

**TESIS DOCTORAL  
2016**

***CARACTERIZACIÓN METAMÓRFICO-ESTRUCTURAL DEL  
BASAMENTO DE BAJO GRADO ENTRE NAHUEL NIYEU Y  
AGUADA CECILIO, MACIZO NORPATAGÓNICO, RÍO NEGRO***



**Lic. Gerson Alan Greco**

**Director: Dr. Pablo Diego González  
Codirectora: Dra. Ana María Sato**

***a Sol y Marco.....***

## **AGRADECIMIENTOS**

*A mi compañera de hace tiempo Marisol, a mi hijo Marco y a mi familia por saber entender mi locura geológica.*

*A Pablo González y Ana Sato, entre tantas cosas, por darme la posibilidad de realizar este proyecto, por su apoyo y docencia al transmitirme sus conocimientos.*

*A mi viejo compañero de campo y de trabajo Santiago González.*

*A Eduardo Llambías, Ricardo Varela y Maximiliano Naipauer por las salidas de campo.*

*A Juan Spacapan y Pablo Díaz por acompañarme en algunas de las salidas de campo.*

*A Ricardo Flores, Guillermo Cechi, Domingo Sacco, Malena Araya, Guillermo Robledo y su mamá Mirta, a la Familia Ardens, Nino Tardugno, Hugo Piris y toda la gente de Aguada Cecilio, Nahuel Niyeu y Valcheta, por su amabilidad y hospitalidad, y por permitir el acceso a sus propiedades para poder realizar los trabajos de campo.*

*A mis compañeros del Centro de Investigaciones Geológicas y del Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología. Especialmente a Samanta por colaborar en esta última etapa.*

*Al profesor Miguel Basei y familia por su hospitalidad y amabilidad durante mi estadía en San Pablo trabajando en el Centro de Pesquisas Geocronológicas (USP). También al profesor Colombo Tassinari y a todo el personal de esta institución, especialmente a Walter Sproesser, Ivone y Helen Sonoki y Solange de Souza por el apoyo en las tareas de laboratorio que realicé.*

*A la Dra. Graciela Vujovich y a los Dres. Carlos Cingolani y Roberto Martino por sus sugerencias en la evaluación de esta tesis, las cuales contribuyeron a mejorar la misma.*

*A mis amigos de siempre...*

*Esta tesis se desarrolló con la ayuda económica del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas a través del programa de Becas Doctorales Tipo I y II. Los trabajos de campo y laboratorio fueron solventados por los proyectos PIP-CONICET 0119 y 0324, UNLP 11/N 653 y 11/N 528, y UNRN 40-A-125.*

## RESUMEN

La Formación Nahuel Niyeu de bajo grado metamórfico es una unidad geológica esencialmente metasedimentaria, con extensos afloramientos entre las localidades rionegrinas de Nahuel Niyeu, Valcheta y Aguada Cecilio. La misma corresponde a una de las unidades de basamento del Paleozoico temprano del noreste del Macizo Norpatagónico. Los estudios previos realizados en esta formación incluyen mayormente aspectos parciales tales como mapeos geológicos-estructurales locales, estudios de circones detríticos y caracterizaciones isotópicas en áreas restringidas. Debido a ello, se percibía una carencia de estudios integrales que permitan comprender el ambiente de formación y la evolución tectonometamórfica de sus protolitos, y realizar comparaciones con otras unidades de basamento del Macizo Norpatagónico. Estas circunstancias motivaron el desarrollo de la presente tesis doctoral, que está focalizada en mapeos geológicos de detalle en localidades estratégicas, análisis metamórfico y estructural, y estudios geocronológicos y geoquímicos, de la Formación Nahuel Niyeu, entre Nahuel Niyeu y Aguada Cecilio ( $40^{\circ}30'S$ - $40^{\circ}54'S$  y  $65^{\circ}45'O$ - $66^{\circ}30'O$ ). Los objetivos de esta tesis son la caracterización geológica integral de esta unidad, y la obtención de datos que contribuyan a una mejor comprensión de los procesos geológicos ocurridos y ambientes tectónicos imperantes durante el Paleozoico en el basamento del norte de la Patagonia.

La secuencia metasedimentaria de la Formación Nahuel Niyeu está compuesta esencialmente de metagrauvacas y filitas con algunas intercalaciones menores de metaconglomerados, metaarenitas y metatobas, las cuales pueden ser agrupadas en tres litofacies de acuerdo a su litología y color. Esta secuencia metasedimentaria contiene intercalaciones de rocas metaígneas ultramáficas a félsicas, las cuales cristalizaron como un flujo de lava subácueo y filones capa subvolcánicos. Datos U-Pb LA-MC-ICP-MS en circones detríticos de las metasedimentitas indican una edad máxima de sedimentación de entre 516,6 y 515 Ma para los protolitos de las tres litofacies descriptas. Estas edades junto a una edad U-Pb SHRIMP de cristalización magmática en circones de  $513,6 \pm 3,3$  Ma de uno de los filones capa ajustan la edad de sedimentación de los protolitos silicoclásticos entre 516,6-515 y 513,6 Ma (Época 2 del Cámbrico). Los protolitos silicoclásticos son textural y composicionalmente inmaduros, característica que indica que habrían derivado de rocas fuente proximales. El análisis de las características sedimentarias relícticas como textura y mineralogía detrítica en las metasedimentitas, sumado a las características y edades de los circones detríticos, sugieren que las fuentes proximales de detritos más probables fueron: 1) rocas ígneas de  $< 520$  Ma (arco magmático activo), 2) rocas ígneas de  $\sim 555$ -520 Ma y 3) rocas metasedimentarias de alto y bajo grado metamórfico con edades máximas de depositación cercanos a los  $\sim 560$ -550 Ma y posible metamorfismo a  $\sim 540$ -530 Ma (para las fuentes de alto grado). Los protolitos sedimentarios e ígneos de la Formación Nahuel Niyeu se habrían formado en una cuenca de margen continental asociada a un arco magmático activo durante la Época 2 del Cámbrico.



Dos eventos tectónicos principales, cada uno acompañado por un metamorfismo regional, afectaron a los protolitos de la Formación Nahuel Niyeu. El primero de estos eventos ( $D_1$ - $D_2$ ) ocurrió entre los 513,6 y *ca.* 470 Ma y estuvo asociado a un metamorfismo regional  $M_1$  que alcanzó condiciones de facies esquistos verdes, zona biotita. Las condiciones P-T del clímax del metamorfismo  $M_1$  fueron estimadas en 0,22 a 0,31 GPa y 363 a 372 °C. El segundo evento tectónico ( $D_3$ ) fue acompañado por un metamorfismo regional  $M_2$  en facies esquistos verdes, zona clorita. Este evento  $D_3$ - $M_2$  tuvo lugar probablemente en el Pérmico tardío (~260 Ma). Ambos eventos tectónicos,  $D_1$ - $D_2$  y  $D_3$ , están asociados a una misma dirección de compresión ~NNE-SSO, la cual generó una fábrica de rumbo ONO-ESE compuesta por una sucesión de pliegues con ejes y rumbos paralelos. Estructuras  $D_4$  resultantes de una compresión NO-SE se superponen a la fábrica  $D_1$ - $D_2$  y  $D_3$ , modificando el rumbo original ONO-ESE a otro NE-SO sólo en los afloramientos entre el arroyo Valcheta y la localidad de Nahuel Niyeu. Las estructuras  $D_4$  tienen una edad posterior a los ~260 Ma, pudiendo ser del Pérmico más tardío o aún más jóvenes. Pliegues locales de rumbo NO-SE a NNO-SSE son más jóvenes que las estructuras  $D_4$  y representan la etapa final de deformación de la Formación Nahuel Niyeu.

Desde la perspectiva regional del Macizo Norpatagónico, las formaciones Nahuel Niyeu y El Jagüelito de bajo grado, y el Complejo Mina Gonzalito de alto grado, presentan protolitos sedimentarios e ígneos comparables y se habrían formado en una cuenca de margen continental asociada a un arco magmático activo, durante la Época 2 del Cámbrico. Las tres unidades registran un primer evento tectónico equivalente, asociado a metamorfismo regional. Sin embargo, los procesos tectónicos y metamórficos habrían ocurrido en forma diacrónica, acotándose su edad en el intervalo entre Época 2 del Cámbrico y Ordovícico Temprano para las unidades de bajo grado, y en el Ordovícico Temprano para las rocas de alto grado. El evento tectónico del Pérmico tardío identificado en la Formación Nahuel Niyeu es comparable con estructuras que afectan al Complejo Mina Gonzalito y a la Formación El Jagüelito. Algunas edades de reseteo isotópico en granitoides son similares al tiempo propuesto para el evento tectónico  $D_3$  y su metamorfismo regional  $M_2$  asociado, registrado en la Formación Nahuel Niyeu.

En el contexto regional, las formaciones Nahuel Niyeu y El Jagüelito y el Complejo Mina Gonzalito muestran una evolución Cámbrico-Ordovícica comparable y relacionada al Orógeno Terra Australis desarrollado a lo largo de todo el margen sur de Gondwana. Esta evolución es también contemporánea con la etapa tardía de la orogenia Pampeana y temprana de la orogenia Famatiniana del centro de Argentina. El evento tectónico del Pérmico tardío acompañado de metamorfismo regional que se registra en la formación Nahuel Niyeu representa la orogenia Gondwánica dentro del mismo Orógeno Terra Australis. La orientación y dirección de compresión de las estructuras de deformación  $D_4$  no son comparables con aquellas de las estructuras típicas de la orogenia Gondwánica en la comarca. Esto, sumado a la posible edad más joven que ~260 Ma para las estructuras  $D_4$  ponen en duda su relación con dicha orogenia.

## ABSTRACT

The Nahuel Niyeu Formation with low-grade metamorphism is a mainly metasedimentary unit cropping out extensively between the localities of Nahuel Niyeu, Valcheta and Aguada Cecilio in the Rio Negro Province. It is one of the early Paleozoic basement rock units in the northeastern North Patagonian Massif. Previous studies on this geological unit mainly include partial aspects such as local geological and structural mapping, detrital zircon and isotopic studies in restricted areas. For this reason, it was noted the lack of comprehensive studies allowing an understanding of the geological environment of deposition, the tectonometamorphic evolution of the protoliths, and comparison with other basement units in the North Patagonian Massif. These circumstances led to the execution of this thesis, which is focused on detailed geological mapping in strategic areas, metamorphic and structural analysis, and geochronological and geochemical studies of the Nahuel Niyeu Formation between Nahuel Niyeu and Aguada Cecilio (40°30'S-40°54'S and 65°45'O-66°30'O). The objectives of this thesis are the comprehensive geological characterization of this unit, and acquisition of data contributing to a better understanding of the geological processes occurring and tectonic environments prevailing during the Paleozoic in the basement of northern Patagonia.

The metasedimentary sequence of the Nahuel Niyeu Formation is essentially composed of metagreywackes and phyllites, with minor granule metaconglomerates, metaarenites and metatuffs, which can be grouped into three lithofacies, according to lithology and color. This metasedimentary sequence of the Nahuel Niyeu Formation contains intercalations of ultramafic to felsic metaigneous rocks, which crystallized as a subaqueous lava flow and subvolcanic sills. LA-MC-ICP-MS U-Pb detrital zircon data of the metasedimentary rocks indicate maximum depositional ages between 516.6 y 515 Ma for the protoliths of the three lithofacies. These ages together with a SHRIMP-U-Pb magmatic crystallization age of  $513.6 \pm 3.3$  Ma obtained from a sill constrain the depositional age of the siliciclastic protoliths between 516.6-515 and 513.6 Ma (Cambrian Epoch 2). The siliciclastic protoliths are texturally and compositionally immature, indicating derivation from proximal sources. The analysis of relict sedimentary features such as detrital texture and mineralogy in the metasedimentary rocks, added to the ages and characteristics of detrital zircons, suggest that the most probable source rocks are: 1) <520 Ma igneous rocks (active magmatic arc), 2) ~555-520 Ma igneous rocks and 3) low- and high-grade metasedimentary rocks with maximum depositional ages around ~560-550 Ma and possible metamorphism around ~540-530 Ma (in the high-grade rocks). The sedimentary and igneous protoliths of the Nahuel Niyeu Formation would have been formed in a continental margin basin associated with an active magmatic arc during the Cambrian Epoch 2.

Two main tectonic events, each one accompanied by a regional metamorphism, affected the protoliths of the Nahuel Niyeu Formation. The first event ( $D_1$ - $D_2$ ) occurred between 513.6 and *ca.* 470 Ma and was associated with a  $M_1$  regional metamorphism that reached greenschist facies, biotite zone conditions. Climax P-T conditions of the  $M_1$  metamorphism are estimated in 0.22 to 0.31 GPa and 363 to

372 °C. The second tectonic event ( $D_3$ ) was accompanied by a greenschist facies, chlorite zone  $M_2$  regional metamorphism. This  $D_3$ - $M_2$  event took place probably in the late Permian (~260 Ma). Both tectonic events,  $D_1$ - $D_2$  and  $D_3$ , are associated with a similar ~NNE-SSO direction of compression, which generated a WNW-ESE fabric composed of a fold succession with parallel axes and trends.  $D_4$  structures resulting from a NW-SE compression overprinting the  $D_1$ - $D_2$  and  $D_3$  fabrics change their WNW-ESE original trend to NE-SW only in the outcrops between Nahuel Niyeu town and Valcheta creek.  $D_4$  structures have a post ~260 Ma age, which may involve the latest Permian or a younger period. NW-SE to NNW-SSE trending folds are younger than the  $D_4$  structures and represent the final stage of deformation in the Nahuel Niyeu Formation.

From the regional perspective of the North Patagonian Massif, the low-grade Nahuel Niyeu and El Jagüelito formations and the high-grade Mina Gonzalito Complex have comparable sedimentary and igneous protoliths and would have been formed in a continental margin basin associated with active magmaticarc during the Cambrian Epoch 2. The three units record an equivalent first tectonic event associated with regional metamorphism. However, the tectonic and metamorphic processes could have occurred diachronically, since age constraints suggest the interval between Cambrian Epoch 2 and Early Ordovician for the low-grade units, and the Early Ordovician for the high-grade unit. The late Permian tectonic event identified in the Nahuel Niyeu Formation is comparable to structures affecting the Mina Gonzalito Complex and the El Jagüelito Formation. Resetting ages from granitoids are similar to the proposed age of the  $D_3$  tectonic event and its associated  $M_2$  regional metamorphism, recorded in the Nahuel Niyeu Formation.

In the regional context, the Nahuel Niyeu and El Jagüelito formations and Mina Gonzalito Complex show a comparable Cambrian-Ordovician evolution related to the Terra Australis Orogen developed all along the southern Gondwana margin. This evolution is also coeval with the late stage of the Pampean orogeny and early stage of the Famatinian orogeny of Central Argentina. The late Permian tectonic event accompanied by regional metamorphism and recorded in the Nahuel Niyeu Formation represents the Gondwanide orogeny within the same Terra Australis Orogen. The orientation and direction of compression of the  $D_4$  structures are not comparable to those of the typical structures of the Gondwanide orogeny in the area. This combined with the possible age younger than ~260 Ma of the  $D_4$  structures cast doubt on its relationship with the Gondwanide orogeny.

# ÍNDICE

<b>CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1-5</b>
1.1. OBJETIVOS.....	3
1.2. ÁREA DE ESTUDIO.....	4
1.3. HIPÓTESIS.....	5
<b>CAPÍTULO 2. METODOLOGÍA DE TRABAJO.....</b>	<b>6-8</b>
2.1. TAREAS DE GABINETE PREVIAS A LAS TAREAS DE CAMPO.....	6
2.1.1. Recopilación de antecedentes bibliográficos y cartográficos.....	6
2.1.2. Confección de cartografía de base.....	6
2.2. TAREAS DE CAMPO.....	7
2.3. TAREAS DE LABORATORIO Y GABINETE POSTERIORES A LAS TAREAS DE CAMPO.....	7
2.3.1. Cartografía geológica.....	7
2.3.2. Análisis petrográfico.....	7
2.3.3. Análisis geocronológicos.....	8
2.3.4. Análisis geoquímicos.....	8
2.3.5. Análisis de las condiciones de presión y temperatura alcanzadas durante el metamorfismo.....	8
<b>CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....</b>	<b>9-12</b>
<b>CAPÍTULO 4. LITOLOGÍA, ESTRUCTURA Y METAMORFISMO DE LA FORMACIÓN NAHUEL NIYEU.....</b>	<b>13-68</b>
4.1. ÁREA AGUADA CECILIO.....	13
4.1.1. Litología.....	13
4.1.2. Estructura.....	19
4.1.2.1. Estructuras D <sub>1</sub> -D <sub>2</sub> .....	19
4.1.2.2. Estructuras D <sub>3</sub> .....	22
4.1.2.3. Estructuras D <sub>4</sub> y D <sub>5</sub> .....	22
4.1.3. Microfábrica y metamorfismo.....	22
4.1.3.1. Rocas metasedimentarias.....	22
4.1.3.2. Esquistos verdes y metagrabos/dioritas.....	31
4.1.3.3. Metaperidotitas.....	33
4.1.3.4. Metagranitoides.....	33
4.1.3.5. Metaandesita.....	35
4.1.4. Diques de microgranodiorita post D <sub>2</sub> -pre D <sub>3</sub> .....	35

