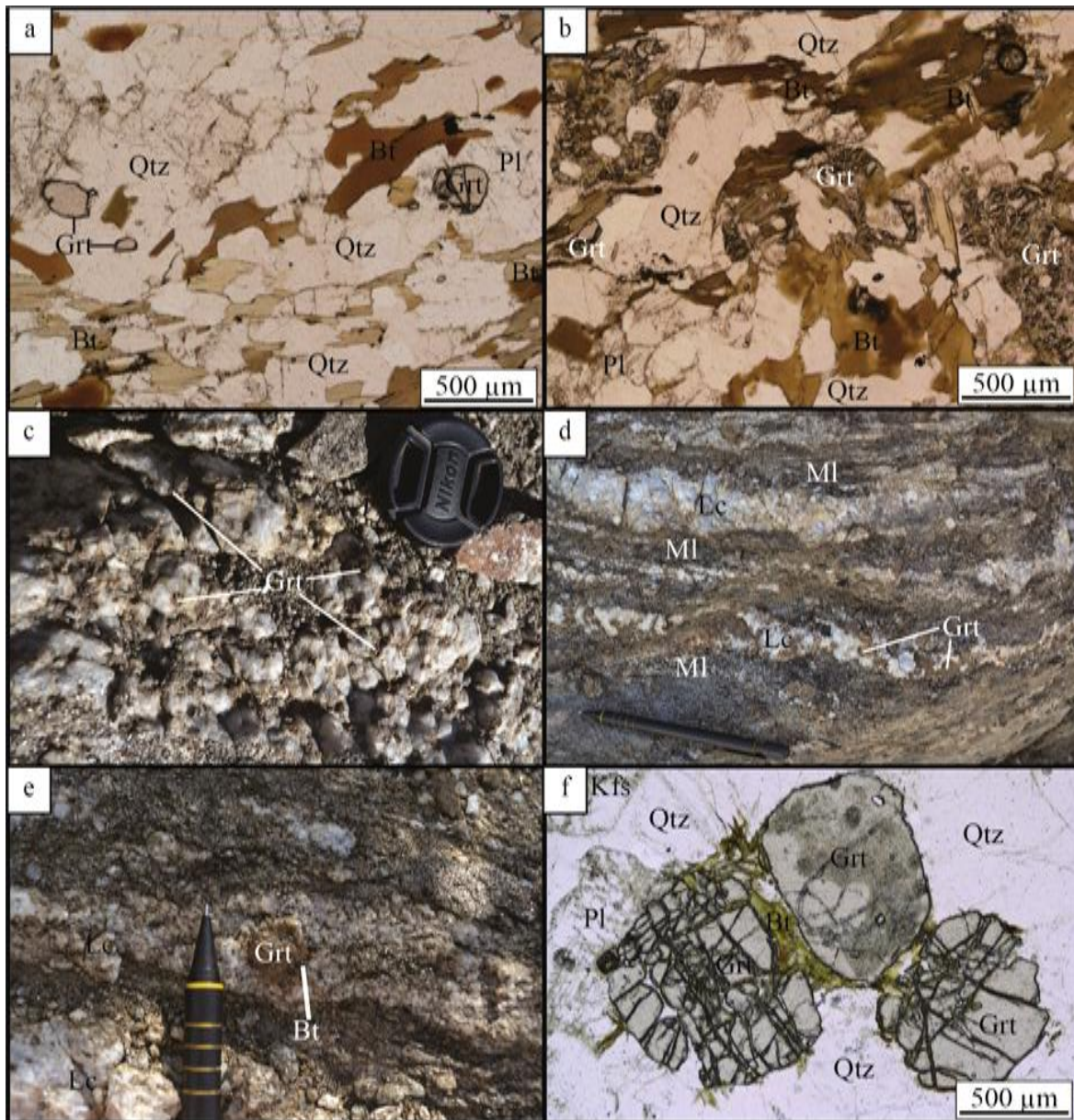


Fig. 4.1: (a) Sección delgada de un paleosoma donde pueden apreciarse granates incluidos dentro de plagioclasas generados por M1a. (b) Sección delgada de un paleosoma similar a (a), pero en este caso se observan fuertemente fracturados por los eventos de deformación posteriores. (c) Abundantes granates incluidos en los leucosomas graníticos generados por M1b. (d) Granates generados durante M1b presentes tanto en los leucosomas como en los melanosomas de las metatexitas. (e) Granates dentro de leucosomas con coronas de biotita. (f) Sección delgada de un leucosoma granítico. Notesé la diferencia de tamaño con los granates de (a).

Abreviaturas: Granate (Grt), Cuarzo (Qtz), Biotita (Bt), Plagioclasa (Pl), Feldespato potásico (Kfs), Leucosoma (Lc), Melanosoma (MI).

4.2 De la deformación

En base a lo descrito en el apartado correspondiente a estructura y deformación (3.2) se interpretó que el basamento metamórfico del área estudiada se vio afectado por cuatro eventos de deformación, los cuales son denominados en este trabajo como D_1 , D_2 , D_3 y D_4 . Cada uno de estos eventos generó distintas fábricas orientadas en las rocas de basamento.

El primer evento, D_1 , se encuentra representado por una foliación relíctica S_1 la cual es observada en secciones delgadas de paleosomas como arcos poligonales de biotita contenidos por una foliación penetrativa (S_2) definida por el crecimiento paralelo de $Bt+Ms+Sill\pm Grt$ y que es paralela al contacto paleosoma-neosoma (Fig 4.2).

S_2 corresponde a una foliación de plano axial que se habría desarrollado durante el evento de deformación D_2 . Esta foliación corresponde a la intercalación de neosomas y paleosomas (foliación migmatítica) e, internamente, dentro de estos últimos por la orientación preferencial de minerales escamosos. Se observa también una serie de pliegues, F_2 , intrafoliares e isoclinales apretados de leucosomas, definidos por el plegamiento de S_1 , cuyos planos axiales representarían el S_2 (Ver Fig. 4.2). Asociado a S_2 - F_2 , se presentan microestructuras de recristalización dinámica de alta temperatura como estructuras de migración de borde de grano y extinción en tablero de ajedrez (Passchier y Trouw, 2005).