<b>4.2. ÁREA DEL ARROYO PAJALTA.....</b>	<b>37</b>
4.2.1. Litología.....	37
4.2.2. Estructura.....	37
4.2.2.1. Estructuras D <sub>1</sub> -D <sub>2</sub> .....	38
4.2.2.2. Estructuras D <sub>3</sub> .....	38
4.2.2.3. Estructuras D <sub>4</sub> .....	42
4.2.2.4. Estructuras D <sub>5</sub> .....	45
4.2.3. Microfábrica y metamorfismo.....	46
4.2.3.1. Rocas metasedimentarias.....	46
4.2.3.2. Metagrabos/dioritas.....	51
<b>4.3. ÁREA DEL ARROYO VALCHETA.....</b>	<b>51</b>
4.3.1. Litología.....	51
4.3.2. Estructura.....	52
4.3.2.1. Estructuras D <sub>1</sub> -D <sub>2</sub> .....	52
4.3.2.2. Estructuras D <sub>3</sub> .....	54
4.3.2.3. Estructuras D <sub>4</sub> .....	56
4.3.2.4. Estructuras D <sub>5</sub> .....	57
4.3.3. Microfábrica y metamorfismo.....	57
4.3.3.1. Rocas metasedimentarias.....	57
4.3.3.2. Esquistos verdes.....	59
<b>4.4. ÁREA RUTA NACIONAL 23.....</b>	<b>61</b>
4.4.1. Intrusión de granitos del Complejo Plutónico Punta Sierra.....	61
4.4.2. Intrusión de la tonalita del Complejo Plutónico Navarrete.....	65
 <b>CAPÍTULO 5. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL DE LA FORMACIÓN NAHUEL NIYEU.....</b>	 <b>69-73</b>
5.1. PREPARACIÓN DE LAS MUESTRAS Y MÉTODO ANALÍTICO.....	69
5.2. RESULTADOS ROCAS METAÍGNEAS.....	69
5.3. RESULTADOS ROCAS METASEDIMENTARIAS.....	71
 <b>CAPÍTULO 6. DETERMINACIÓN DE LAS CONDICIONES P-T DEL METAMORFISMO REGIONAL (M<sub>1</sub>) .....</b>	 <b>74-77</b>
6.1. METODOLOGÍA.....	74
6.2. MUESTRAS MODELADAS.....	75
6.3. RESULTADOS.....	75

**CAPÍTULO 7. GEOCRONOLOGÍA U-Pb EN CIRCONES DE LA FORMACIÓN NAHUEL NIYEU..... 78-107**

<b>7.1. METODOLOGÍA.....</b>	<b>78</b>
7.1.1. Separación de los circones.....	78
7.1.2. Método U-Pb SHRIMP.....	79
7.1.3. Método U-Pb LA-MC-ICP-MS.....	79
<b>7.2. MUESTRAS ANALIZADAS.....</b>	<b>80</b>
<b>7.3. RESULTADOS.....</b>	<b>82</b>
7.3.1. Resultados U-Pb SHRIMP de la roca metaígneas.....	82
7.3.2. Circones detríticos de las rocas metasedimentarias.....	83
7.3.2.1. Morfología de los circones detríticos.....	83
7.3.2.2. Resultados U-Pb LA-MC-ICP-MS.....	85
<b>APÉNDICE.....</b>	<b>94</b>
Tabla A.1.....	95
Tabla A.2.....	96
Tabla A.3.....	100
Tabla A.4.....	104

**CAPÍTULO 8. DISCUSIÓN..... 108-132**

<b>8.1. RELACIÓN Y EDAD DE LOS PROTOLITOS ÍGNEOS Y SEDIMENTARIOS DE LA FORMACIÓN NAHUEL NIYEU.....</b>	<b>108</b>
<b>8.2. MADUREZ DE LOS PROTOLITOS SILICOCLASTICOS DE LA FORMACIÓN NAHUEL NIYEU Y SUS ROCAS FUENTE.....</b>	<b>112</b>
<b>8.3. AMBIENTE TECTÓNICO DE LOS PROTOLITOS DE LA FORMACIÓN NAHUEL NIYEU.....</b>	<b>116</b>
<b>8.4. SÍNTESIS DE LAS ETAPAS DE DEFORMACIÓN Y METAMORFISMO DE LA FORMACIÓN NAHUEL NIYEU.....</b>	<b>118</b>
8.4.1. Evento tectónico ( $D_1$ - $D_2$ ) y metamorfismo regional asociado ( $M_1$ ) del Paleozoico temprano.....	119
8.4.2. Evento tectónico ( $D_3$ ) y metamorfismo regional asociado ( $M_2$ ) del Paleozoico tardío.....	121
8.4.3. Etapas finales de deformación.....	123
8.4.3.1. Estructuras de deformación $D_4$ .....	123
8.4.3.2. Estructuras de deformación $D_5$ .....	124
<b>8.5. COMPARACIÓN ENTRE LA FORMACIÓN NAHUEL NIYEU Y LAS UNIDADES METAMÓRFICAS DEL NORESTE DEL MACIZO NORPATAGÓNICO.....</b>	<b>125</b>
8.5.1. Rocas metasedimentarias e ígneas preorogénicas.....	125
8.5.2. Deformación, metamorfismo y magmatismo del Paleozoico temprano.....	128
8.5.3. Deformación y metamorfismo del Paleozoico tardío.....	130

8.6. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DURANTE EL PALEOZOICO DE LAS ROCAS DE BASAMENTO DEL MACIZO NORPATAGÓNICO.....	131
CAPÍTULO 9. CONCLUSIONES.....	133-135
BIBLIOGRAFÍA.....	136-144

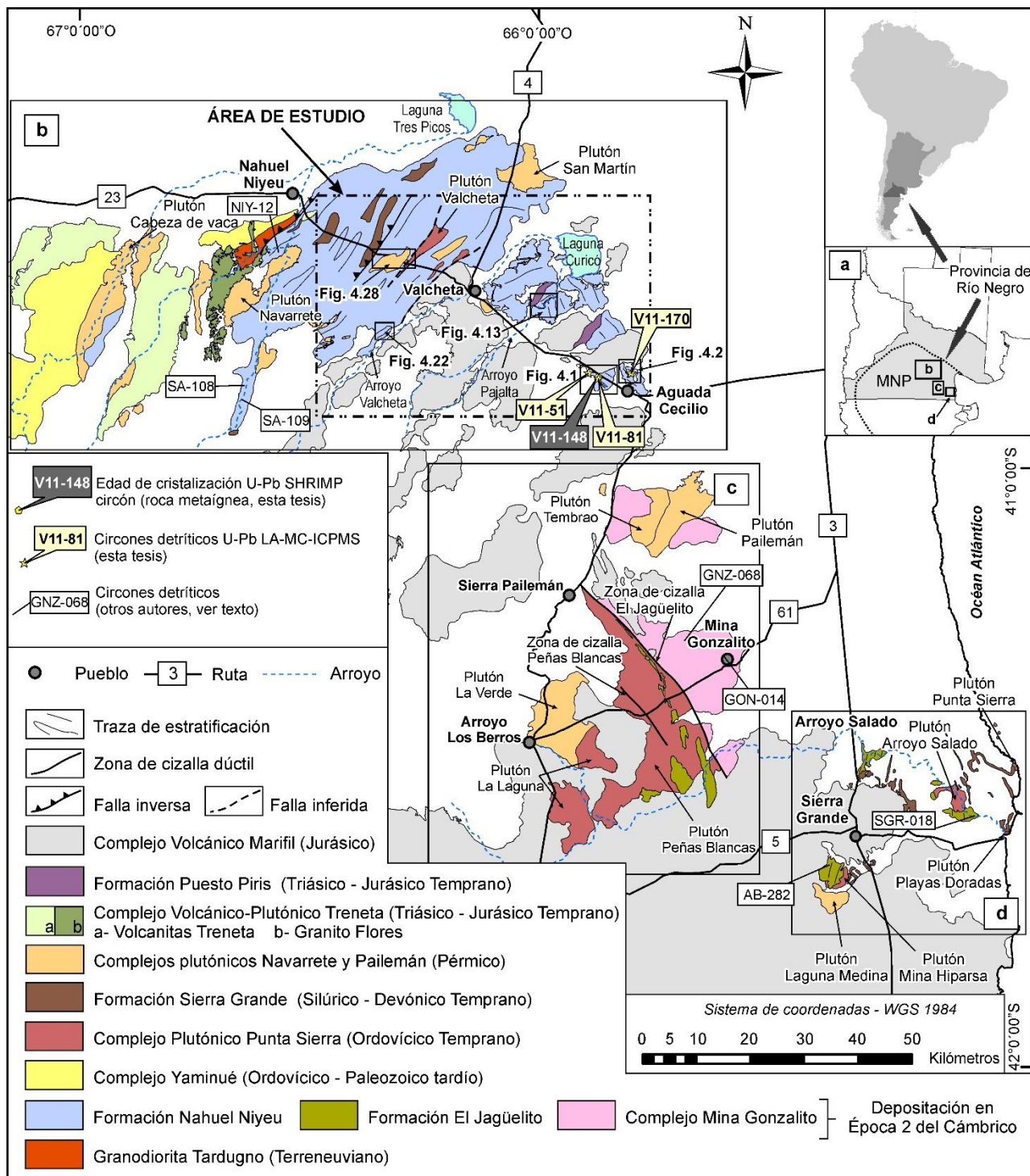
## CAPÍTULO 1

### INTRODUCCIÓN

El basamento del Paleozoico temprano en el noreste del Macizo Norpatagónico ([Fig. 1.1a-d](#)) está compuesto por rocas metamórficas de bajo grado, como las formaciones Nahuel Niyeu ([Caminos, 1983](#)) y El Jagüelito ([Ramos, 1975](#); [Giacosa, 1987](#)), rocas metamórficas de alto grado, como los complejos Mina Gonzalito ([Ramos, 1975](#); [Giacosa, 1987](#)) y Yaminué ([Caminos, 1983](#)), y granitoides deformados y no deformados, como la Granodiorita Tardugno ([Caminos, 1983](#)) y el Complejo Plutónico Punta Sierra ([Núñez, 1975](#); [Busteros et al., 1998](#)). Información estratigráfica, paleontológica, estructural, metamórfica y geocronológica sugieren edades máximas de depositación principalmente en el Cámbrico para los protolitos sedimentarios de las rocas de alto y bajo grado, un evento principal tectonometamórfico en el Ordovícico, y plutonismo Cámbrico-Ordovícico ([Giacosa, 1994a, b, 1997, 1999, 2001](#); [Chernicoff y Caminos, 1996a, b](#); [Varela et al., 1998, 2008, 2011, 2014](#); [González et al., 2002, 2008a, b, c, 2010a, b, 2011a, b, c, 2013a, b, 2014](#); [von Gosen, 2002, 2003](#); [Pankhurst et al., 2006, 2014](#); [López de Luchi et al., 2008](#); [Gozalvez, 2009a, b](#); [Naipauer et al., 2010](#); [Rapalini et al., 2013](#); [García et al., 2014a, b](#)). Algunas de estas unidades de basamento están cubiertas en no concordancia por sedimentitas fosilíferas de edad Silúrico-Devónico de la Formación Sierra Grande ([Harrington, 1962](#)). Toda esta zona del Macizo Norpatagónico está afectada por tectonismo y magmatismo del Paleozoico tardío.

El intervalo Cámbrico-Ordovícico involucrado en la evolución del basamento es equivalente a la transición entre el ciclo orogénico Pampeano (Neoproterozoico-Cámbrico Temprano) y Famatiniano (Cámbrico Medio-Devónico) ([Aceñolaza y Toselli, 1976](#); [Aceñolaza y Miller, 1982](#)), los cuales se hallan bien representados en la región al norte de la Patagonia, como en las Sierras Pampeanas y el Bloque del Chadileuvú. Sin embargo, la continuidad sur de los orógenos Pampeano y Famatiniano dentro de Patagonia es aún tema de intensa discusión, debido a la posibilidad de aloctonía de la Patagonia respecto al margen sudamericano de Gondwana (p.ej. [Ramos, 1984, 2008](#); [Pankhurst et al., 2003, 2006](#); [Gregori et al., 2008](#); [López de Luchi et al., 2010](#); [Rapalini et al., 2010](#)). La fauna de arqueociátidos afines con la provincia paleobiogeográfica Australia-Antártida, encontrada en bloques de caliza en un metaconglomerado de la Formación El Jagüelito, sumada a criterios litológicos y geocronológicos, apoya una conexión Antártica y una relación con la orogenia Ross de los Montes Transantárticos ([González et al., 2010a, b, 2011b, c](#); [Naipauer et al., 2010](#); [Ramos y Naipauer, 2012, 2014](#)). A su vez, otras líneas de investigación sugieren que los orógenos Pampeano y Famatiniano del Noroeste Argentino y las Sierras Pampeanas podrían continuarse hacia el sur en la Patagonia ([Varela et al., 1991](#); [Dalla Salda et al., 1992](#); [Pankhurst et al., 2003, 2006, 2014](#); [Martínez Dopico et al., 2011](#); [Rapalini et al., 2013](#)).





**Figura 1.1.** Geología de la parte noreste del Macizo Norpatagónico, basada en los mapas geológicos de Caminos (2001) y Busteros et al. (1998), y las investigaciones durante el desarrollo de la presente tesis doctoral. Las edades de las unidades mapeadas están basadas en los antecedentes bibliográficos citados en el Capítulo 3 (marco geológico regional). Particularmente la edad Época 2 del Cámbrico de las formaciones Nahuel Niyeu, El Jagüelito y el Complejo Mina Gonzalito corresponde al tiempo de deposición de sus protolitos sedimentarios y está basada en la discusión realizada en el Capítulo 8 de los antecedentes bibliográficos y los resultados de esta tesis. (a) Ubicación regional del macizo Norpatagónico (MNP, línea punteada) en el contexto de Sudamérica y Argentina y sus principales áreas donde afloran rocas de basamento. (b-d) Mapa geológico regional simplificado de las áreas de Nahuel Niyeu-Aguada Cecilio (b), Mina Gonzalito-Sierra Pailemán (c), y Sierra Grande-Arroyo Salado (d). La figura 1b muestra la ubicación del área de estudio y de las figuras 4.1, 4.2, 4.13, 4.22 y 4.28. También presenta la ubicación de tres muestras de metasedimentitas en las que se analizaron sus circones detríticos y de una muestra de roca metaígne en la que se analizaron sus circones magmáticos, en esta tesis. Las figuras 1b-d presentan la ubicación de muestras de rocas metasedimentarias en las que fueron analizados sus circones detríticos por otros autores.

La Formación Nahuel Niyeu es una unidad principalmente metasedimentaria con grandes afloramientos entre las localidades de Nahuel Niyeu, Valcheta y Aguada Cecilio ([Fig. 1.1b](#)). En el área de Nahuel Niyeu a Valcheta, esta unidad fue mapeada y estructuralmente analizada por [Caminos \(1983, 2001\)](#), [Chernicoff y Caminos \(1996a\)](#) y [von Gosen \(2003\)](#) y cuenta con datos de circones detríticos publicados por [Pankhurst et al. \(2006\)](#) y [Rapalini et al. \(2013\)](#) y datos Sm-Nd aportados por [Martínez Dopico et al. \(2011\)](#). Otros sectores estudiados fueron los afloramientos de los alrededores de Aguada Cecilio, donde la secuencia metasedimentaria muestra intercalaciones de rocas metamáficas ([Giacosa, 1994a, b, 1997, 1999; Martínez et al., 2001](#)).

Si bien la Formación Nahuel Niyeu fue analizada en distintos aspectos, carece de estudios integrales que permitan, por un lado comprender el ambiente de formación y evolución tectonometamórfica de sus protolitos, y por otro compararla con otras rocas de basamento del Macizo Norpatagónico. Frente a esta situación, la presente tesis doctoral está focalizada en el mapeo geológico, análisis metamórfico y estructural, y estudios geocronológicos y geoquímicos, de la Formación Nahuel Niyeu. La importancia de este estudio radica no sólo en caracterizar geológicamente esta unidad, sino también en aportar datos que permitan una mejor comprensión de los procesos geológicos vinculados a las rocas de basamento del norte de la Patagonia.

La escala de tiempo geológico usada en este manuscrito es la GSA Geologic Time Scale v4.0, la cual está fundamentalmente basada en [Gradstein et al. \(2012\)](#). La correspondencia aproximada con la división tradicional del Período Cámbrico en Temprano (Terreneuviense y Época 2), Medio (Época 3) y Tardío (Furongiense) está basada en [Babcock y Peng \(2007\)](#) y [Peng et al. \(2012\)](#).

### 1.1. OBJETIVOS

El objetivo general de la tesis es contribuir al conocimiento de la evolución geológica Paleozoica del Macizo Norpatagónico. Los datos obtenidos en esta tesis constituirán a su vez, aportes concretos para la discusión a largo plazo acerca del origen y posible autoctonía o aloctonía de la Patagonia.

Los objetivos específicos de la tesis aplicados al estudio de la Formación Nahuel Niyeu son:

- \*Confeccionar cartografía geológica-estructural de detalle en sectores complejos de la Formación Nahuel Niyeu.

- \*Caracterizar en forma cualitativa el metamorfismo regional mediante análisis mineralógico-texturales, y determinar su variación local y regional.

- \*Caracterizar la estructura interna de la Formación Nahuel Niyeu y relacionarla con el metamorfismo.

\*Construir pseudosecciones para estimar las condiciones de presión y temperatura del metamorfismo.

\*Obtener controles temporales de la sedimentación, metamorfismo-deformación y magmatismo aplicando la metodología U-Pb en circones.

\*Elaborar un esquema de la evolución geológica de la Formación Nahuel Niyeu y compararlo con el resto de las unidades de basamento de bajo a alto grado del Macizo Norpatagónico.

## 1.2. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio está comprendida entre las localidades de Nahuel Niyeu y Aguada Cecilio, en el sector centro-norte de la Provincia de Río Negro. Sus coordenadas geográficas límites son: 40°30'S-40°54'S y 65°45'O-66°30'O (Fig. 1.1b). Dicha área, queda ubicada en gran parte dentro de la Hoja Geológica 4166-I - Valcheta (Caminos, 2001), abarcando además, el extremo occidental de la Hoja Geológica 4166-II - San Antonio Oeste (Martínez et al., 2001), situándose de esta manera en el extremo nororiental de Macizo Norpatagónico. Dentro de esta área se seleccionaron los sectores que revisten mayor interés geológico para poder comprender cabalmente la estructura interna de las rocas de basamento y la relación geológica con otras unidades.

La región corresponde a la denominada “Estepa Patagónica”, donde el clima es continental árido con una temperatura media anual de 15°C. Para el mes de enero la temperatura media es de alrededor de 35 °C mientras que la de julio es de 3 °C. Además suelen darse temperaturas extremas de -25 °C y de 42 °C. Las precipitaciones son escasas, de unos 200 mm anuales. La vegetación dominante es el “coirón” (*Stipa speciosa*) y “neneo” (*Mulinum spinosum*), la “jarilla” (*Larrea divaricata*), “matasebo” (*Monthea aphylla*), “piquillín” (*Condalia lineata*) y el “molle” (*Schinus polygamus*). Dentro de la comarca la localidad de mayor importancia es Valcheta (Fig. 1.1b), cabecera del departamento homónimo. Cuenta con una población de 3867 habitantes, según el censo del 2010, y se accede a la misma por la Ruta Nacional 23 y por la Ruta Provincial 4. Como rasgo topográfico más destacado, se distingue el extremo norte de la Meseta de Somuncurá y a un nivel topográfico inferior lomadas bajas de formas redondeadas. Los principales cursos de agua nacen en la Meseta de Somuncurá y escurren hacia el norte y noreste hacia las zonas de bajos. El principal arroyo es el Valcheta, el cual provee de agua a la localidad homónima y a las chacras que se ubican sobre su planicie de inundación. También se destacan los arroyos Pajalta, Salado, Treneta y Nahuel Niyeu, los cuales tienen un régimen efímero y se alimentan de las precipitaciones.

### 1.3. HIPÓTESIS

Los estudios geológicos y geocronológicos realizados por nuestro grupo de trabajo en los últimos años en otras unidades de basamento del Macizo Norpatagónico, y las investigaciones previas llevadas a cabo por otros autores en la Formación Nahuel Niyeu son la base que sustenta la siguiente hipótesis de trabajo:

*“La Formación Nahuel Niyeu comparte una evolución geológica común con el resto de las unidades de basamento de bajo y alto grado metamórfico del Macizo Norpatagónico”.*

## CAPÍTULO 2

### METODOLOGÍA DE TRABAJO

El presente manuscrito es el producto final del desarrollo de un trabajo geológico clásico, que involucró: (1) Tareas de gabinete previas a los trabajos de campo, (2) Trabajos de campo y (3) Tareas de gabinete y laboratorio posteriores a los trabajos de campo. A continuación se describen las labores realizadas durante estas etapas. El detalle de la metodología analítica referente a los análisis geoquímicos y geocronológicos, y a la construcción de pseudosecciones se detallan en sus secciones respectivas.

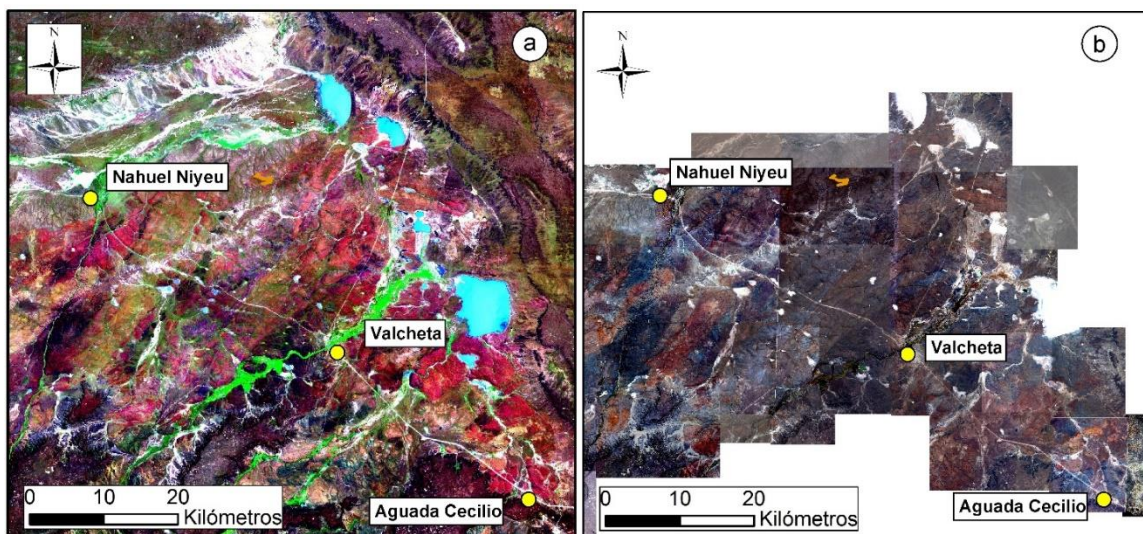
#### 2.1. TAREAS DE GABINETE PREVIAS A LAS TAREAS DE CAMPO

##### 2.1.1 Recopilación de antecedentes bibliográficos y cartográficos

Esta tarea involucró la recopilación de los antecedentes bibliográficos y cartográficos publicados e inéditos hasta la fecha de presentación de esta tesis (artículos en revistas científicas, nacionales e internacionales, libros, actas de congresos y hojas geológicas), tanto de las unidades de basamento del Paleozoico inferior como del resto de las unidades geológicas pre-cretácicas del Macizo Norpatagónico. La compilación de estos antecedentes sirvió de base para las tareas detalladas a continuación.

##### 2.1.2. Confección de cartografía de base

Como base cartográfica para la cartografía geológica realizada durante los trabajos de campo, se elaboraron mapas preliminares a diferentes escalas (1:50000, 1:25000, 1:10000 y 1:5000), en un sistema de información geográfica, a partir del análisis y fotointerpretación de imágenes satelitales Landsat 7 ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus) y de un mosaico de imágenes satelitales de alta resolución de Google Earth™ (Fig. 2.1). En base la cartografía preliminar se seleccionaron áreas claves donde estudiar en detalle la estructura interna y litología de la Formación Nahuel Niyeu y la relación de ésta con otras unidades geológicas.



**Figura 2.1.** Extracto a escala regional de las imágenes utilizadas en la confección de los mapas preliminares. **(a)** Imagen Landsat, combinación de bandas RGB 741. **(b)** Mosaico imágenes de alta resolución de Google Earth.

## **2.2. TAREAS DE CAMPO**

A lo largo del desarrollo de la tesis se realizaron un total de 70 días de trabajos de campo. Durante los sucesivos trabajos de campo se efectuó el control y la corrección de los mapas preliminares, y el muestreo de rocas de interés. Para la ubicación espacial se utilizó un equipo portátil de GPS marca Garmin, modelo GPS Map 76 CS y la toma de datos estructurales (foliaciones, lineaciones, ejes de pliegues, indicadores cinemáticos de zonas de cizalla, etc.) se realizó con una brújula estructural marca Breithaupt Kassel modelo GEKOM.

Particularmente, los mapas preliminares a escalas de 1:10000 y 1:5000 e imágenes satelitales de alta resolución se utilizaron en el campo como base para la cartografía de detalle de las áreas claves previamente seleccionadas. Además, se practicaron cortes geológicos transversales a las estructuras de interés en las rocas de la Formación Nahuel Niyeu y en sus contactos con otras unidades geológicas.

Con respecto al muestreo de las rocas, se recolectaron alrededor de 150 muestras de mano orientadas de las rocas metamórficas de la Formación Nahuel Niyeu para análisis petrográfico. Además, se realizó un muestreo volumétrico de rocas metasedimentarias y metaígneas de esta unidad para análisis geocronológicos y geoquímicos.

## **2.3. TAREAS DE LABORATORIO Y GABINETE POSTERIORES A LAS TAREAS DE CAMPO**

### **2.3.1. Cartografía Geológica**

Los mapas corregidos en el campo se digitalizaron en el sistema de información geográfica. De esta forma, se obtuvo cartografía de detalle de la Formación Nahuel Niyeu en zonas clave donde se pueden observar gráficamente las distintas litologías que componen la unidad y su estructura interna. También se confeccionaron esquemas en 3D, bosquejos y secciones geológicas digitales 2D para ilustrar las relaciones primarias entre las distintas unidades del basamento y su estructura interna. Los datos estructurales se graficaron en diagramas estereográficos para su tratamiento estadístico y mejor visualización de las estructuras.

### **2.3.2. Análisis petrográfico**

Con las muestras de mano recolectadas en el campo se confeccionaron secciones delgadas que fueron analizadas en un microscopio petrográfico marca Nikon modelo Eclipse. Sobre cada una de estas muestras se practicó un análisis de la microfábrica el cual incluyó por un lado la caracterización cualitativa del metamorfismo regional a partir de la descripción de asociaciones minerales metamórficas y del análisis de las microestructuras asociadas, y por otro lado la descripción de características relícticas de los protolitos.



El análisis petrográfico de las rocas está basado en [Passchier y Trouw \(2005\)](#), [Bucher y Grapes \(2011\)](#) y [González, P.D. \(2015\)](#).

### **2.3.3. Análisis geocronológicos**

Se analizaron mediante el método geocronológico U-Pb en circón tres muestras de rocas metasedimentarias y una metaígneas y se obtuvieron nuevos controles temporales de los protolitos que constituyen las rocas metamórficas de la Formación Nahuel Niyeu. Los análisis geocronológicos se realizaron durante una pasantía de investigación en el Centro de Pesquisas Geocronológicas, Instituto de Geociências, Universidad de San Pablo - Brasil, en colaboración con los doctores Miguel Basei y Colombo Tassinari.

### **2.3.4. Análisis geoquímicos**

Seis muestras de la Formación Nahuel Niyeu (tres rocas metasedimentarias y tres rocas metaígneas) fueron analizadas por elementos mayoritarios y traza. Los datos analíticos se utilizaron para caracterizar geoquímicamente los protolitos de estas rocas y construir pseudosecciones.

### **2.3.5. Análisis de las condiciones de presión y temperatura alcanzadas durante el metamorfismo**

Las condiciones físicas de P y T del metamorfismo de la Fm Nahuel Niyeu se obtuvieron combinando el análisis mineralógico, textural y de la microfábrica de las rocas, y los datos de las pseudosecciones modeladas con los datos geoquímicos.

### CAPÍTULO 3

## MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

En el presente capítulo se expone una base general del conocimiento geológico actual de las unidades geológicas del Paleozoico y parte del Mesozoico del noreste del Macizo Norpatagónico, poniendo énfasis en las unidades de basamento del Paleozoico temprano. Esto permite comprender las características generales de estas unidades y sus relaciones estratigráficas, las cuales servirán de base para analizar y discutir en el Capítulo 8 los resultados obtenidos de la Formación Nahuel Niyeu, y además, compararlos con el resto de las unidades de basamento del noreste del Macizo Norpatagónico.

A continuación se describen las rocas de basamento del noreste del Macizo Norpatagónico, las cuales afloran en las áreas de Nahuel Niyeu-Aguada Cecilio ([Fig. 1.1b](#)), Mina Gonzalito-Sierra Pailémán ([Fig. 1.1c](#)) y Sierra Grande-Arroyo Salado ([Fig. 1.1d](#)).

La Formación Nahuel Niyeu está compuesta por capas alternantes de filitas, pizarras, metagrauvasas cuarzo y cuarzo-feldespáticas e intercalaciones menores de rocas ígneas básicas ([Núñez, 1975; Núñez et al., 1975; Caminos, 1983, 2001; Giacosa, 1994a, b; Chernicoff y Caminos, 1996a](#)). La edad máxima de depositación de esta unidad está limitada por edades U-Pb SHRIMP en circones detríticos en *ca.* 515 y 507 Ma ([Pankhurst et al., 2006; Rapalini et al., 2013](#)). El grado metamórfico muestra un incremento general hacia el este ([Caminos y Llambías, 1984](#)). La orientación estructural de las capas plegadas y la foliación metamórfica asociada es principalmente ~NE-SO con inclinación variable hacia el NO y SE en el sur de Nahuel Niyeu, mientras que en las cercanías de Aguada Cecilio es ~NO-SE con inclinación hacia el NE ([Caminos y Llambías, 1984; Chernicoff y Caminos, 1996a; Giacosa, 1999; von Gosen, 2003](#)). En las cercanías de la localidad de Nahuel Niyeu ([Fig. 1.1b](#)), una falla inversa con transporte tectónico hacia el SE yuxtapone la Granodiorita Tardugno (edad de cristalización U-Pb SHRIMP ~520-530 Ma, [Rapalini et al., 2013; Pankhurst et al., 2014](#)) con la Formación Nahuel Niyeu ([Caminos y Llambías, 1984; Chernicoff y Caminos, 1996a; von Gosen, 2003](#)). La Formación Nahuel Niyeu está intruida por un leucogranito muscovítico, denominado Plutón Valcheta, y diques equivalentes ([Gozalvez, 2009b](#)). Estos leucogranitos, por similitudes litológicas fueron considerados como parte del Complejo Plutónico Punta Sierra del Ordovícico, el cual aflora en las áreas de Mina Gonzalito-Sierra Pailémán y Sierra Grande-Arroyo Salado ([Núñez, 1975; Busteros et al., 1998; Caminos, 2001](#)). Análisis K-Ar y Ar-Ar en muscovitas de los leucogranitos proporcionaron edades de enfriamiento en el Ordovícico-Silúrico, entre los 470 y 430 Ma ([López de Luchi et al., 2008; Gozalvez, 2009b; Rapalini et al., 2013](#)). La Formación Nahuel Niyeu también está intruida por granitoides del Complejo Plutónico Navarrete del Pérmico ([Caminos, 1983, 2001](#)), cuyos constituyentes principales son el Plutón Navarrete (edad de cristalización magmática U-Pb SHRIMP en circones de 281 Ma, [Pankhurst et al., 2006](#)), el Plutón San Martín (edad de cristalización magmática U-Pb SHRIMP en circones de ~267 Ma, [Pankhurst et al., 2006](#)) y el Plutón Cabeza de Vaca.



El Complejo Yaminué de medio a alto grado metamórfico, aflora hacia el sudoeste de Nahuel Niyeu (Fig. 1.1b) y está formado por granitoides foliados y leucogranitos, granodioritas porfíricas foliadas (Granodiorita Tardugno), y en menor proporción esquistos y paragneises, mármoles y anfibolitas (Caminos, 1983, 2001; Caminos y Llambías, 1984; Chernicoff y Caminos, 1996b). A pesar de haber sido considerado inicialmente como Precámbrico (edades Rb-Sr en roca total, Caminos et al., 1994), estudios U-Pb convencional y U-Pb SHRIMP realizados por Basei et al. (2002), Chernicoff et al. (2013), Rapalini et al. (2013) y Pankhurst et al. (2014) revelaron edades de cristalización magmática de los granitoides deformados en el Terreneuviano (Granodiorita Tardugno), Ordovícico y Pérmico. Si bien la Granodiorita Tardugno originalmente fue considerada como parte del Complejo Yaminué (Caminos, 1983, 2001; Caminos y Llambías, 1984), su edad de cristalización Terreneuviense llevó a Rapalini et al. (2013) y Pankhurst et al. (2006) a separarla de este complejo. Datos U-Pb SHRIMP en circones detríticos de un paragneis/esquisto biotítico indican una edad Pensilvaniana o más joven para la sedimentación de los protolitos silicoclásticos del complejo (Chernicoff et al., 2013). Las edades de cristalización magmática y de circones detríticos junto a las relaciones geológicas aun no del todo bien identificadas con mapeo geológico entre las rocas ortoderivadas y paraderivadas, hacen difícil el entendimiento de los procesos sedimentarios, tectonometamórficos y magmáticos del Complejo Yaminué. Granitoides del Complejo Plutónico Navarrete también intruyen al Complejo Yaminué (Fig. 1.1b, Plutón Cabeza de Vaca).

El Complejo Mina Gonzalito (Fig. 1.1c) está compuesto por una secuencia de paragneises, esquistos, mármoles, anfibolitas, ortogneises granodioríticos y granitos sintectónicos. Datos U-Pb SHRIMP y LA-ICPMS en circones detríticos (Pankhurst et al., 2006; Greco et al., 2014) muestran edades máximas de depositación de 540-535 Ma y 515 Ma, y anillos metamórficos datados a 472 Ma. Estos datos son consistentes con una edad de cristalización magmática U-Pb SHRIMP en circones de  $492 \pm 6$  Ma de un ortogneis granodiorítico (Varela et al., 2011), afectado junto con la roca de caja por una foliación penetrativa de rumbo NNO-SSE a NO-SE e inclinación hacia el ~NE (Giacosa, 1997; González et al., 2008c). La zona de cizalla frágil-dúctil El Jagüelito (Fig. 1.1c; Ramos, 1975; Ramos y Cortés, 1984; Giacosa, 1993, 1994a, b, 1997, 2001) yuxtapone el Complejo Mina Gonzalito con el Plutón Peñas Blancas (Fig. 1.1c; Giacosa, 1997). Este plutón, junto al Plutón La Laguna (que aflora en esta área) recientemente han sido asignados al Complejo Plutónico Punta Sierra en base a edades de cristalización magmática U-Pb SHRIMP y LA-ICP-MS en circones de 471 Ma (García et al., 2014b) y 474,5 Ma (García et al., 2015), respectivamente. Cuerpos plutónicos como el Plutón La Verde (edad de cristalización magmática U-Pb SHRIMP en circones de ca. 261 Ma, García et al., 2014a), el Plutón Arroyo Tembrao (edad Ar-Ar en biotita de ca. 266 Ma, Grecco y Gregori, 2011) y el Plutón Pailemán (edad Rb-Sr roca total de 268 Ma, Grecco et al., 1994) pertenecen al Complejo Plutónico Pailemán y representan el magmatismo Pérmico en esta área (Giacosa, 1993, 1997). La zona de cizalla El Jagüelito junto a otra

denominada zona de cizalla Peñas Blancas, afectan al Plutón Peñas Blancas y representan el tectonismo Pérmico en el área (Giacosa, 2001; von Gosen, 2002).