El evento D_3 , se vería representado por plegamiento y crenulación del S_2 . Estos pliegues, F_3 , se caracterizan por ser isoclinales y de una escala similar a los F_2 , pero más abiertos. Adicionalmente, los pliegues F_2 se encuentran contenidos en los F_3 generando figuras de interferencia del tipo 3 de Ramsay (Ver Fig. 4.3). La crenulación asociada a este evento de deformación se observa principalmente en los melanosomas y paleosomas ricos en biotita. Asociado a este evento se desarrollaría el metamorfismo retrógrado, evidenciado a escala microscópica por presencia de estructuras de recristalización estática de baja temperatura como *bulging* en cuarzo y pertitas en flamas en microclino (Ver Fig. 3.18f).

Posteriormente a D_3 se produciría el emplazamiento de los granitos carboníferos (Varela et al., 2005). Estos tendrían un efecto térmico sobre las rocas metamórficas generando texturas de cuarzo poligonal por recristalización estática en la caja. En conjunto con estos cuerpos también se verían emplazados los granitos y las pegmatitas con morfologías tabulares.

El evento de deformación D_4 generaría pliegues de escala mayor con una orientación de ejes NNO e inclinaciones oscilantes entre 15° y 50° . Pliegues recumbentes que se pueden observar parcialmente, o bien ser reconstruidos, a escala de afloramiento (Fig. 4.4) y a escala regional (Fig. 3.15) han sido interpretados como formados durante este evento (F_4). Debido a la mala calidad, orientación y dimensiones de los afloramientos dificulta el estudio de estos pliegues por lo que será necesario trabajo estructural de mayor detalle para lograr una reconstrucción cabal de esta estructura.

Las fallas y las fajas de cizalla frágil que cortan todas las rocas basamento poseen una orientación general norte-sur. Los pliegues de arrastre, también se relacionarían

genéticamente a estas estructuras (Figs. 3.12f, 3.13d 3.17a y 3.17e). Por relaciones de corte, estas estructuras frágiles pertenecerían al Ciclo Andino (Varela et al. 2005).

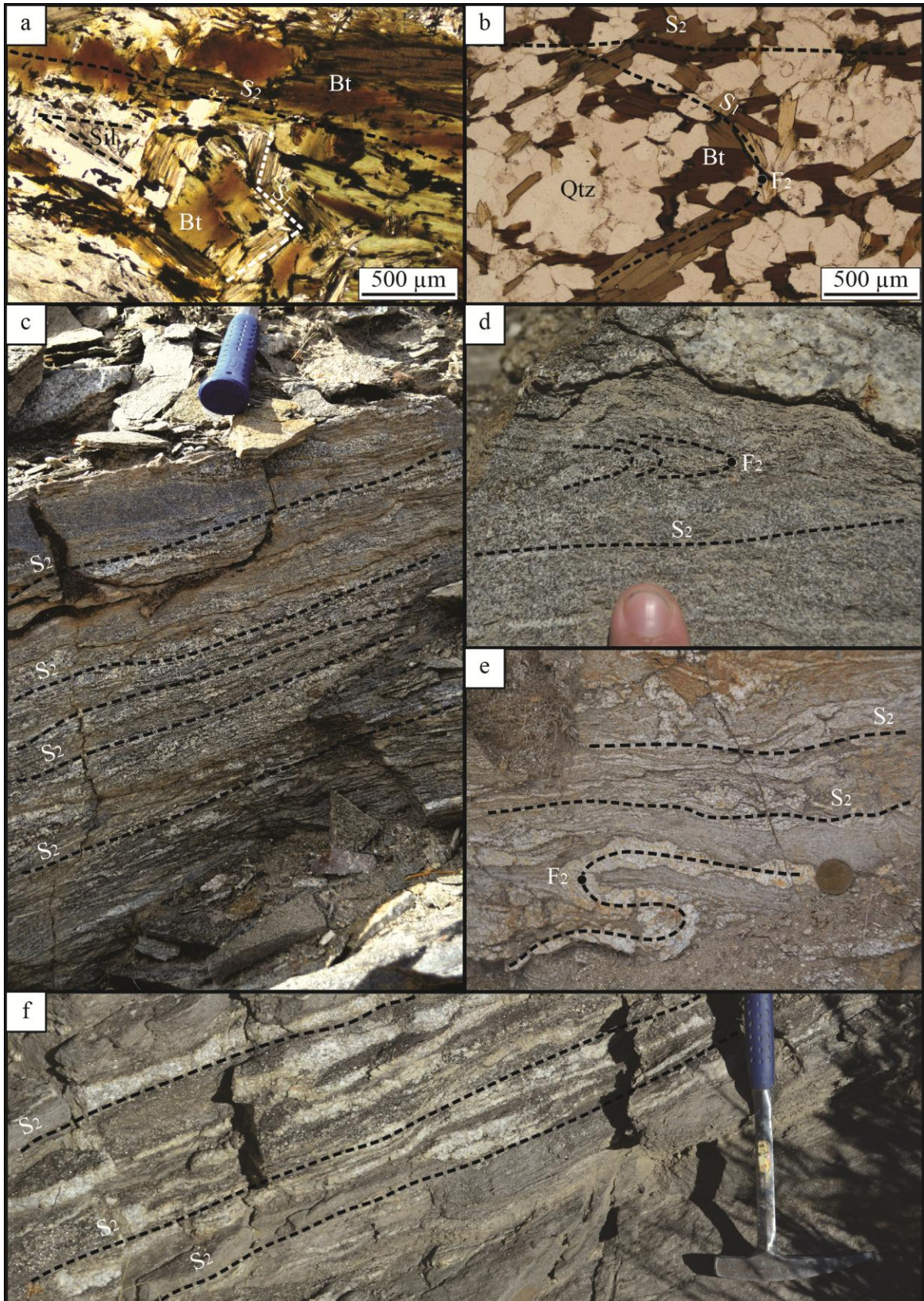


Fig. 4.2: (a) Foliación S_1 observada como arcos poligonales en Bt y Sil en sección delgada. (b) S_1 se aprecia como arcos poligonales en Bt. (c) S_2 dada por la intercalación de leucosomas y melanosomas. (d) S_2 con sus respectivos F_2 asociados. (e) Idem a (d) a una escala algo mayor. (f) Intercalación de leucosomas con melanosomas representando el S_2 .