La Formación El Jagüelito es una secuencia turbidítica litológicamente comparable con la Formación Nahuel Niyeu (Caminos y Llambías, 1984; Giacosa, 1987; von Gosen, 2003) y está constituida por pizarras, filitas, metagrauvacas, metareniscas y en menor medida metaconglomerados, e intercalaciones de metariolitas y metatobas (de Alba, 1964; Giacosa y Paredes, 2001; González et al., 2002, 2008, 2011a, c, 2013a, 2014). Esta formación está bien expuesta en el área de Sierra Grande-Arroyo Salado y pobremente expuesta en el oeste de Mina Gonzalito, donde es intruída por el Plutón Peñas Blancas (Figs. 1.1.b y c). Edades en circones detríticos con picos de probabilidad más jóvenes a 535 Ma y 523 Ma (Pankhurst et al., 2006; Naipauer et al., 2010) son consistentes con descubrimientos de trazas fósiles (González et al., 2002) y bloques de caliza con Arqueociátidos en un metaconglomerado (González et al., 2011c). Una foliación penetrativa de rumbo NNO-SSE a NNE-SSO e inclinación con alto ángulo hacia el oeste, acompaña a pliegues apretados y volcados (Giacosa y Paredes, 2001; von Gosen, 2002; González et al., 2008b, 2011a, c, 2014). Granitoides del Complejo Plutónico Punta Sierra intruyen a la Formación El Jagüelito luego de su primer evento tectonometamórfico de bajo grado (von Gosen, 2002; González et al., 2008b, 2013b). Este complejo ígneo incluye al Plutón Punta Sierra (edad isocrona Rb-Sr RT  $483 \pm 22$  Ma, Varela et al., 1998), al Plutón Playas Doradas (edad de cristalización magmática U-Pb SHRIMP en circones de 476 Ma, Pankhurst et al., 2006), al Plutón Arroyo Salado (edades de cristalización magmática U-Pb SHRIMP y convencional en circones de 476 y 475 Ma; Varela et al., 1998; Pankhurst et al., 2006) y al Plutón Mina Hiparsa (edades de cristalización magmática U-Pb SHRIMP y convencional en circones de 476 y 462 Ma; Pankhurst et al., 2006; Varela et al., 2008). El magmatismo Pérmico del Complejo Plutónico Pailemán también afecta el sur del área de Sierra Grande-Arroyo Salado y está representado por el Plutón Laguna Medina (edad de cristalización magmática U-Pb convencional de ca. 290 Ma, Varela et al., 2008).

Areniscas siluro-devónicas de la Formación Sierra Grande, con fósiles de la Fauna Malvinocáfrica, cubren la Formación El Jagüelito y a los granitoides del Complejo Plutónico Punta Sierra en el área de Sierra Grande-Arroyo Salado (Fig. 1.1d). Las mismas están afectadas por plegamiento del Paleozoico tardío y cabalgamientos con una orientación principal NNO-SSE (Harrington, 1962; de Alba, 1964; Cortés, 1981; Zanettini, 1981; Huber-Grünberg, 1990; Busteros et al., 1998; von Gosen, 2002). En el área entre Nahuel Niyeu y Valcheta, una secuencia no fosilífera pero comparable por litología, que cubre en discordancia a la Formación Nahuel Niyeu, también es afectada por tectonismo del Paleozoico tardío y es asignada a la Formación Sierra Grande (Fig. 1.1b; Sesana, 1968; Methol y Sesana, 1972; Núñez et al., 1975; Caminos, 1983, 2001; Chernicoff y Caminos, 1996a; von Gosen, 2003).

Luego de los eventos tectónicos y magmáticos del Paleozoico tardío, se desarrolla el Complejo Plutónico-Volcánico Treneta del Triásico-Jurásico Temprano, principalmente al oeste de Nahuel Niyeu (Caminos, 1983; Pankhurst et al., 1993; López de Luchi et al., 2008). A su vez, un enjambre de diques de traquiandesita del Triásico Medio representa una etapa post-orogénica respecto al tectonismo Pérmico (González, S.N. et al., 2014a, b, c). Particularmente en el área de Nahuel Niyeu-Aguada Cecilio, conglomerados, areniscas, tobas y calizas del Triásico-Jurásico Temprano de la Formación Puesto Piris se apoyan en no concordancia sobre la Formación Nahuel Niyeu (Fig. 1.1b; Núñez, 1975). Posteriormente toda la región noreste del Macizo Norpatagónico es dominada por magmatismo riolítico Jurásico del Complejo Volcánico Marifil (Fig. 1.1b-d; Malvicini y Llambías, 1974; Cortés, 1981; Pankhurst y Rapela, 1995; Aragón et al., 1996; Pankhurst et al., 1998; Márquez et al., 2011), el cual incluye una unidad basal volcánica y subvolcánica de composición andesítica y traquiandesítica.

## LITOLOGÍA, ESTRUCTURA Y METAMORFISMO DE LA FORMACIÓN NAHUEL NIYEU

Las rocas de la Formación Nahuel Niyeu comprenden una extensa zona de afloramientos desde Aguada Cecilio hasta Nahuel Niyeu (aproximadamente 2000 km<sup>2</sup>). Dentro de esta zona fueron seleccionadas tres áreas clave para estudiar en detalle la litología, la estructura y el metamorfismo de la unidad. Estas áreas se encuentran en los alrededores de Aguada Cecilio y de los arroyos Pajalta y Valcheta. Además, se realizaron mapeos expeditivos sobre la Ruta Nacional 23 en referencia a la relación geológica entre la Formación Nahuel Niyeu y las rocas magmáticas del Paleozoico. A continuación se exponen los resultados de las cuatro áreas, los cuales constituirán la base fundamental del análisis y la discusión a realizarse en el Capítulo 8 sobre los aspectos relacionados al ambiente de formación y evolución tectonometamórfica de los protolitos de esta unidad, así como también la comparación con otras unidades de basamento del Macizo Norpatagónico.

### 4.1. ÁREA DE AGUADA CECILIO

Esta área comprende las lomadas bajas que se encuentran al norte y oeste de la localidad de Aguada Cecilio, la cual está situada a la vera de la Ruta Nacional 23 (Fig. 1.1b). A partir de los trabajos pioneros de Giacosa (1994a, b, 1997, 1999) es conocida la presencia, en estos afloramientos, de rocas metaígneas intercaladas en la secuencia metasedimentaria de la Formación Nahuel Niyeu, la cual está compuesta de metagrauvacas y filitas y en menor medida metaarenitas.

#### 4.1.1. Litología

Las rocas metasedimentarias se pueden agrupar en tres litofacies distinguibles en base a su litología y coloración. Esta subdivisión es de carácter informal y permite, fundamentalmente a partir del color particular de cada litofacies, identificar rápidamente y mapear las metasedimentitas en el campo. Las litofacies se denominan como: verde grisácea, marrón amarillenta y roja (Figs. 4.1 y 4.2a y b).

La litofacies verde grisácea es la más abundante y comprende metagrauvacas masivas feldespáticas y líticas, metagrauvacas feldespáticas foliadas, metagrauvacas feldespáticas laminadas y filitas verde grisáceas (Figs. 4.3a, b y c). Abundante cantidad de biotita y clorita de origen metamórfico le dan el color característico a esta litofacies.

La litofacies marrón amarillenta está compuesta principalmente por metagrauvacas feldespáticas laminadas con intercalaciones menores de filitas verde grisáceas, similares a las de la litofacies antes descripta (Fig. 4.3d). El color marrón amarillento de las metagrauvacas de esta litofacies está dado por la escasa biotita y clorita metamórfica que presentan en relación a las metagrauvacas de la litofacies verde grisácea. Las rocas de la litofacies marrón amarillenta se intercalan con aquellas de la litofacies verde grisácea, particularmente en los afloramientos más al este; sin embargo una falla inversa de alto ángulo con rumbo NNO-SSE yuxtapone ambas litofacies en los afloramientos que se encuentran al noreste (Fig. 4.2a).

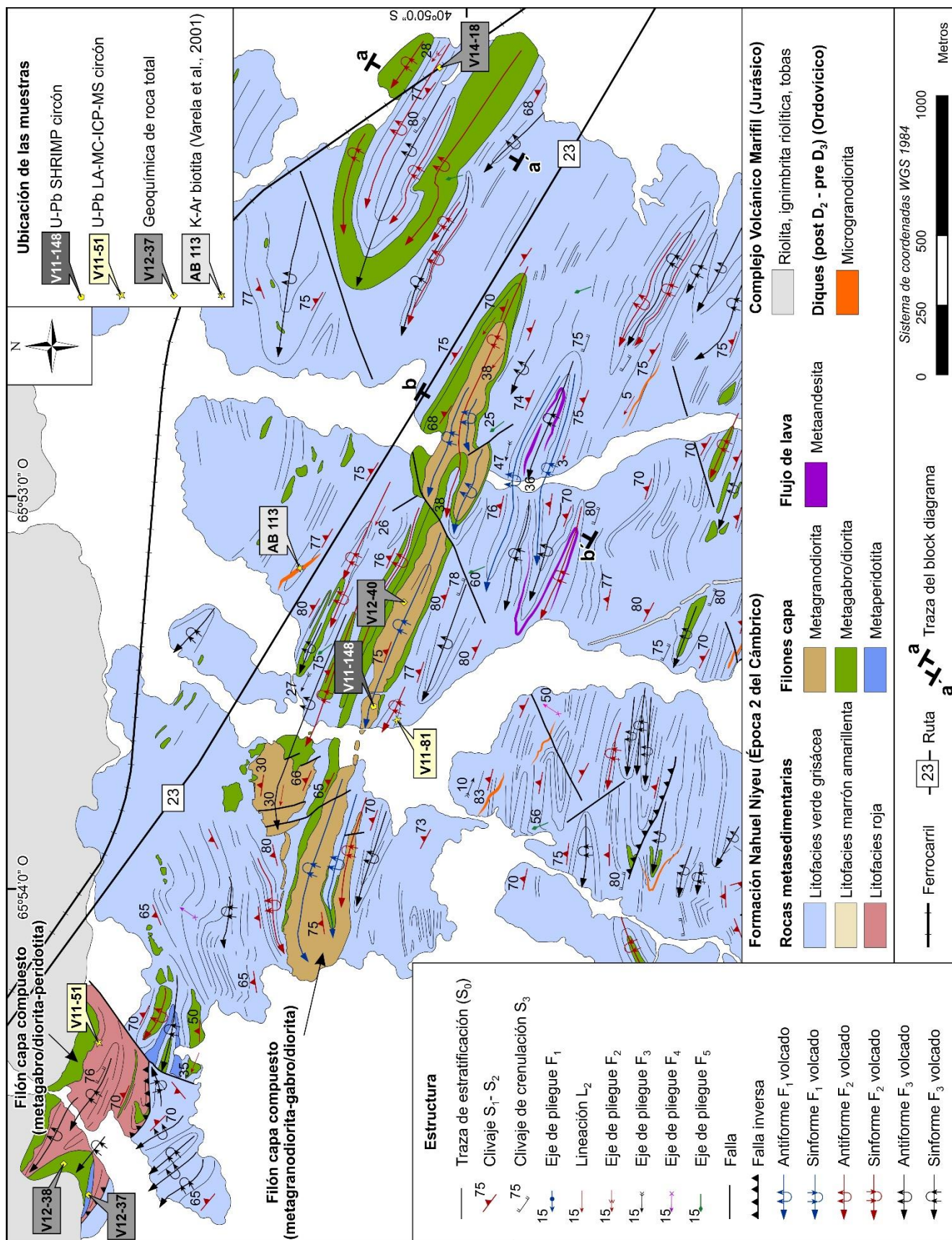
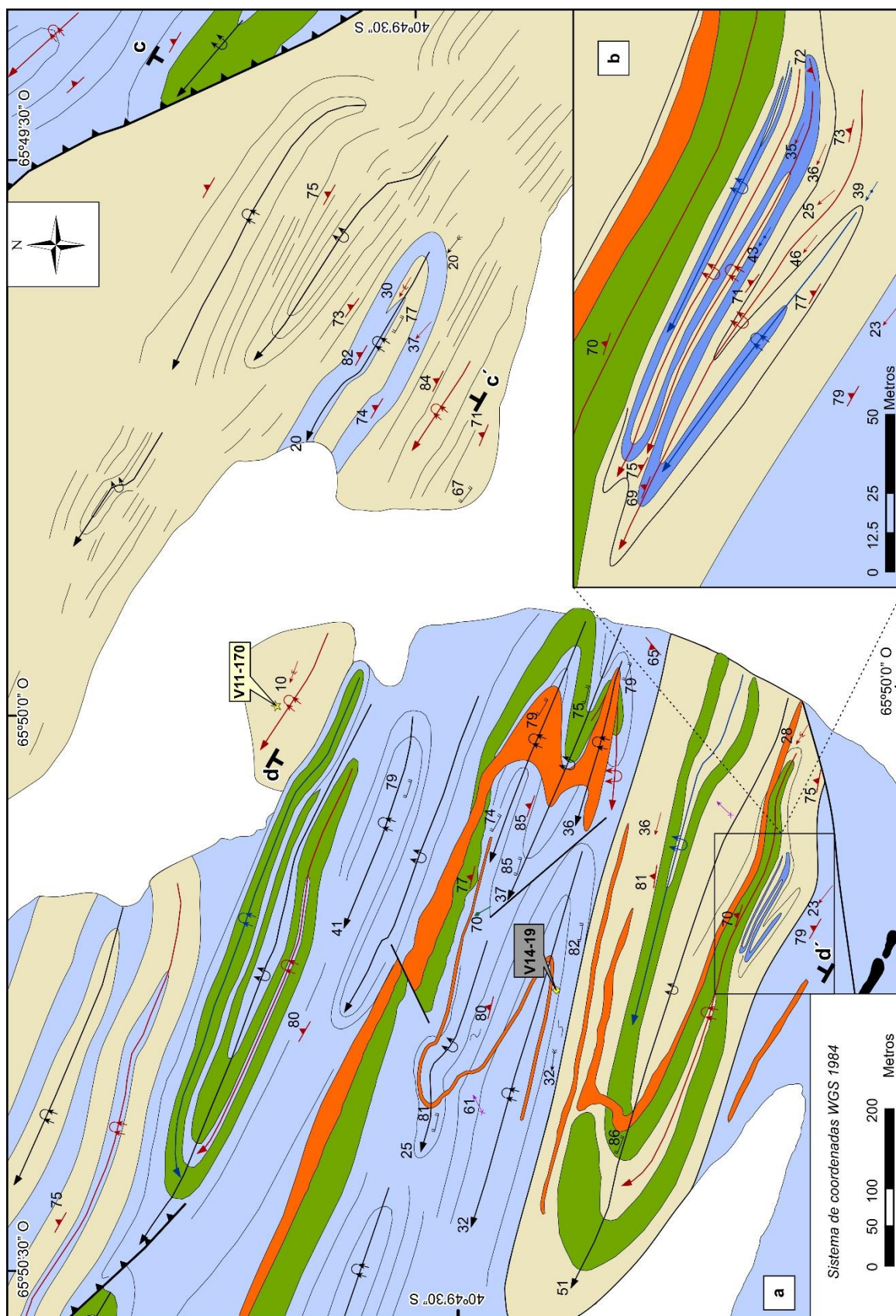


Figura 4.1. Mapa geológico del área oeste de Aguada Cecilio. El mapa incluye la ubicación de muestras y la traza del block diagrama a-a'-b-b' de la figura 4.5. Ubicación regional en la figura 1.1b. Mapa basado en el trabajo de campo.





**Figura 4.2. (a)** Mapa geológico del área norte de Aguada Cecilio. El mapa incluye la ubicación de muestras y la traza del block diagrama c-c'-d-d' de la figura 4.5. **(b)** Detalle de los pliegues F<sub>1</sub> y F<sub>2</sub> en limbo de un pliegue F<sub>3</sub>. Las referencias del mapa se encuentran en la figura 4.1. Ubicación regional en la figura 1.1b.

La litofacies roja presenta metaarenitas feldespáticas, metagrauvacas feldespáticas foliadas, metagrauvacas feldespáticas masivas y filitas rojas. Opacos y óxidos en gran cantidad le dan una tonalidad roja a estas rocas. Además, esta sucesión metasedimentaria posee intercalaciones de niveles tobáceos de color gris claro de hasta 1 centímetro de espesor (Figs. 4.3e y f). Esta litofacies ocupa una superficie muy pequeña y está en contacto mediante falla inversa de alto ángulo con las metasedimentitas de la litofacies verde grisácea (Fig. 4.1).

La alternancia de los diferentes protolitos sedimentarios definen la estratificación relíctica  $S_0$  de la sucesión metasedimentaria (Figs. 4.1, 4.2, 4.3b y e). No fue posible reconocer estructuras sedimentarias que indiquen polaridad de capas, ya que las mismas se encuentran obliteradas por el metamorfismo y la deformación. Por lo tanto, no se pudo establecer las relaciones estratigráficas relativas entre las tres litofacies.