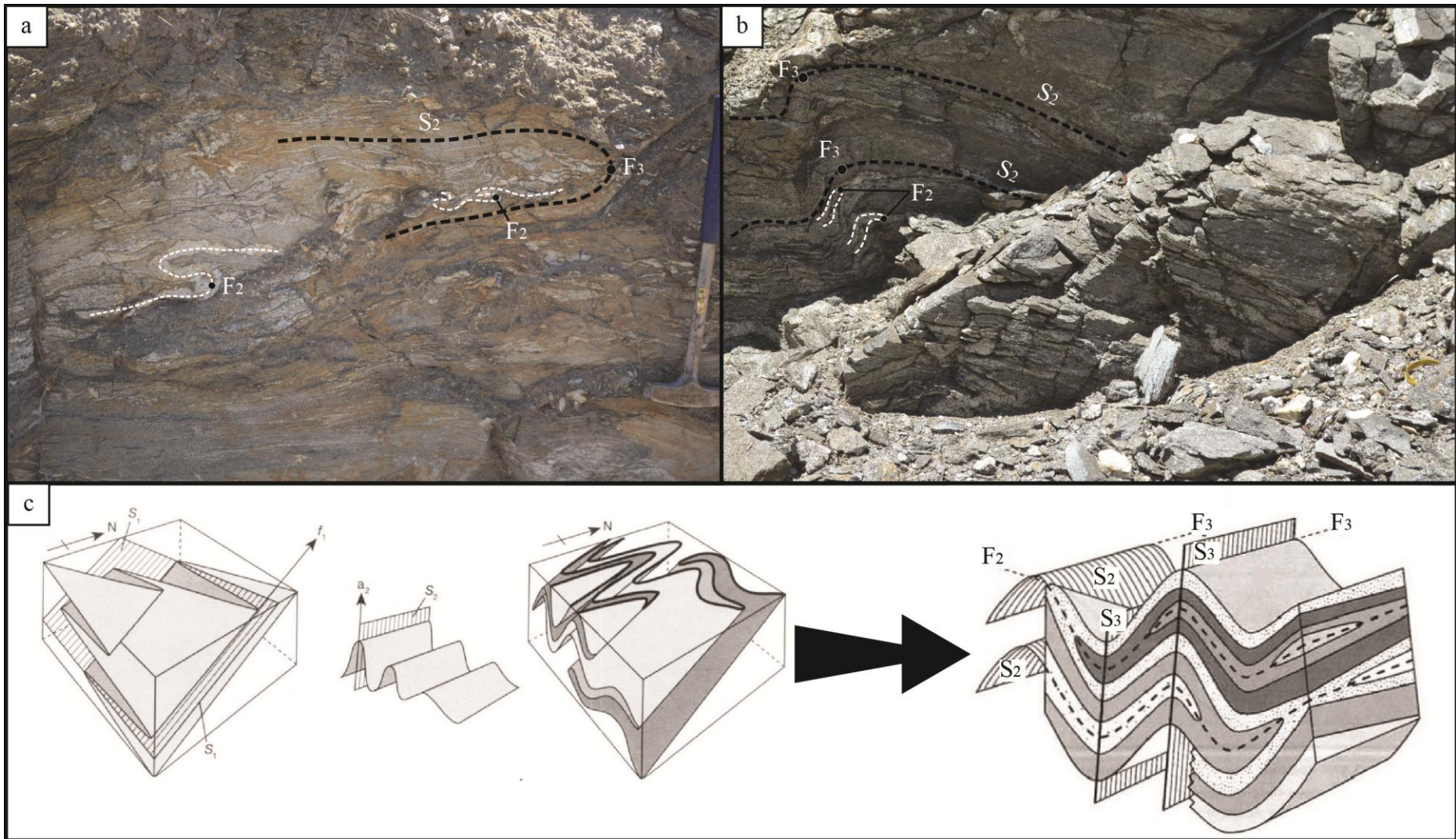


Fig. 4.3: (a) Pliegues F_3 con pliegues intrafoliares apretados F_2 . (b) Plegamiento de pliegues F_2 dando lugar a una figura de interferencia tipo 3 de Ramsay. En esta cara del afloramiento, los ejes F_2 y F_3 aparentarían ser paralelos. (c) Figura de interferencia tipo 3 de Ramsay, tomado y modificado de (Twiss, R. J. y Moores, E. M., 2006). Esta figura representaría la relación entre los pliegues F_2 y F_3 .



Fig. 4.4: (a) Pliegues F4 observados en leucosomas graníticos. (b) Pliegues F4 observados en la foliación migmatita de las metatexitas.

4.3 Propuesta de evolución geológica para el basamento en el área de estudio

En base a la bibliografía y estudios de campo, petrográficos y estructurales llevados a cabo en el área de la confluencia de los ríos Limay y Collón Curá, se logró establecer una interpretación acerca de la evolución de las rocas pertenecientes a la Formación Cushamen en dicho sector. Dicha interpretación se ve reflejada en la Tabla 3.