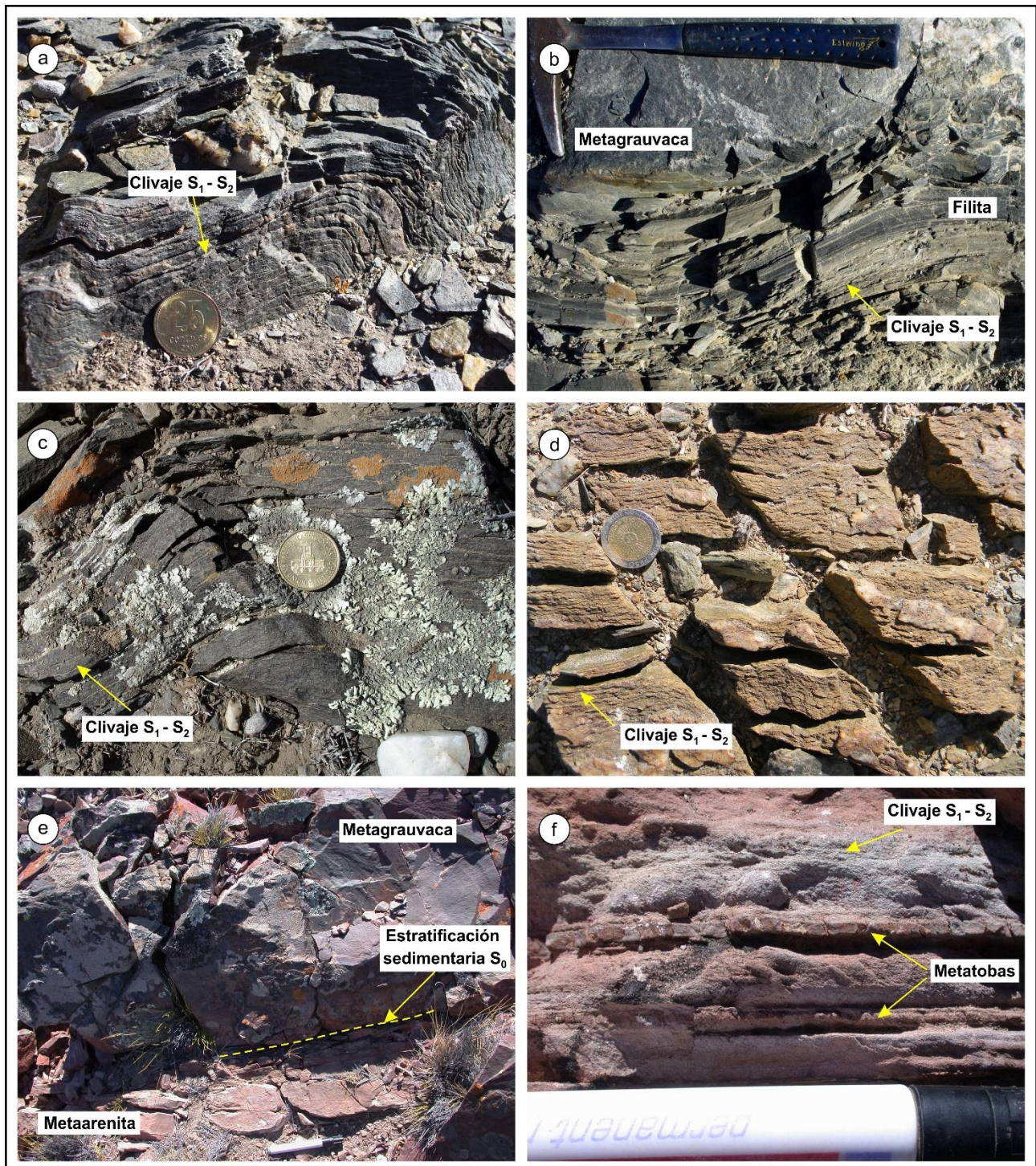
Las rocas metaígneas están constituidas principalmente por filones capa que muestran contactos intrusivos netos y concordantes con la estratificación relíctica  $S_0$  de las rocas metasedimentarias de las tres litofacies (Figs. 4.1, 4.2a, b y 4.4a). Las rocas metaígneas generaron metamorfismo térmico local, evidenciado por el desarrollo de hornfels centimétricos a decimétricos en ambas superficies de contacto con su roca de caja (Fig. 4.4a).

Los filones capa son simples o compuestos, según su composición, y están dispuestos en un enjambre de rumbo ONO-ESE dentro de un área de ~10 km por ~7 km (Figs. 4.1 y 4.2a, b). Individualmente, tienen 1 a 150 metros de espesor y 0,2 a 3 kilómetros de longitud. Los filones capa simples son gabros/dioritas o peridotitas con variaciones en su tamaño de grano, donde la primera composición predomina sobre la última. Se mapearon sólo dos filones capa compuestos de diferente composición (Fig. 4.1). Los bordes con rocas máficas y ultramáficas fueron interpretados como la base de los filones capa. Uno de los filón capa compuesto presenta una base peridotítica de 1-4 metros de espesor y una espesa sección gabro/diorítica hacia el techo. El otro filón capa compuesto es de mayor tamaño e incluye una base de gabro/diorita y un cuerpo principal de granodiorita con lentes de diferenciados graníticos (Figs. 4.4b y c). En todos los casos, el contacto entre las facies ígneas es transicional y sin borde enfriado.

Las zonas centrales de los filones capa más potentes preservan texturas y minerales ígneos relícticos (Figs. 4.4b, c y d). En estas zonas, los minerales ígneos se encuentran parcialmente o incluso pseudomórficamente reemplazados por los minerales metamórficos (ver secciones 4.1.3.2 a 4.1.3.4). Los metagabros/dioritas y metaperidotitas preservan relictos de texturas cumulares y equigranulares de grano medio a fino, respectivamente. Las metagranodioritas y metagranitos que constituyen uno de los filones capa



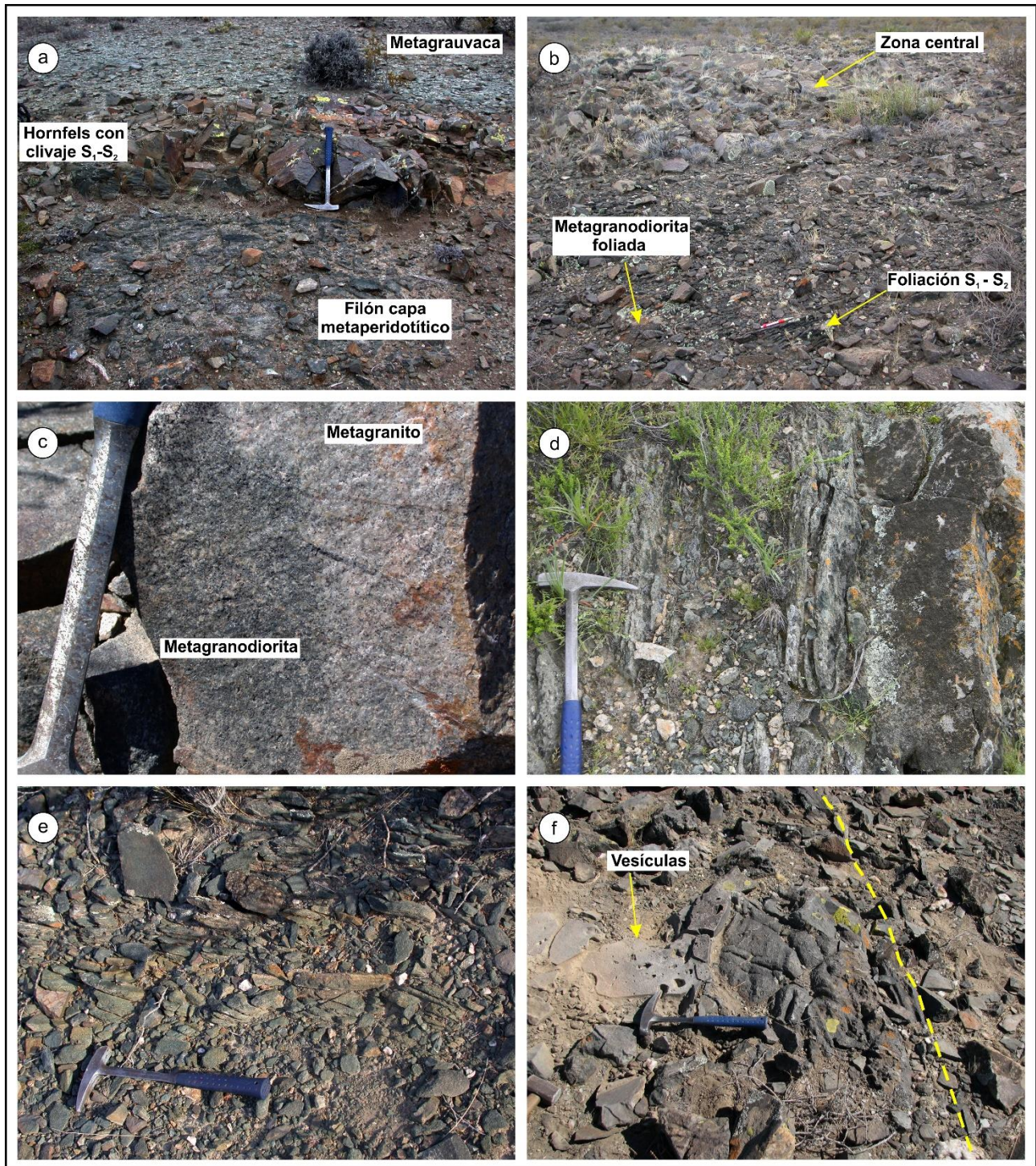
compuestos presentan parches de texturas equigranulares de origen magmático (Fig. 4.4c). Además, algunos filones capa delgados preservan relictos de texturas subvolcánicas de diabasa en su zona central.



**Figura 4.3.** Características de los afloramientos de las rocas metasedimentarias de la Formación Nahuel Niyeu en el área de Aguada Cecilio. **(a)** Metagrauvaca laminada feldespática de la litofacies verde grisácea con clivaje  $S_1-S_2$  afectado por pliegues  $F_3$ . **(b)** Estratificación sedimentaria relictica  $S_0$  definida por el contacto metagrauvaca masiva - filita de la litofacies verde grisácea. La filita exhibe buen desarrollo de clivaje  $S_1-S_2$ . **(c)** Metagrauvaca feldespática foliada de la litofacies verde grisácea con clivaje  $S_1-S_2$  afectado por pliegue kink  $F_4$ . **(d)** Metagrauvaca laminada feldespática de la litofacies marrón amarillenta. El clivaje  $S_1-S_2$  está afectado por pliegues  $F_4$ . **(e)** Metagrauvaca feldespática masiva en contacto con metaarenitas feldespáticas, ambas pertenecen a la litofacies roja. El contacto define la estratificación sedimentaria relictica  $S_0$ . El clivaje  $S_1-S_2$  se observa solamente en la metaarenita. En la metagrauvaca masiva este clivaje se observa a nivel microscópico. **(f)** Niveles delgados de metatobas dentro de una (continúa)



metaarenita feldespática de la litofacies roja con un fino clivaje  $S_1-S_2$ . Notar en todas las fotografías que el clivaje  $S_1-S_2$  es la foliación principal de la Formación Nahuel Niyeu.



**Figura 4.4.** Características de los afloramientos de las rocas metaígneas de la Formación Nahuel Niyeu en Aguada Cecilio. **(a)** Contacto entre filón capa metaperidotítico y metagrauvacas de la litofacies verde grisácea mostrando un hornfels con desarrollo de clivaje  $S_1-S_2$ . **(b)** Zona central y de borde del cuerpo principal de metagranodiorita de uno de los filones capa compuestos. La zona de borde presenta foliación penetrativa  $S_1-S_2$ . **(c)** Contacto entre diferenciado metagranítico y metagranodiorita, ambas rocas preservan en forma relictica texturas ígneas granudas. De este metagranito se tomó la muestra V11-148. **(d)** Filón capa de metagabbro/diorita parcialmente transformado en esquistos verde con una foliación penetrativa  $S_1-S_2$ . La foto corresponde al contacto entre la zona central (no foliada) y de borde (foliada) de un filón capa simple. **(e)** Filón capa delgado transformado en esquistos verde con una foliación penetrativa  $S_1-S_2$ . **(f)** Lava metaandesítica intercalada en las rocas metasedimentarias de la litofacies verde grisácea. La metaandesita muestra vesículas en el techo. La línea punteada indica el contacto concordante de la lava con la estratificación sedimentaria relictica  $S_0$ . Observar en (a), (b), (d) y (e) que la foliación  $S_1-S_2$  es la principal de la Formación Nahuel Niyeu.



Las rocas máficas y ultramáficas de las zonas de borde de los filones capa más potentes, simples y compuestos, y aquellas que forman los cuerpos delgados están transformadas en esquistos verdes (Figs. 4.4d y e). En forma similar, las rocas félsicas están transformadas a metagranitoides foliados en las zonas cercanas a los bordes (Fig. 4.4b).

Además de los filones capa, se identificó un flujo de lava concordante con la estratificación relíctica  $S_0$  de las metasedimentitas de la litofacies verde grisácea (Figs. 4.1 y 4.4f). Es una metalava de 1,5-2 metros de espesor y forma tabular, posee segmentos con estructuras de *boudinage* y se encuentra plegada junto con la secuencia metasedimentaria. La lava está compuesta por una andesita porfírica que preserva relictos de su textura y minerales ígneos. Además, esta roca presenta vesículas a lo largo del techo y una combinación de estructuras de tipo lava almohadillada y peperitas en la base.

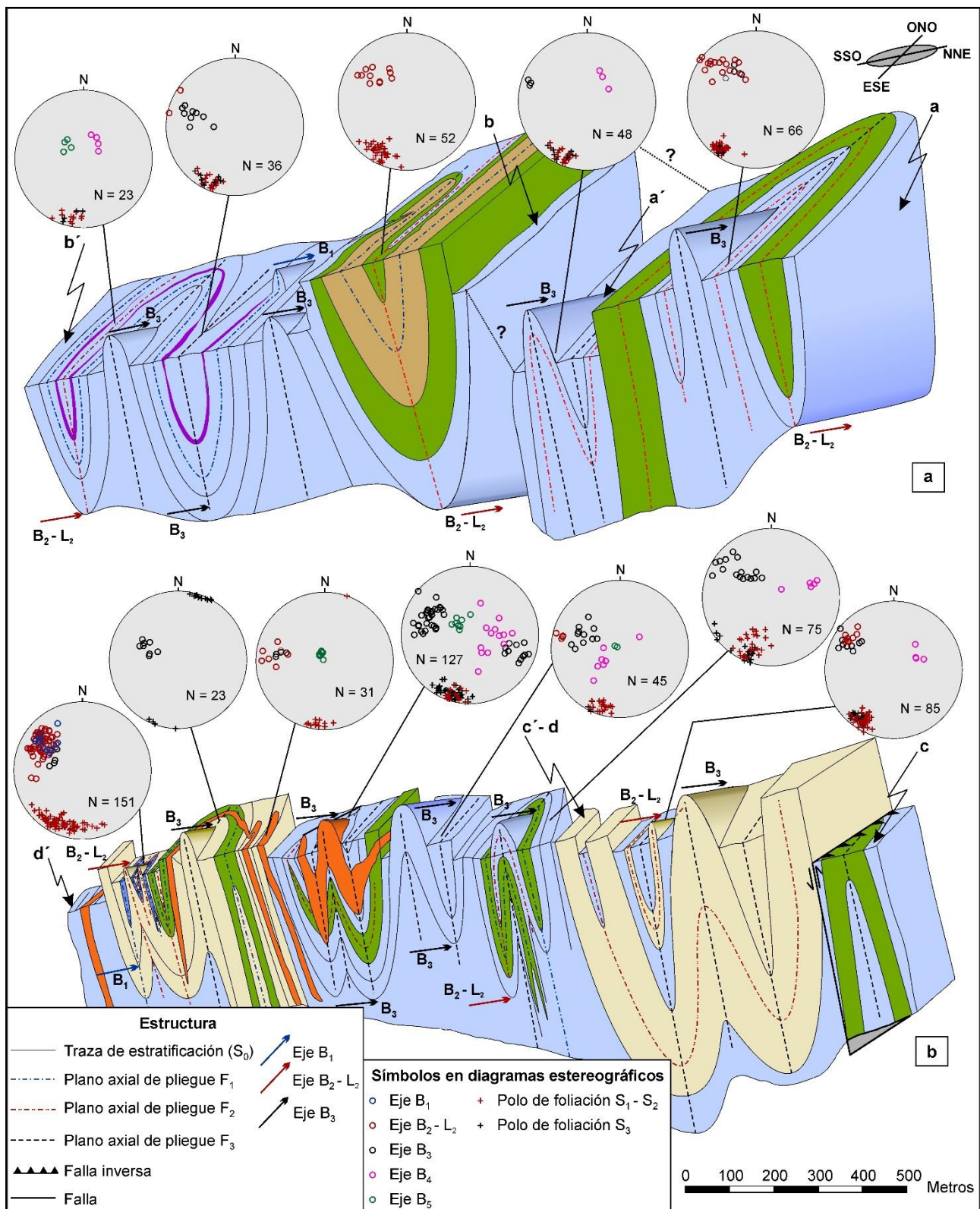
#### 4.1.2. Estructura

Tanto las rocas metasedimentarias como los filones capa y sus respectivos hornfelses y el flujo de lava metandesítico comparten las mismas estructuras de deformación y metamorfismo asociado. Por lo tanto, los filones capa se emplazaron previamente a la deformación y metamorfismo.

Las estructuras descritas a continuación se encuentran en orden cronológico y se corresponden con cinco etapas de deformación reconocidas en la Formación Nahuel Niyeu. Estructuras  $D_1$  y  $D_2$  están asociadas al desarrollo de las foliaciones penetrativas que caracterizan a las rocas de esta unidad. Una nueva etapa de deformación ( $D_3$ ) repliega la fábrica  $D_1$ - $D_2$ . Estructuras  $D_4$  y  $D_5$  representan las etapas finales de deformación.