1. En un estadio inicial, se depositó la secuencia sedimentaria que conformó el protolito de las metamorfitas, la cual estaría posiblemente compuesta por una intercalación de areniscas grauváquicas y pelitas con delgados niveles margosos y calcáreos. Dicha secuencia fue intruida por un cuerpo plutónico tonalítico de 425 ± 28 Ma (Fig. 5.1).
2. Posteriormente, fueron afectadas por una deformación D_1 , la cual generó la foliación S_1 , observada a escala microscópica como arcos poligonales en biotita o micropliegues en la matriz de paleosomas esquistosos (Fig. 5.2).
3. Luego estas rocas alcanzaron el pico térmico, dando lugar a la fusión parcial de las mismas. Coetáneamente con este proceso, se desarrolló un segundo evento de deformación, D_2 , el cual generó la foliación penetrativa, S_2 , observada desde escala afloramiento hasta escala microscópica. Este evento deformacional continuó, inclusive, una vez finalizada la migmatización un poco más de tiempo evidenciado por las fracturas submagmáticas en los leucosomas (Fig. 5.3).
4. Seguidamente, un nuevo episodio de deformación, D_3 , generó la crenulación de S_2 y la formación de un plegamiento F_3 , dado por pliegues isoclinales de mayor escala y orden con orientaciones de ejes SO. También generó el plegamiento de los ejes de los pliegues F_2 . Al mismo tiempo que D_3 , se desarrolló un metamorfismo retrógrado. La retrogradación generaría texturas de exsolución de cuarzo en muscovita, pertitas en llamas, *bulging* en cuarzo, el crecimiento de parches de muscovita en agregados de biotita y sillimanita en las migmatitas y el crecimiento de tremolita-actinolita en las para-anfibolitas.
5. Una vez que cesó D_3 , se produjo el emplazamiento de los granitos de diversas morfologías. Estos produjeron un metamorfismo de contacto en las migmatitas que generó las microestructuras de cuarzo poligonal por recristalización estática. Tardíamente, se emplazaron delgados diques pegmatíticos que cortan tanto a las migmatitas como a los granitos (Fig. 5.4).
6. Un nuevo evento de deformación, D_4 , dió origen a los pliegues con orientación NNO, F_4 , los cuales tienen una mayor influencia en el área .

	Metamorfismo	Deformación	Magmatismo	Edad
T6	-	Generación de fallas, fajas de cizalla y pliegues de arrastre	-	<i>Cenozoico(?)</i>
T5	-	Pliegues suaves de ejes buzantes al NNO (F4)	-	
T4	Recristalización estática de Qtz (M2 por efecto de contacto)	-	Intrusión de granitos y diques pegmatíticos tardíos (tabulares, bolsones de fundido y cuerpos globosos, 348 ± 11 Ma) ^{a*}	<i>Neopaleozoico</i>
T3	Metamorfismo retrógrado (simplectitas de Qtz en Ms, perfitas en flamas, etc)	Crenulación de F2-S2 y generación de pliegues isoclinales abiertos de ejes buzantes al SO (F3). Generación de microestructuras de deformación de baja temperatura.	-	
T2	-	Pliegues isoclinales apretados con generación de clivaje de plano axial, microestructuras de deformación de alta temperatura (F2-S2)	-	<i>Mesopaleozoico</i>
	Migmatización (Pico Metamórfico, 360 y 375 ± 15 - 380 ± 2 Ma) ^{a*-b*} (M1)		-	
T1	-	Pliegues isoclinales con generación de clivaje de plano axial (S1-F1)	-	<i>Eopaleozoico</i>
T0	Deposición del protolito	-	Intrusión de tonalitas (425 ± 28 Ma) ^{a*}	

^{a*} Varela et al. 2005.

^{b*} Lucassen et al. 2004.

Tabla 3: Cuadro sintético de la propuesta para la evolución del metamorfismo, magmatismo y deformación de la Fm. Cushamen en el área de estudio.

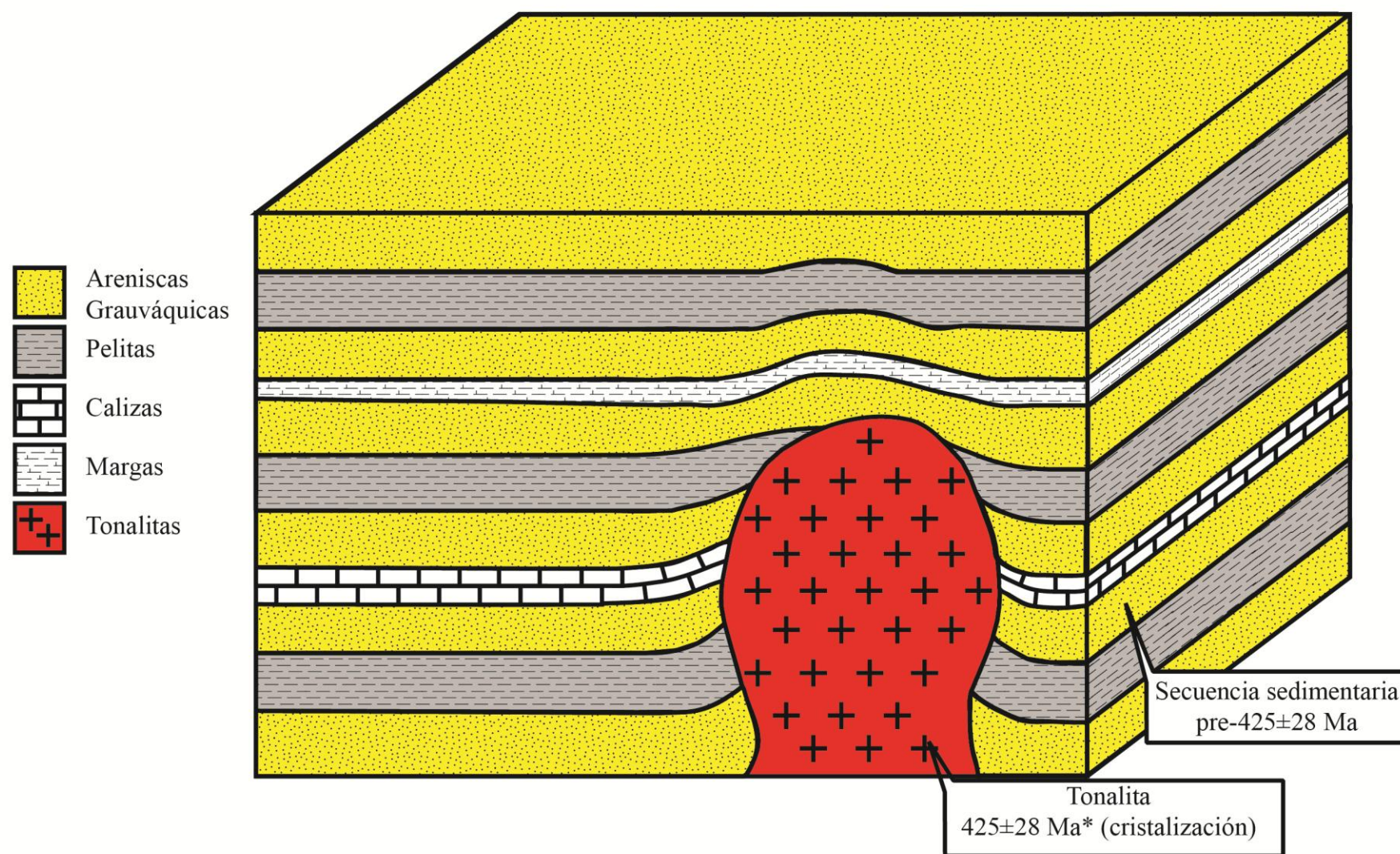


Fig. 5.1: Bloq diagrama representando el protolito sedimentario compuesto por areniscas grauváquicas, pelitas y delgados niveles carbonáticos y margosos intruido por tonalitas de edad silúrica.

**Varela et al., 2005.*

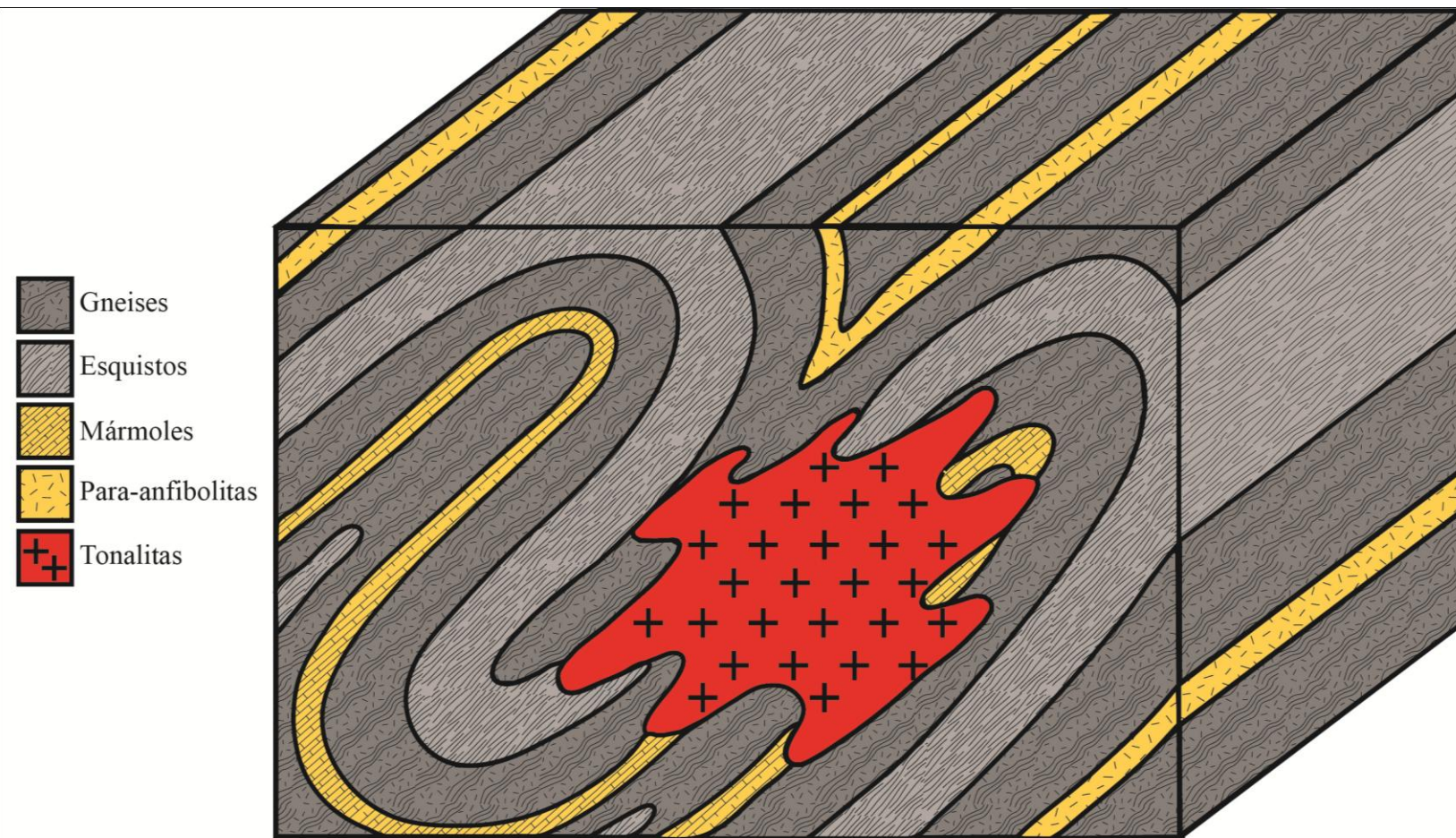


Fig. 5.2: Bloq diagrama representando la deformación D_1 , que generaría un clivaje de plano axial S_1 y un plegamiento isoclinal F_1 asociado.