##### 4.1.2.1. Estructuras $D_1$ - $D_2$

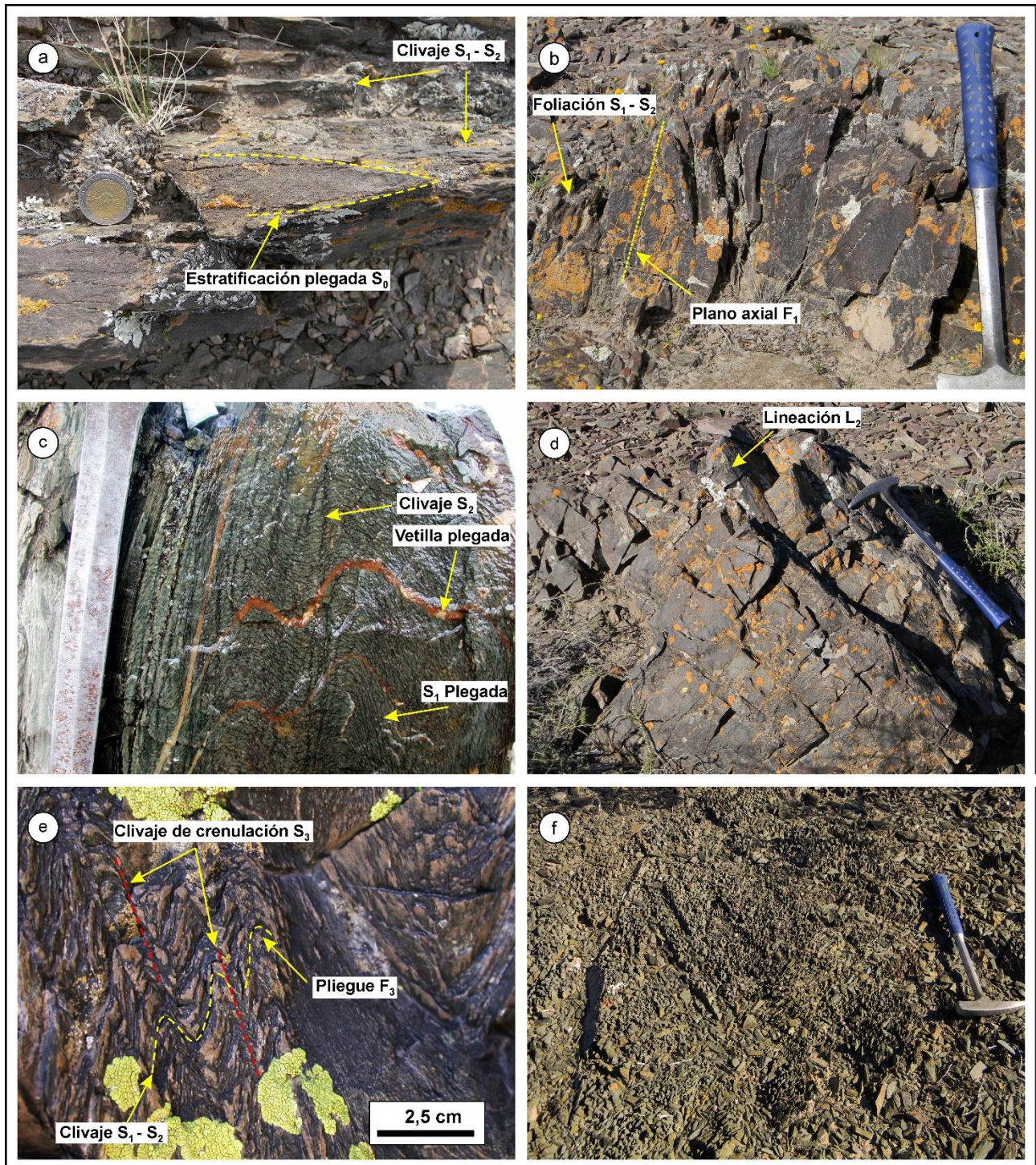
Pliegues superpuestos  $F_1$  y  $F_2$  de rumbo ONO-ESE forman un patrón de interferencia Tipo 3 (Ramsay, 1962) y caracterizan a las estructuras de deformación  $D_1$  y  $D_2$  (Figs. 4.1, 4.2a, b y 4.5a, b). Los pliegues son isoclinales, similares y coaxiales, y sus ejes buzan hacia el ONO. Clivajes de plano axial  $S_1$  y  $S_2$  están asociados con los pliegues  $F_1$  y  $F_2$ , respectivamente, e inclinan hacia el NNE en alto ángulo (Figs. 4.5a, b). Los clivajes  $S_1$  y  $S_2$  son subparalelos o se intersectan en un ángulo muy bajo en los limbos de los pliegues  $F_1$  y  $F_2$ , siendo prácticamente indistinguibles a escala de afloramiento y por lo tanto medidos en el campo como clivaje  $S_1$ - $S_2$ , el cual es la foliación principal de la Formación Nahuel Niyeu (Figs. 4.3a-f, 4.4a, b, d, e y 4.6a y b). En cambio, en las zonas de charnela de los pliegues  $F_2$ ,  $S_2$  forma un clivaje de crenulación y puede diferenciarse de  $S_1$  (Fig. 4.6c). En estas zonas, es común observar el clivaje  $S_1$  parcial o totalmente transpuesto por  $S_2$ . La intersección del clivaje  $S_2$  con el  $S_1$  define una lineación de intersección  $L_2$ , de rumbo ONO, que es paralela a los ejes  $B_1$  y  $B_2$  (Fig. 4.6d). Las foliaciones y lineaciones descritas en este párrafo son penetrativas en las rocas



**Figura 4.5.** Blocks diagrama esquemáticos y proyección estereográfica de los elementos de fábrica de la Formación Nahuel Niyeu en las áreas al oeste (a) y norte (b) de Aguada Cecilio. Las referencias de las unidades geológicas se encuentran en la figura 4.1. Las estructuras  $D_3$  de la Formación Nahuel Niyeu son equivalentes a las estructuras  $D_1$  de los diques microgranodioríticos. Para ubicación ver las figuras 4.1 y 4.2. Los símbolos de las proyecciones estereográficas corresponden al rumbo e inclinación de ejes de pliegues (círculo) y a los polos de planos de foliación (cruces). N= número de datos. La proyección estereográfica es de igual área en hemisferio inferior.



metasedimentarias, esquistos verdes y metagranitoides foliados, contrastando con la zona central de los filones que conservan relictos de sus texturas ígneas. Vetillas de cuarzo acompañado de feldespato alcalino, clorita y biotita son subparalelas al clivaje  $S_1$  y están plegadas por los pliegues  $F_2$ .



**Figura 4.6.** Estructuras  $D_1$ ,  $D_2$  y  $D_3$  en las rocas metasedimentarias y metaígneas de la Formación Nahuel Niyeu. **(a)** Pliegue  $F_1$  isoclinal en el limbo de un pliegue  $F_2$  de una metagrauva de la litofacies verde grisácea. La estratificación sedimentaria relictica  $S_0$  está plegada pero los clivajes  $S_1$  y  $S_2$  son paralelos (clivaje  $S_1$ - $S_2$ ) al plano axial del pliegue  $F_1$ . El clivaje  $S_1$ - $S_2$  es la foliación principal de esta unidad geológica. **(b)** Pliegue  $F_1$  isoclinal en un filón capa delgado de metaperidotita en limbo de un pliegue  $F_2$ . La foliación  $S_1$ - $S_2$  es paralela al plano axial del pliegue  $F_1$ . **(c)** Zona de charnela de un pliegue  $F_2$  isoclinal en una metagrauva feldespática laminada de la litofacies verde grisácea. El clivaje  $S_1$  está plegado y el clivaje  $S_2$  representa un (*continúa*)



clivaje de crenulación. Además, las vetillas de cuarzo, subparalelas a  $S_1$ , están plegadas. **(d)** Filón capa metaperidotítico en la zona de charnela de un pliegue  $F_2$ . La lineación  $L_2$  indica la intersección entre las foliaciones  $S_1$  y  $S_2$  la cual es paralela a los ejes del pliegue. El mango de la piqueta inclina hacia el ONO como los ejes del pliegue. **(e)** Metagrauvaca feldespática laminada de la litofacies verde grisácea en la zona de charnela de un pliegue  $F_3$  con desarrollo de clivaje de crenulación de plano axial  $S_3$  que afecta a  $S_1$ - $S_2$ . **(f)** Zona de charnela de un pliegue  $F_3$  en un esquisto verde con desarrollo de estructura en lápiz.

#### 4.1.2.2. Estructuras $D_3$

Pliegues  $F_3$  de rumbo ONO-ESE y fallas inversas de alto ángulo que inclinan hacia el NNE caracterizan a las estructuras de deformación  $D_3$  (Figs. 4.1 y 4.2a, b). Los pliegues  $F_3$  son apretados a isoclinales y sus planos axiales inclinan entre  $75^\circ$  y  $85^\circ$  hacia el NNE, por lo tanto son pliegues volcados con vergencia al SSO; las fallas inversas indican un transporte tectónico hacia el SSO (Figs. 4.5a y b). Un clivaje de crenulación  $S_3$  de plano axial caracteriza la zona de charnela de los pliegues  $F_3$  (Fig. 4.6e). Además, estructuras en lápiz están presentes en la zona de charnela, donde el clivaje  $S_3$  intersecta los planos de clivaje  $S_1$ - $S_2$  (Fig. 4.6f). Los ejes de los pliegues  $F_3$  ( $B_3$ ) son subparalelos a los ejes  $B_1$  y  $B_2$  y buzan hacia el ONO, esto resulta en un segundo patrón de interferencia Tipo 3 (Ramsay, 1962) superpuesto al generado por los pliegues  $F_1$  y  $F_2$  (Figs. 4.1, 4.2a, b y 4.5a, b).

#### 4.1.2.3. Estructuras $D_4$ y $D_5$

Estas estructuras están representadas por dos grupos de pliegues kink de escala centimétrica a decamétrica que afectan a todas las estructuras descriptas anteriormente. Los mismos son locales y se pueden diferenciar en  $F_4$  y  $F_5$  de acuerdo a su relación de corte. Los pliegues  $F_4$  tienen un rumbo NE-SO y ejes ( $B_4$ ) que buzan hacia el NE, mientras que los  $F_5$  tienen un rumbo NNO-SSE y ejes ( $B_5$ ) que buzan hacia el NNO. Ambos pliegues alteran localmente el rumbo e inclinación de las estructuras previas (Figs. 4.1, 4.2a, b y 4.3c).

### 4.1.3. Microfábrica y metamorfismo

#### 4.1.3.1. Rocas metasedimentarias

Las rocas metapsamíticas preservan granos detríticos que brindan buena información sobre las rocas fuente de los protolitos sedimentarios. Los granos detríticos incluyen cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, fragmentos líticos (filita, cuarzo policristalino y fragmentos graníticos), muscovita, apatita, epidoto, titanita, rutilo y circón. Los granos de cuarzo exhiben extinción ondulosa, bandas de deformación, y subgranos y nuevos granos, mientras que los granos de plagioclasa y feldespato alcalino presentan extinción ondulosa y subgranos y maclas de deformación. Estas microestructuras evidencian procesos de deformación interna y recrystalización parcial en estos detritos. Los detritos relícticos están rodeados por una matriz relíctica fina y recrystalizada que contiene minerales metamórficos que marcan el clivaje penetrativo  $S_1$ - $S_2$ . En el caso de las metagrauvacas esta matriz es abundante, mientras que en las metaarenitas es escasa. Por otro lado, las metapelitas no conservan granos detríticos relícticos y presentan un buen desarrollo del clivaje  $S_1$ - $S_2$ .

El clivaje  $S_1$  se distingue en las charnelas de micropliegues  $F_2$ , donde exhibe relaciones de corte con el clivaje de crenulación  $S_2$  asociado a estos micropliegues (Figs. 4.7a y b). En zonas de charnela de pliegues  $F_2$  donde el clivaje de crenulación  $S_2$  transpone al clivaje  $S_1$ , este último aparece en forma relíctica formando micropliegues isoclinales  $F_2$  desmembrados. Sólo se reconocen, en forma relíctica, las charnelas desmembradas y traspuestas de micropliegues isoclinales  $F_1$ . El clivaje  $S_1$  está definido por la disposición preferencial de filosilicatos metamórficos, los cuales componen las siguientes asociaciones minerales metamórficas que son típicas de la facies esquistos verdes (zona biotita).

- 1- Rocas metapsamíticas y metapelíticas de la litofacies verde grisácea (biotita - muscovita - clorita - cuarzo - albita - clinozoisita - epidoto - turmalina).
- 2- Metagrauvacas de la litofacies marrón amarillenta (muscovita - clorita - biotita - cuarzo - albita - turmalina).
- 3- Metapsamitas y metapelitas de la litofacies roja (muscovita - clorita - biotita - opaco - óxidos - cuarzo - albita - epidoto).

El clivaje de crenulación  $S_2$  en los micropliegues  $F_2$  está formado por rotación, recrystalización y aumento del tamaño de grano de los minerales que definen  $S_1$ , y blastesis con aumento de la moda de las mismas especies minerales que componen el clivaje  $S_1$ . Así, tanto  $S_1$  como  $S_2$  presentan la misma asociación mineral metamórfica (Figs. 4.7c y d). Por esta razón, no es posible discernir entre la primera y segunda asociación mineral metamórfica en secciones delgadas donde los clivajes  $S_1$  y  $S_2$  son subparalelos (clivaje  $S_1$ - $S_2$ ) o se intersectan en un ángulo muy bajo (p.ej. limbos de pliegues  $F_1$  y  $F_2$ ). En este caso, las dos asociaciones forman la paragénesis mineral de  $S_1$ - $S_2$ . En los párrafos y capítulos que siguen a continuación, se hará referencia a la paragénesis del clivaje  $S_1$ - $S_2$ , siguiendo el concepto de asociación y paragénesis mineral de [Bucher y Grapes \(2011\)](#).

Clorita retrógrada reemplaza pseudomórficamente a la biotita de la paragénesis del clivaje  $S_1$ - $S_2$  (Figs. 4.7a-f). Este reemplazo en algunas rocas suele ser parcial, sin embargo, otras rocas presentan toda la biotita asociada al clivaje  $S_1$ - $S_2$  reemplazada pseudomórficamente por esta clorita. La clorita retrógrada no muestra microestructuras de deformación interna asociada a los micropliegues  $F_2$  (Figs. 4.7a-c), pero sí es afectada por las deformaciones subsiguientes a  $D_2$ . Este mineral comúnmente está asociado a calcita con inclusiones internas paralelas al clivaje  $S_1$ - $S_2$ . Estas microestructuras indican que el reemplazo pseudomórfico es post  $D_2$ -pre  $D_3$ .

Los granos de cuarzo que componen las vetillas subparalelas al clivaje  $S_1$  presentan bordes de grano recto y uniones triples, constituyendo una textura granoblástica típica de recrystalización estática. Vetillas afectadas por micropliegues  $F_2$  isoclinales que no fueron deformadas por estructuras posteriores, presentan

esta textura, indicando que el desarrollo de la textura granoblástica ocurrió con posterioridad a las estructuras de deformación  $D_2$ . El cuarzo, asociado al resto de los minerales metamórficos que constituyen las metasedimentitas, también presenta dominios con textura granoblástica desarrollados con posterioridad a los micropliegues  $F_2$  (Fig. 4.7b). Además, granos detríticos de cuarzo policristalino muestran una textura comparable (Fig. 4.8a).

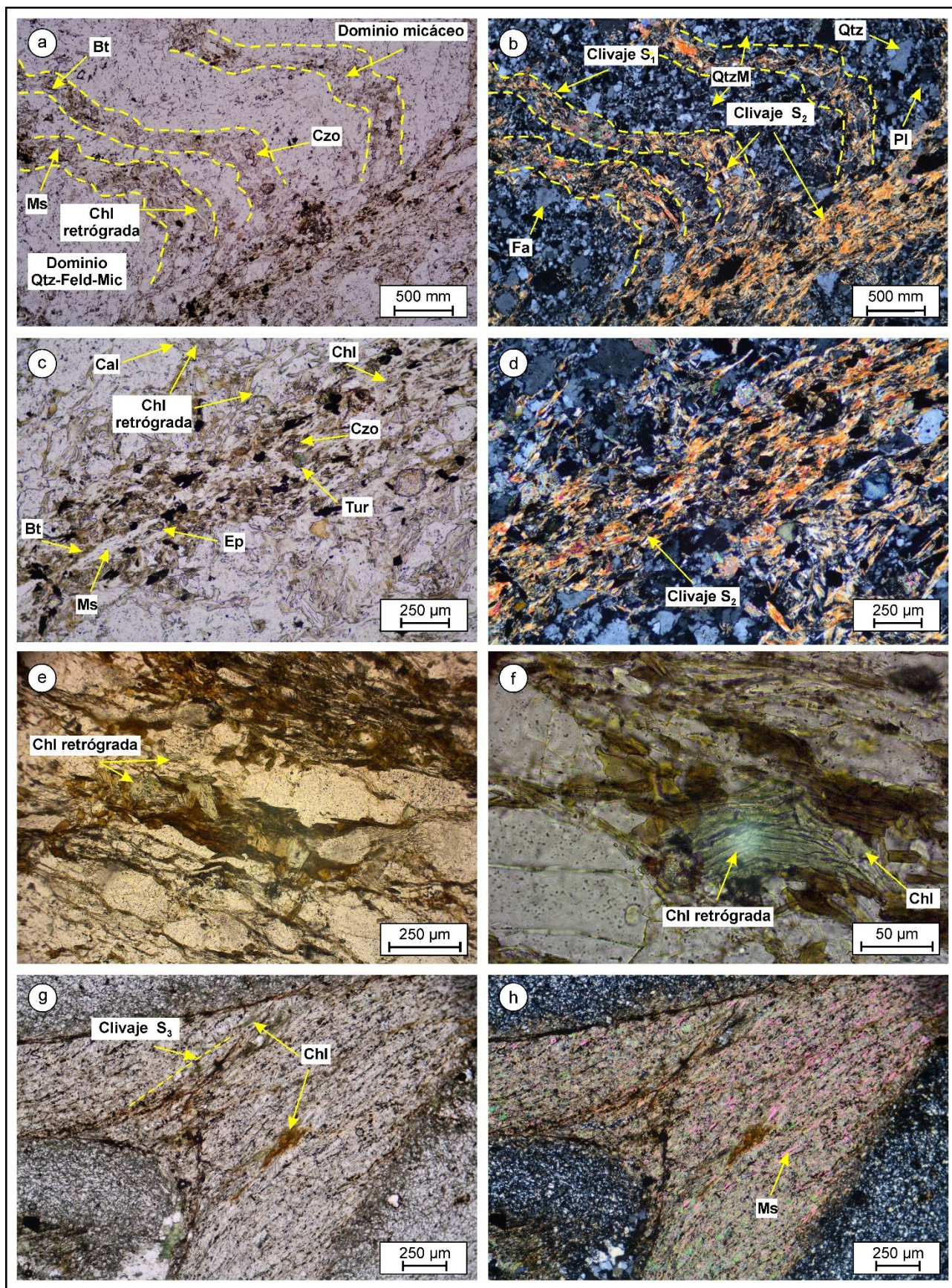
El clivaje de crenulación  $S_3$ , en metapelitas y metapsamitas, está definido por láminas finas de clorita y muscovita, y óxidos a lo largo de superficies de disolución, que sugieren condiciones metamórficas de facies esquistos verdes zona clorita asociadas a las estructuras de deformación  $D_3$  (Figs. 4.7g y h). Además, los micropliegues  $F_3$  presentan rotación de los minerales de  $S_1$ - $S_2$  a lo largo de los planos de clivaje de crenulación  $S_3$ .

El cuarzo granoblástico de la matriz recrystalizada y aquel que constituye las vetillas paralelas al clivaje  $S_1$  presentan extinción ondulosa y bandas de deformación asociadas a micropliegues  $F_3$ . Esto mismo ocurre en los granos detríticos de cuarzo policristalino con textura granoblástica. Estas evidencias de deformación intracrystalina también se encuentran representadas fuera de las zonas de charnela de los pliegues  $F_3$ , pero con mucha menor intensidad.