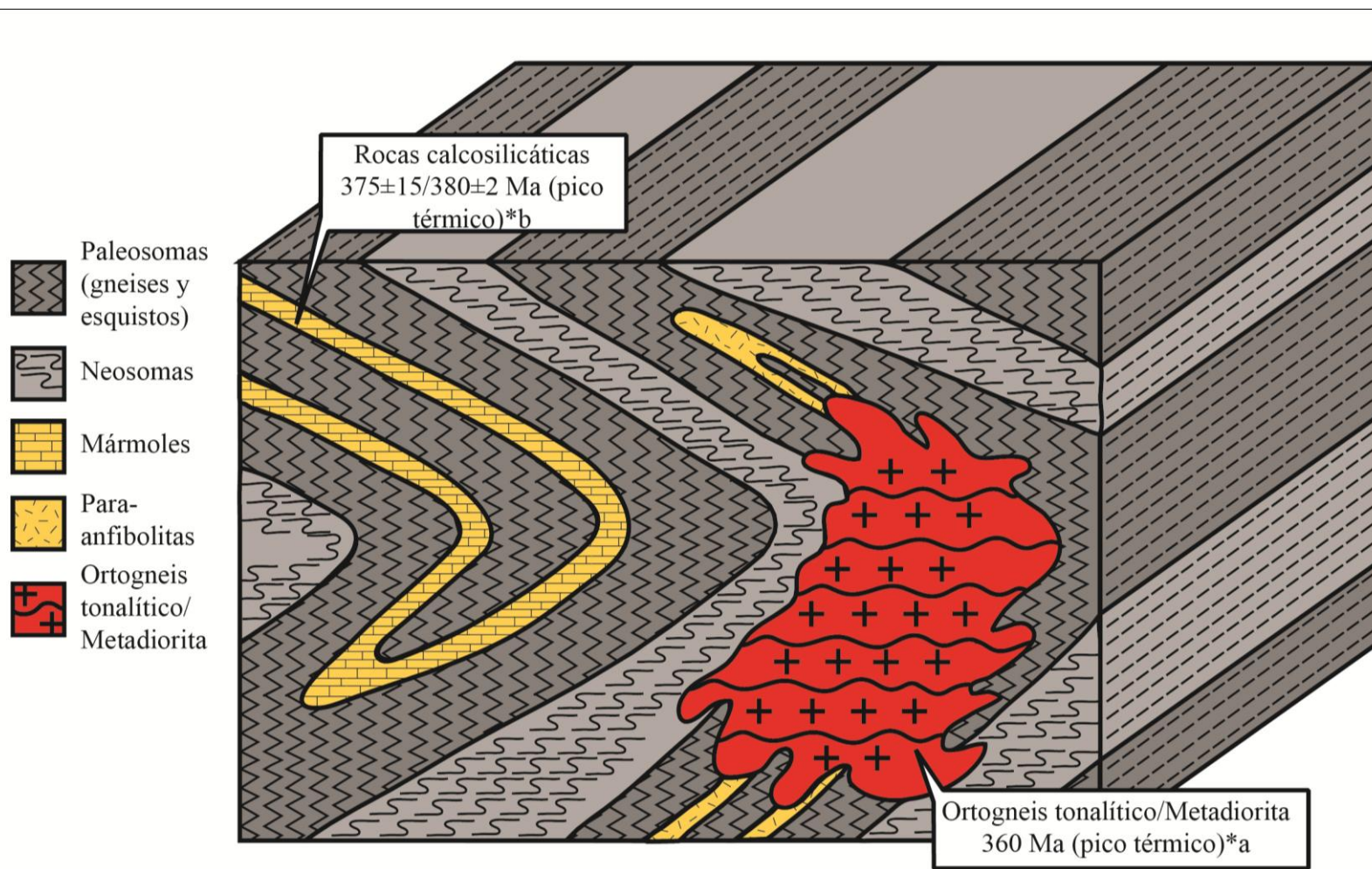


Fig. 5.3: Bloq diagrama representando el metamorfismo M1 en facies anfibolita alta, generando anatexis y una deformación sincrónica D2, que desarrollaría una nueva foliación S2 y pliegues asociados F2.

a*Varela et al., 2005.

b*Lucassen et al., 2004.