A continuación se describe en forma particular cada una de las litologías metasedimentarias del área, incluyendo sus características sedimentarias relícticas y los elementos que definen la microfábrica más conspicua de estas rocas que es el clivaje  $S_1$ - $S_2$ . Si bien no se realizó un análisis estadístico del tamaño de los granos detríticos, el grado de selección indicado en las descripciones petrográficas, en los párrafos y capítulos que siguen a continuación, se infirió en base a la cantidad de intervalos granulométricos  $\phi$  ( $\phi$ ) que abarcan los detritos medidos en las láminas delgadas y a la estimación visual según la cartilla de Compton (1962). La abundancia relativa de granos detríticos de diferente composición se determinó usando una cartilla de cuantificación por comparación visual.

Las metagrauvacas masivas de la litofacies verde grisácea conservan granos detríticos de granulometría arena muy gruesa a muy fina, muy pobremente seleccionados, subredondeados y subangulosos. Generalmente, los detritos se encuentran orientados aleatoriamente, sin embargo, algunos con una dimensión mayor están orientados preferentemente según un clivaje  $S_1$ - $S_2$ , pobremente desarrollado, dado por la orientación preferencial de filosilicatos metamórficos incluidos en una matriz, fina y recrystalizada que rodea los granos (Figs. 4.8a y b). Esta matriz recrystalizada contiene una paragénesis mineral de biotita + muscovita + clorita + cuarzo + albita + clinozoisita + epidoto + turmalina. Los granos detríticos principalmente son de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y fragmentos líticos, y en menor proporción muscovita, apatita, epidoto, titanita, rutilo y circón. Los fragmentos líticos incluyen pizarra, filita,





**Figura 4.7.** Fotomicrografías de la microfábrica y minerales metamórficos asociados a las etapas de deformación D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub> y D<sub>3</sub> en las rocas metasedimentarias de la Formación Nahuel Niyeu en el área de Aguada Cecilio. (a) y (b) Fotomicrografías de la misma imagen tomada con (continúa)

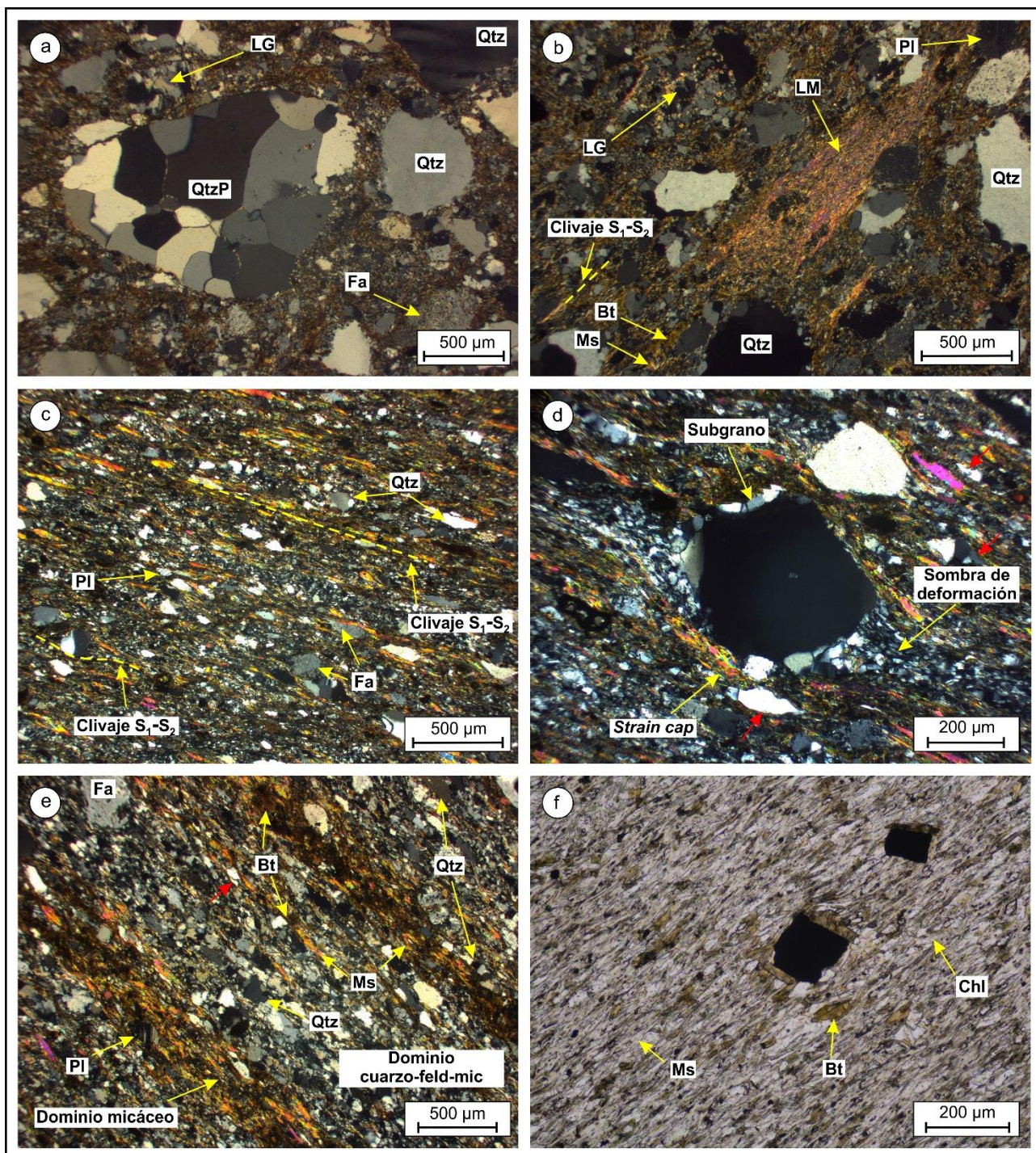


luz transmitida y nicoles paralelos, y con luz transmitida y nicoles cruzados, respectivamente. (c)-(d), (g)-(h) Ídem. (e) y (f) Fotomicrografías tomadas con luz transmitida y nicoles paralelos. Minerales metamórficos: Bt (biotita), Cal (calcita), Chl (clorita), Czo (clinozoicita), Ep (epidoto) y Ms (muscovita). Minerales detríticos: Fa (feldespato alcalino), Pl (plagioclasa) y Qtz (cuarzo). Granos detríticos relícticos: Fa (feldespato alcalino), Pl (plagioclasa), Qtz (cuarzo). **(a) y (b)** Clivaje de crenulación  $S_2$  en metagrauvaca feldespática laminada de la litofacies verde grisácea. La sección delgada es perpendicular a los micropliegues  $F_2$  que se observan en la fotomicrografía. La línea de trazos indica el clivaje disyuntivo  $S_1$  con dominios cuarzo-feldespático-micáceos y micáceos. El clivaje  $S_1$  está definido por una asociación mineral metamórfica de biotita - muscovita - clorita - cuarzo - albita - clinozoicita - epidoto - turmalina. Los dominios cuarzo-feldespáticos-micáceos están fuertemente recrystalizados y se conservan pocos detritos de cuarzo, feldespato y plagioclasa. Además, estos dominios muestran indicios de recrystalización estática como son bordes de grano recto y uniones triples en los minerales recrystalizados (ej. cuarzo metamórfico con textura granoblástica). Estas microestructuras de recrystalización estática no muestran deformación intracrystalina sobreimpuesta, lo que indica que son posteriores al desarrollo de los micropliegues de crenulación  $F_2$ . Gran parte de la biotita del  $S_1$  y  $S_2$  está reemplazada por clorita retrógrada que no muestra signos de deformación interna asociada a los micropliegues  $F_2$ . **(c) y (d)** Detalle del clivaje de crenulación  $S_2$  en (a) y (b), el cual está definido por la misma asociación mineral metamórfica que el clivaje  $S_1$ . Notar el aumento del tamaño de grano y de la moda de la biotita y muscovita que definen el clivaje de crenulación  $S_2$  con respecto a aquellas que definen el clivaje  $S_1$ . La clorita retrógrada se asocia a calcita (ver texto). **(e) y (f)** Reemplazo pseudomórfico de clorita retrógrada por biotita dispuesta según el clivaje  $S_1$ - $S_2$  en metagrauvacas feldespáticas foliadas de la litofacies verde grisácea. Observar en (f) la presencia de clorita de la paragénesis de  $S_1$ - $S_2$  y clorita retrógrada. **(g) y (h)** Micropliegue  $F_3$  en filita de la litofacies verde grisácea con desarrollo de clivaje de crenulación  $S_3$  definido por láminas de clorita y muscovita, y óxidos a lo largo de superficies de disolución. El micropliegue  $F_3$  afecta a clivaje disyuntivo  $S_1$ - $S_2$  con dominios cuarzo-micáceos y micáceos.

cuarzo policristalino y fragmentos micrograníticos. Algunas metagrauvacas presentan granos de plagioclasa y feldespato alcalino que son relativamente más abundantes que los fragmentos líticos, lo cual permite clasificarlas como feldespáticas. También ocurre el caso contrario en metagrauvacas líticas. La composición de los detritos indica una procedencia desde fuentes ígneas y metamórficas para las metagrauvacas masivas.

Las metagrauvacas feldespáticas foliadas de la litofacies verde grisácea presentan un clivaje continuo  $S_1$ - $S_2$  dado por la disposición preferencial de filosilicatos metamórficos contenidos en una matriz recrystalizada que rodea granos detríticos relícticos (Fig. 4.8c). La matriz recrystalizada contiene la paragénesis mineral de biotita + muscovita + clorita + cuarzo + albita + clinozoisita + epidoto + turmalina. Los detritos relícticos son de granulometría arena media a muy fina, pobremente seleccionados, y principalmente incluyen cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino y en menor cantidad fragmentos líticos (cuarzo policristalino, filita, microgranito), muscovita, rutilo, epidoto, titanita y circón. La composición de los detritos sugiere fuentes ígneas y metamórficas. Generalmente, los granos detríticos de cuarzo, feldespato y plagioclasa están aplanados y estirados según la foliación  $S_1$ - $S_2$  y solamente algunos de estos conservan su forma original subangulosa y subredondeada (Figs. 4.8c y d). Los granos detríticos exhiben *strain cap*, donde se concentran los minerales laminares que forman el clivaje  $S_1$ - $S_2$ , y sombras de deformación (*strain shadow*) raras en cuarzo recrystalizado que pasan en una transición gradual a la matriz recrystalizada (terminología de Passchier y Trouw, 2005). Una particularidad de estas rocas es la presencia de *stacks* de clorita-muscovita, lenticulares, con planos basales 001 que son oblicuos al clivaje  $S_1$ - $S_2$ ; biotita dispuesta según  $S_1$ - $S_2$  crece sobre la clorita de los *stacks*. Estos agregados fueron descritos como ejemplos de porfiroblastos pretectónicos a sintectónicos tempranos (Passchier y Trouw, 2005) o como derivados a partir de granos detríticos como biotitas (Jiang y Peacor, 1994).





**Figura 4.8.** Fotomicrografías de las metasedimentitas de la litofacies verde grisácea en el área de Aguada Cecilio. (a), (b), (c), (d) y (e) Fotomicrografías tomadas con luz transmitida y nicoles cruzados. (f) Fotomicrografía tomada con luz transmitida y nicoles paralelos. Minerales metamórficos: Bt (biotita), Chl (clorita), Ep (epidoto), Ms (muscovita). Granos detríticos: Fa (feldespato alcalino), LG (líticos ígneos graníticos), LM (filita-pizarra), Pl (plagioclase), Qtz (cuarzo), QtzP (cuarzo policristalino). **(a) y (b)** Metagrauvaca lítica masiva con granos detríticos, subredondeados y subangulosos, de cuarzo, feldespato alcalino, plagioclase, y fragmentos líticos metamórficos (cuarzo policristalino y filita) e ígneos (microgranitos). El cuarzo policristalino muestra textura granoblástica. Los detritos están rodeados de una matriz recrystalizada que contiene una paragénesis metamórfica de biotita + muscovita + clorita + cuarzo + albita + clinozoisita + epidoto + turmalina. Notar las bandas de deformación y los subgranos y nuevos granos en los bordes de los detritos de cuarzo. El clivaje  $S_1-S_2$  está pobremente desarrollado. Las fotomicrografías (a) y (b) corresponden a la muestra V11-81. **(c)** Metagrauvaca feldespática foliada con clivaje continuo  $S_1-S_2$ . Cuarzo, feldespato alcalino y plagioclase son granos detríticos relictos. Esta roca presenta una paragénesis mineral de biotita + muscovita + clorita + cuarzo + albita + clinozoisita + epidoto + turmalina. **(d)** Detalle de granos detríticos de cuarzo y feldespato alcalino de la sección delgada de la fotomicrografía (c). Estos granos se encuentran aplanados y estirados según el clivaje  $S_1-S_2$ . El cuarzo del centro de la fotomicrografía muestra sombras de deformación (*strain shadow*), *strain cap* y subgranos en sus bordes. **(e)** Metagrauvaca feldespática laminada con dominios micáceos y cuarzo-feldespático-micáceos que definen un clivaje disyuntivo  $S_1-S_2$ . La roca preserva granos detríticos muy deformados de cuarzo, plagioclase y feldespato alcalino. Los dominios micáceos y la matriz recrystalizada de los (*continúa*)



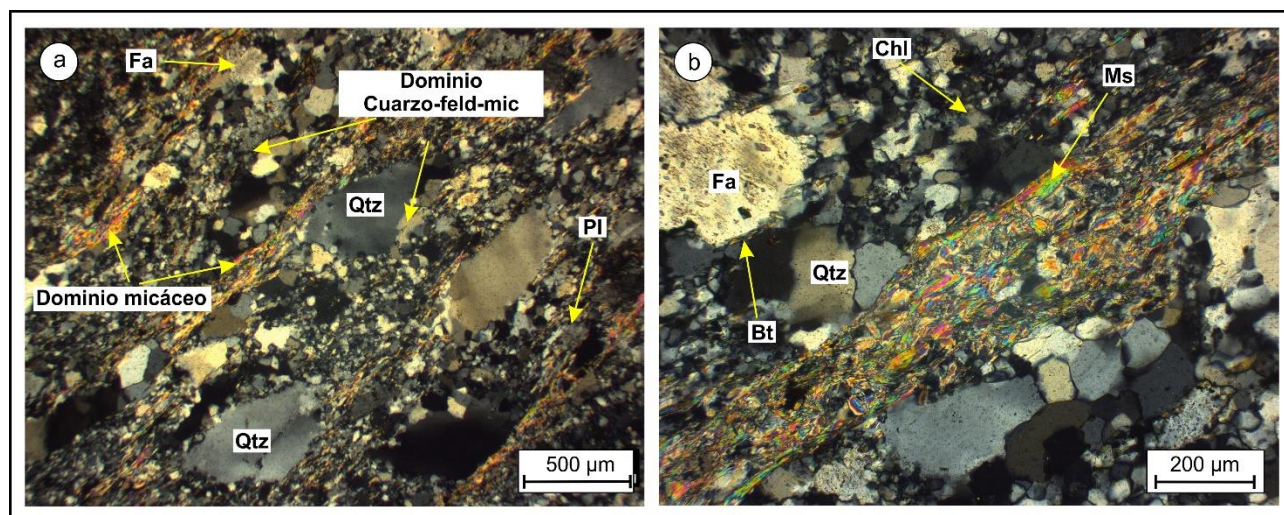
dominios cuarzo-feldespáticos-micáceos contienen una paragénesis mineral igual a (c) y (d). Las flechas rojas, al igual que en (d), indican bordes truncados o aplanados, probablemente como producto de disolución por presión. (f) Filita con clivaje continuo  $S_1$ - $S_2$ . Biotita y muscovita son los filosilicatos metamórficos más abundantes y definen el clivaje  $S_1$ - $S_2$ . La biotita también está presente en las sombras de deformación de los porfiroblastos de mineral opaco. La paragénesis mineral de la roca es biotita + muscovita + clorita + cuarzo + albita + clinozoisita + epidoto + turmalina.

Las metagrauvacas feldespáticas laminadas de la litofacies verde grisácea exhiben un clivaje disyuntivo  $S_1$ - $S_2$  dado por una alternancia de dominios cuarzo-feldespático-micáceos (1 - 3 mm de espesor) y dominios micáceos (0,5 mm de espesor) (Fig. 4.8e). Probablemente esta microestructura refleje una laminación sedimentaria relíctica  $S_0$ . Los dominios cuarzo-feldespático-micáceos preservan granos detríticos de granulometría arena mediana a muy fina y pobremente seleccionados, los cuales están envueltos en una matriz fina recrystalizada que contiene la paragénesis mineral de biotita + muscovita + clorita + cuarzo + albita + clinozoisita + epidoto + turmalina. Los filosilicatos de esta paragénesis forman folias discontinuas y paralelas al clivaje disyuntivo  $S_1$ - $S_2$ . Los granos detríticos incluyen cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino, y en menor proporción, fragmentos líticos metamórficos (cuarzo policristalino y filita), epidoto, muscovita, apatita, rutilo, titanita y circón. La composición de los detritos indica una procedencia desde fuentes ígneas y metamórficas. Algunos de los granos de cuarzo, feldespato y plagioclasa conservan sus formas originales subredondeadas y subangulosas, mientras que la mayoría tienen su forma modificada, encontrándose aplanados y estirados según la foliación  $S_1$ - $S_2$ . Los bordes paralelos al clivaje de los granos con su forma modificada están truncados o aplanados, probablemente como un producto de disolución por presión (Fig. 4.8e). Además, los granos detríticos presentan *strain cap* y *strain shadow* similares a los antes mencionados. Los dominios micáceos están compuestos por abundantes filosilicatos metamórficos y presentan la misma paragénesis mineral que los dominios cuarzo-feldespático-micáceos; los dominios micáceos también exhiben detritos de las composiciones y grado de deformación previamente mencionados.

Las filitas de la litofacies verde grisácea no conservan granos detríticos. Estas rocas se presentan en variedades con clivaje disyuntivo o continuo  $S_1$ - $S_2$ , los cuales pueden ser transicionales entre sí (Figs. 4.7g, h y 4.8f). El clivaje disyuntivo  $S_1$ - $S_2$  está compuesto por dominios micáceos que alternan con dominios cuarzo-micáceos. Esta microestructura probablemente expresa una laminación relíctica sedimentaria  $S_0$  de finas bandas limosas y pelíticas. La paragénesis mineral que define el clivaje  $S_1$ - $S_2$  es biotita + muscovita + clorita + cuarzo + albita + clinozoisita + epidoto + turmalina. Las filitas con clivaje continuo presentan la misma paragénesis mineral, definiendo el clivaje  $S_1$ - $S_2$ .