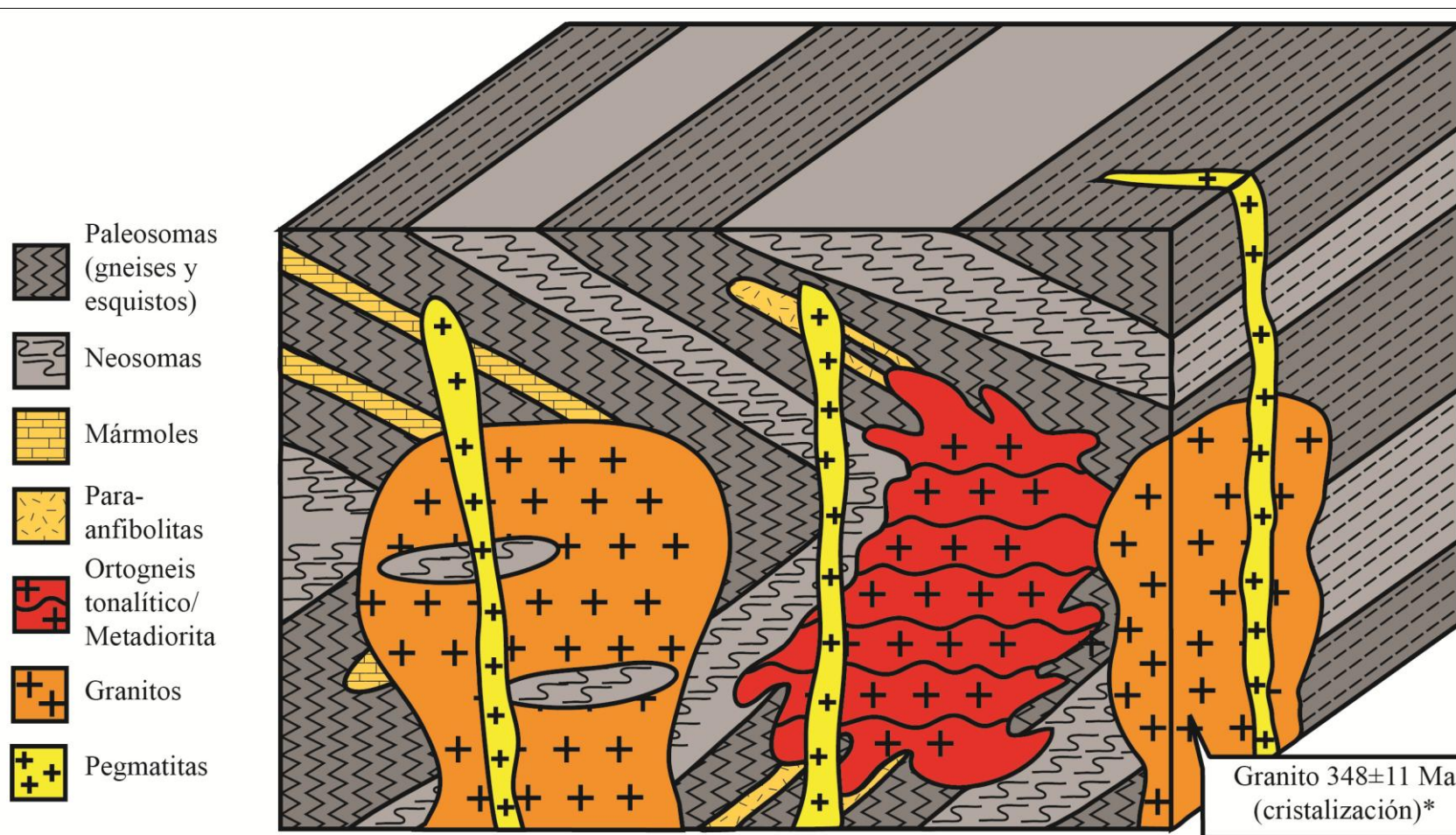


Fig. 5.4: Bloq diagrama representando el emplazamiento de los granitos carboníferos y los diques pegmatíticos tardíos.

*Varela et al., 2005.

CAPITULO 5: CONCLUSIONES

- ✓ El protolito de las migmatitas y las rocas calcosilicáticas estaría compuesto por una intercalación areniscas grauváquicas y pelitas con niveles calcáreos, mientras que el protolito que dio lugar al ortogneis sería un cuerpo plutónico de composición tonalítica.
- ✓ La edad de sedimentación del protolito de las rocas metamórficas del área de estudio es mayor a los 425 ± 28 Ma. Este dato permitiría inferir una relación genética de las mismas con rocas de alto grado aflorantes hacia el Oeste, en cercanías a San Martín de los Andes, correspondientes al Complejo Colohuincul, las cuales arrojaron una edad máxima de sedimentación de 506 ± 12 Ma (Serra-Varela et al., 2016).
- ✓ El grado metamórfico alcanzó un pico en la Facies Anfibolita alta, con una temperatura oscilante entre 600 y 700° C y presiones de entre 0.6 y 0.8 GPa (Bucher y Grapes, 2011).
- ✓ Los factores críticos que estimularon el desarrollo de la anatéxis fueron la presencia de agua, proveniente del protolito y de las reacciones metamórficas involucradas, y la descompresión.

BIBLIOGRAFÍA

- Bons, P. D., Druguet, E., Castaño, L. y Elburg, M. A., 2008. Finding what is now not there anymore: Recognizing missing fluid and magma volumes. *Geology* 36: 851-854.
- Bouchez, J. L., Delas, C., Gleizes, G., Nédelec, A. y Cuney, M., 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology* 20: 35-38.
- Bucher, K. y Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 8th edition. Springer-Verlag, Berlín Heidelberg. 428 p.
- Cerrodo, M. E., 1997. The metamorphism of Cushamen Formation, Río Chico Área. North Patagonian Massif, Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas (2): 1236-1240.
- Cingolani, C.A., Zanettini, J.C.M. y Leanza, H.A., 2011. El basamento ígneo y metamórfico. En: Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 37-47.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R., 1991a. El basamento pre-andino ígneo metamórfico de San Martín de los Andes, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46 (3-4): 223-234.
- Dalla Salda, L.H., Cingolani, C.A y Varela, R., 1991b. El basamento cristalino de la región norpatagónica de los lagos Gutierrez, Mascardi y Guillermo, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46 (3-4): 263-276.
- Dalla Salda, L.H., Varela, R., Cingolani, C. y Aragón, E., 1994. The Rio Chico Paleozoic Crystalline Complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 7: 377-386.
- Dalla Salda, L. H., Varela, R. y Cingolani, C., 1999. El basamento pre-gondwánico del centro-oeste del Macizo Nordpatagónico. En Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (5): 107-112. Buenos Aires.
- Duhart, P., Haller, M. y Hervé, F., 2002. Diamictitas como parte del protolito de las metamorfitas de la Formación Cushamen en Río Chico, provincias de Río Negro y Chubut, Argentina. *Actas del 15° Congreso Geológico Argentino*: 97-100.
- Escosteguy, L., Geuna, S., Franchi, M., González Díaz, E., y Dal Molin, C., 2013. Descripción de la hoja geológica 4172-II San Martín de los Andes. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- Feruglio, E., 1947. Mapa geológico escala 1:200.000 de la hoja 40b, San Carlos de Bariloche. Dirección de Minería y Geología.
- García-Segundo, J., Farias, P, Gallastegui, G., Giacosa, R. E. Heredia, N., 2009. Structure and metamorphism of the Gondwanan basement in the Bariloche region (North Patagonian Argentine Andes). *International Journal of Earth Sciences* 98 (7): 1599-1608.
- Giacosa, R. E., González, P. D., Silva Nieto, D., Busteros, A., Lagorio, S. y Rossi, A., 2014. Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres: Una nueva unidad metamórfica de alto grado en el basamento de Gastre, Macizo Nordpatagónico (Chubut). 19° Congreso Geológico Argentino, Actas CD S21-19, 1-2.
- Hervé, F., Haller, J. M., Duhart, P. y Fanning, C. M., 2005. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from Cushamen and Esquel formations, North Patagonian Massif, Argentina: Geological implications. En 16° Congreso Geológico Argentino, Actas: 309-314.

- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C. M., Pankhurst, R. J. y Godoy, E., 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of Central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwanan Research* 23: 1122-1135.
- Hervé, F., Calderon, M., Fanning, C. M., Pankhurst, R. J., Fuentes, F., Rapela, C. W., Correa, J., Quezada, P. y Marambio, C., 2016. *Journal of Geological Society* 173.
- Le Breton, N. y Thompson, A.B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib Mineral Petrol* 99: 226-237.
- Linares, E., Cagnoni, M.C., Do Campo, M. y Ostera, H.A., 1988. Geochronology of metamorphic and eruptive rocks of southeastern Neuquén and northwestern Río Negro Provinces, Argentine Republic. *Journal of South American Earth Sciences* 1 (1): 53-61.
- Lucassen, F., Trumbull, R., Franz, G., Creixell, C., Vásquez, P., Romer, R.,L. y Figueroa, O., 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36-41°S). *Journal of South American Earth Sciences* 17:103-119.
- Marcos, P., Gregori, D. A., Benedini, L., Barros, M., Strazzere, L. y Pavón Pivetta, C., 2018. Pennsylvanian glacial marine sedimentation in the Cushamen Formation, western North Patagonian Massif. *Geoscience Frontiers* 9: 485-504.
- Martínez, J. C., Dristas, J .A. y Massonne, H. J., 2012. Palaeozoic accretion of the microcontinent Chilenia, North Patagonian Andes: high-pressure metamorphism and subsequent thermal relaxation. *International Geology Review* 54 (4): 472-490.
- Nulló, F. E., 1979. Descripción geológica de la hoja 39c, Paso Flores, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 167: 1-70. 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.
- Passchier, C. W. y Trouw, R. A. J., 2005. 2nd Revised and enlarged Edition. Springer/Verlag Berlin. 1-366.
- Pinotti, L. P., D'Eramo, F. J., Demartis, M., Coniglio, J. E. y Tubía Martínez, J. M., 2010. Estructuras magmáticas en granitos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67 (4): 562-572.
- Proserpio, C., 1978. Descripción Geológica de Hoja 42d, Gastre, Provincia del Chubut (1:200000). Ministerio de Economía, Secretaría del Estado de Minería, SGN Boletín 159: 1-75, Buenos Aires.
- Ramos. V. A., García Morabito, E., Hervé, F. y Fanning, C.M., 2010. Grenville-age sources in Cuesta de Rahue, Northern Patagonia: Constrains from U/Pb SHRIMP ages from detrital zircons. En: *Geosur. Bolletino di Geofisica* 51: 42-45.
- Ramos, V. A., Folguera, A. y García Morabito, E., 2011a. Las provincias geológicas del Neuquén. En: Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, 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., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 335-338.

- Ramsay, J. G., 1977. Plegamiento y fracturación de las rocas. H. Blume Ediciones, Madrid, 590p.
- Ravazzoli, I. A. y Sesana, F. L., 1977. Descripción geológica de la hoja 41c, Rio Chico, Provincia de Rio Negro. Servicio Geológico Nacional.
- Sawyer, E., 2008. Atlas of Migmatites. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9. NRC Research Press: 1-371. Ottawa, Ontario, Canada.
- Serra-Varela, S., Giacosa, R., González, P. D., Heredia, N., Martín-González, F. y Pedreira, D., 2016. Geología y geocronología del basamento paleozoico de los Andes Norpatagónicos en el área de San Martín de los Andes. 9° Congreso Geológico de España, Geo-Temas 16: 431-434.
- Siivola, J y Schmid, R., 2007. List of mineral abbreviations. Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences. 93-110.
- Stein, E. y Stowell, H. H., 2005. The significance of plagioclase-dominant coronas on garnet, Wenatchee Block, Northern Cascades, Washington, U.S.A. The Canadian Mineralogist 43: 367-385.
- Turner, J. C., 1965. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias, provincia de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20 (2): 153-184.
- Twiss, R. J. y Moores, E. M., 2006. Structural Geology. W. H. Freeman, Second Edition, 736 p.
- Varela, R., Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Gomez, V., 1991. Estructura, petrología y geocronología del basamento de la región del Limay, Provincias de Rio Negro y Neuquén, Argentina. Revista Geológica de Chile, Vol. 18, N°2, p: 147-163.
- Varela, R., Basei, M. A. S, Cingolani, C. A., Siga Jr, O. y Passarelli, C. R., 2005. El basamento cristalino de los Andes Norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. Revista Geológica de Chile, Vol. 32, N° 2, p: 167-187.
- Vattuone de Ponti, M. E., 1990. Paragénesis mineral del metamorfismo del área de Aluminé, Cordillera Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45 (1-2):107-119.
- Volkheimer, W., 1964. Estratigrafía de la zona extrandina del Departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 19 (2): 85-107.
- Weinberg, R. F. y Hasalová, P., 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. Lithos 212-215: 158-188.