Las metagrauvacas feldespáticas laminadas de la litofacies marrón amarillenta muestran un clivaje disyuntivo  $S_1$ - $S_2$  dado por una alternancia de dominios cuarzo-feldespático-micáceos (2 - 0,5 mm de espesor) y micáceos (0,1 mm de espesor). Esta microestructura es similar a la descrita para las metagrauvacas laminadas de la litofacies verde grisácea y podría reflejar también una laminación sedimentaria relíctica  $S_0$ . Los dominios cuarzo-feldespático-micáceos preservan granos detríticos de tamaño arena media a muy fina,

pobrementemente seleccionados de cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino, además de cantidades menores de apatita, circón y cuarzo policristalino (Figs. 4.9a y b). Los detritos se encuentran rodeados de una matriz fina y recrystalizada que contiene la paragénesis mineral de muscovita + clorita + biotita + cuarzo + albita + turmalina. Los filosilicatos de la matriz recrystalizada son escasos y definen folias finas, discontinuas y paralelas al clivaje disyuntivo  $S_1$ - $S_2$ . Los granos de cuarzo detrítico presentan fuerte deformación interna y gran cantidad de subgranos y nuevos granos en los bordes que pasan transicionalmente a la matriz fina recrystalizada. En general, los granos detríticos de cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino están aplanados y estirados según la foliación  $S_1$ - $S_2$ . La composición de los granos detríticos indica fuentes ígneas y metamórficas. Los dominios micáceos están compuestos principalmente por muscovita, la cual se encuentra asociada a escasa biotita y clorita. La escasez de biotita y clorita en esta litología le confiere su color marrón amarillento.

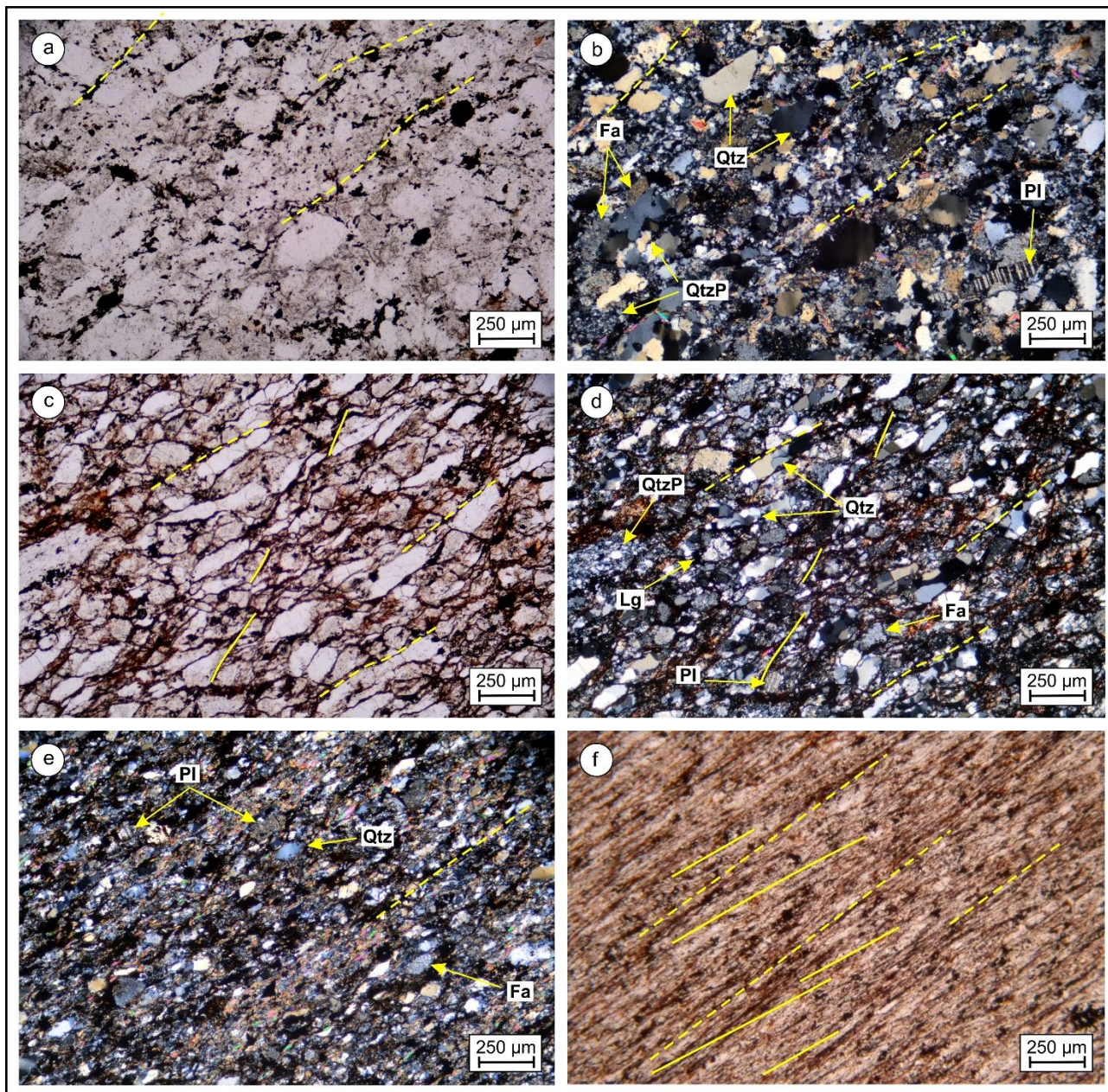


**Figura 4.9.** Fotomicrografías de las metasedimentitas de la litofacies marrón amarillenta en el área de Aguada Cecilio. Luz transmitida y nicols cruzados. Minerales metamórficos: Bt (biotita), Chl (clorita), Ms (muscovita). Granos detríticos: Fa (feldespato alcalino), Pl (plagioclasa), Qtz (cuarzo). Luz transmitida y nicols paralelos en (a) y (b). **(a)** Metagrauvaca feldespática laminada con dominios micáceos y cuarzo-feldespático-micáceos que definen un clivaje disyuntivo  $S_1$ - $S_2$ . Cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino son granos detríticos relícticos. Los granos de cuarzo detrítico presentan extinción ondulosa, bandas de deformación, y subgranos y nuevos granos en los bordes, los cuales son transicionales con los granos de la matriz fina recrystalizada. Los detritos de plagioclasa y feldespato alcalino están fuertemente deformados y recrystalizados. La matriz recrystalizada muestra dominios con indicios de recrystalización estática como son los bordes rectos de los minerales recrystalizados. La paragénesis mineral de la roca es muscovita + clorita + biotita + cuarzo + albita + turmalina. **(b)** Detalle de dominio micáceos y dominios cuarzo-feldespático-micáceos de la fotomicrografía (a). (a) y (b) son fotomicrografías de la muestra V11-170.

Las metagrauvas feldespáticas masivas de la litofacies roja preservan granos detríticos de granulometría arena media a muy fina y muy pobremente seleccionados (Figs. 4.10a y b). Muchos de los granos detríticos conservan sus formas originales subangulosas y subredondeadas y comprenden fundamentalmente cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino pertítico, mientras que apatita, circón y fragmentos líticos (cuarzo policristalino) están en menor proporción. La composición de los granos detríticos indica un aporte desde fuentes ígneas y metamórficas. Los detritos están rodeados por una matriz fina y recrystalizada que contiene una paragénesis mineral de muscovita + biotita + clorita + mineral opaco + óxidos



+ epidoto + cuarzo + albita. Los opacos y óxidos se encuentran en gran cantidad, dándole tonalidad roja a estas rocas. La orientación preferencial de los minerales laminares metamórficos, opacos, óxidos, y algunos detritos aplanados y estirados dan una clivaje pobremente desarrollado  $S_1$ - $S_2$ .



**Figura 4.10.** Fotomicrografías de las metasedimentitas de la litofacies roja en el área de Aguada Cecilio. (a) y (b) Fotomicrografías de la misma imagen tomada con luz transmitida y nicoles paralelos, y con luz transmitida y nicoles cruzados, respectivamente. (c) y (d) Ídem. (e) Fotomicrografía tomada con luz transmitida y nicoles cruzados. (f) Fotomicrografía tomada con luz transmitida y nicoles paralelos. Minerales metamórficos: Bt (biotita), Chl (clorita), Ep (epidoto), Ms (muscovita). Granos detríticos: Fa (feldespato alcalino), LG (líticos ígneos graníticos), LM (filita-pizarra), Pl (plagioclase), Qtz (cuarzo), QtzP (cuarzo policristalino). (a) y (b) Metagrauvaca feldespática masiva que preserva granos detríticos, subangulosos a subredondeados, de cuarzo, feldespato alcalino, plagioclase, y cuarzo policristalino. Una matriz fina recrystalizada rodea los detritos y contiene una paragénesis mineral de muscovita + biotita + clorita + mineral opaco + óxidos + epidoto + cuarzo + albita. La roca presenta un clivaje  $S_1$ - $S_2$  pobremente desarrollado (línea de trazos en amarilla). Las fotomicrografías (a) y (b) corresponden a la muestra V11-51. (c) y (d) Metaarenita feldespática que conserva granos detríticos muy deformados de cuarzo, feldespato alcalino, plagioclase, cuarzo policristalino y líticos ígneos micrograníticos. La roca presenta una matriz recrystalizada escasa que incluye muscovita + epidoto + mineral opaco + óxidos ± biotita ± clorita. Se observa clivaje  $S_1$  (línea amarilla continua) y  $S_2$  (línea amarilla de trazos) intersectándose en bajo ángulo. (e) Metagrauvaca feldespática foliada con clivaje continuo  $S_1$ - $S_2$  dado por la orientación preferencial de filosilicatos laminares, opacos y óxidos incluidos en una matriz fina recrystalizada que rodea detritos relicto. Los granos (continúa)



detríticos son de cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino, y se encuentran aplanados y estirados según el clivaje. **(f)** Filita roja con clivaje  $S_2$  (línea amarilla de trazos) y clivaje  $S_1$  (línea amarilla continua) relíctico y en bajo ángulo. La paragénesis mineral de la roca es muscovita + biotita + clorita + óxido + cuarzo + albita.

Las metaarenitas feldespáticas de la litofacies roja exhiben granos detríticos de tamaño arena gruesa a muy fina (muy pobremente seleccionados), generalmente aplanados y con formas lenticulares (**Figs. 4.10c y d**). Los pocos detritos que conservan su forma original son subangulosos y subredondeados. Una muy escasa matriz fina y recrystalizada contiene la paragénesis mineral de muscovita + epidoto + mineral opaco + óxidos  $\pm$  biotita  $\pm$  clorita. Biotita y clorita son escasas. La abundancia de opacos y óxidos le confieren la tonalidad roja a estas rocas. La orientación preferencial de los filosilicatos metamórficos y los detritos lenticulares dan un clivaje continuo  $S_1$ - $S_2$  a estas rocas. Los granos detríticos principalmente incluyen cuarzo, plagioclasa y feldespato peritítico, y cantidades menores de fragmentos líticos, apatita y circón. Los fragmentos líticos son de cuarzo policristalino, fragmentos ígneos micrograníticos y fragmentos volcánicos alterados. La composición de los detritos indica una proveniencia principal desde fuentes ígneas y metamórficas.

Las metagrauvas feldespáticas foliadas de la litofacies roja muestran un clivaje continuo  $S_1$ - $S_2$  dado por la disposición preferencial de filosilicatos metamórficos contenidos en una matriz recrystalizada que rodea granos detríticos relícticos (**Fig. 4.10e**). Esta matriz está constituida por una paragénesis mineral de muscovita + biotita + clorita + óxidos + opacos + cuarzo + albita + epidoto. Los granos detríticos son de granulometría arena media a muy fina, pobremente seleccionados y principalmente incluyen cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa, mientras que muscovita, circón y apatita están en menor proporción. La composición de los detritos indica una proveniencia ígnea. Habitualmente, los granos detríticos de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa se encuentran aplanados y estirados según la foliación  $S_1$ - $S_2$ , y presentan *strain shadow* y *strain cap*; solamente algunos detritos conservan su forma original subredondeada a subangulosa.

Las filitas de la litofacies roja (**Fig. 4.10f**) tienen un clivaje continuo  $S_1$ - $S_2$  dado por la orientación preferencial de filosilicatos metamórficos y abundantes óxidos incluidos en una paragénesis mineral de muscovita + biotita + clorita + óxido + cuarzo + albita. Estas rocas no conservan granos detríticos.

#### **4.1.3.2. Esquistos verdes y metagabros/dioritas**

La foliación  $S_1$  de los esquistos verdes está definida por una asociación mineral metamórfica de tremolita-actinolita - clorita - epidoto - albita - titanita - calcita - cuarzo, la cual es típica de la facies esquistos verdes en protolitos máficos (**Bucher y Grapes, 2011**, p. 363 y referencias ahí citadas). Además, esta asociación reemplaza pseudomórficamente a los minerales ígneos relícticos como anfíbol, plagioclasa y

mineral opaco. La foliación  $S_1$  se observa claramente en secciones delgadas de charnelas de micropliegues  $F_2$ , donde está crenulada por la foliación  $S_2$  asociada a estos micropliegues. En zonas de charnela de pliegues  $F_2$  donde el clivaje de crenulación  $S_2$  transpone al clivaje  $S_1$ , este último aparece en forma relíctica formando micropliegues isoclinales  $F_2$  desmembrados (Fig. 4.11a). La foliación de crenulación  $S_2$  está formada por rotación y recrystalización de los minerales que definen  $S_1$ , y blastesis de las mismas especies minerales que componen la foliación  $S_1$  incluyendo, además, biotita marrón verdosa. Entonces, la asociación mineral que define a  $S_2$  es tremolita-actinolita - clorita - epidoto - biotita marrón verdosa - albita - titanita - calcita - cuarzo. Esta biotita reemplaza parcialmente a la clorita y tremolita-actinolita del  $S_1$ . Biotita con estas características aparece en la facies esquistos verdes a  $\sim 400^\circ\text{C}$  durante el metamorfismo progrado de rocas máficas, en una trayectoria de P y T intermedias, y se forma a partir de reacciones metamórficas que consumen tremolita y clorita (Bucher y Grapes, 2011, p. 364 y referencias ahí citadas). Aunque, la biotita puede estar presente desde la facies esquistos verdes hasta anfibolita (Bucher y Grapes, 2011, p. 350 y referencias ahí citadas), el grado metamórfico más razonable alcanzado durante el desarrollo de la foliación  $S_2$  sería el de la facies esquistos verdes debido a que no se reconoció hornblenda metamórfica asociada a la biotita de  $S_2$ . Además, la presencia de biotita en las rocas metamáficas es consistente con la facies esquistos verdes zona biotita definida en las metasedimentitas (Bucher y Grapes, 2011, p. 349). La situación respecto a los minerales que definen  $S_1$  y  $S_2$ , la cual es equivalente a la descrita en las metasedimentitas, hace imposible diferenciar las dos asociaciones metamórficas cuando las foliaciones  $S_1$  y  $S_2$  son subparalelas (foliación  $S_1$ - $S_2$ , limbos pliegues  $F_1$  y  $F_2$ ) o cuando la foliación  $S_2$  transpone a  $S_1$  (en zonas de charnela de pliegues  $F_2$ ) (Fig. 4.11a). En este caso, y al igual que fue definido en las metasedimentitas, ambas asociaciones metamórficas forman la paragénesis mineral de la foliación  $S_1$ - $S_2$ . Los esquistos verdes presentan clorita retrógrada que reemplaza pseudomórficamente a la tremolita-actinolita y a la biotita marrón verdosa, y con las mismas relaciones microestructurales que la descrita en las metasedimentitas. Micropliegues  $F_3$  afectan a la foliación  $S_1$ - $S_2$  y se asocian con un clivaje de crenulación  $S_3$  dado por la reorientación de la tremolita-actinolita, clorita y biotita de la paragénesis mineral de  $S_1$ - $S_2$ .

Los metagabro/dioritas preservan sus texturas y minerales ígneos relícticos y contienen plagioclasa euédral y minerales intersticiales como anfíbol, biotita sagenítica, mineral opaco, y cuarzo con feldespato alcalino formando texturas micrográficas (Fig. 4.11b). Los minerales ígneos están reemplazados por una asociación mineral metamórfica de tremolita-actinolita - clorita - biotita marrón verdosa - epidoto - albita - titanita - calcita - cuarzo. Además de estar en la asociación mineral, la biotita marrón verdosa reemplaza parcialmente a la clorita y tremolita-actinolita. Esta asociación metamórfica es equivalente a la que define la foliación  $S_2$  en los esquistos verdes y es consistente con la facies esquistos verdes (Bucher y Grapes, 2011). Clorita retrógrada reemplaza pseudomórficamente a la tremolita-actinolita y a la biotita marrón verdosa.

Este reemplazo pseudomórfico es equivalente al observado en los esquistos verdes. Esta clorita presenta extinción ondulosa, asociada a estructuras de deformación D<sub>3</sub>.

#### 4.1.3.3. Metaperidotitas

Cúmulos de olivina e intercumulus de piroxeno, anfíbol marrón, mineral opaco y biotita sagenítica forman los cumulos metaperidotíticos (Fig. 4.11c). Los cumulos presentan una serpentinización temprana de la olivina y el piroxeno. Cummingtonita-grunerita pseudomórfica reemplaza al anfíbol marrón y la serpentina, mientras que clorita azul reemplaza a la biotita sagenítica (Fig. 4.11c). La cummingtonita-grunerita y clorita azul representan la asociación metamórfica progradada en los cumulos, también sugiriendo condiciones de metamorfismo en facies esquistos verdes (Evans y Ghiorso, 1995, y referencias ahí citadas). Por último, una asociación metamórfica de talco - clorita verde fina - tremolita-actinolita rellenan microfracturas y reemplazan a la asociación mineral progradada y a la serpentina (Fig. 4.11c).

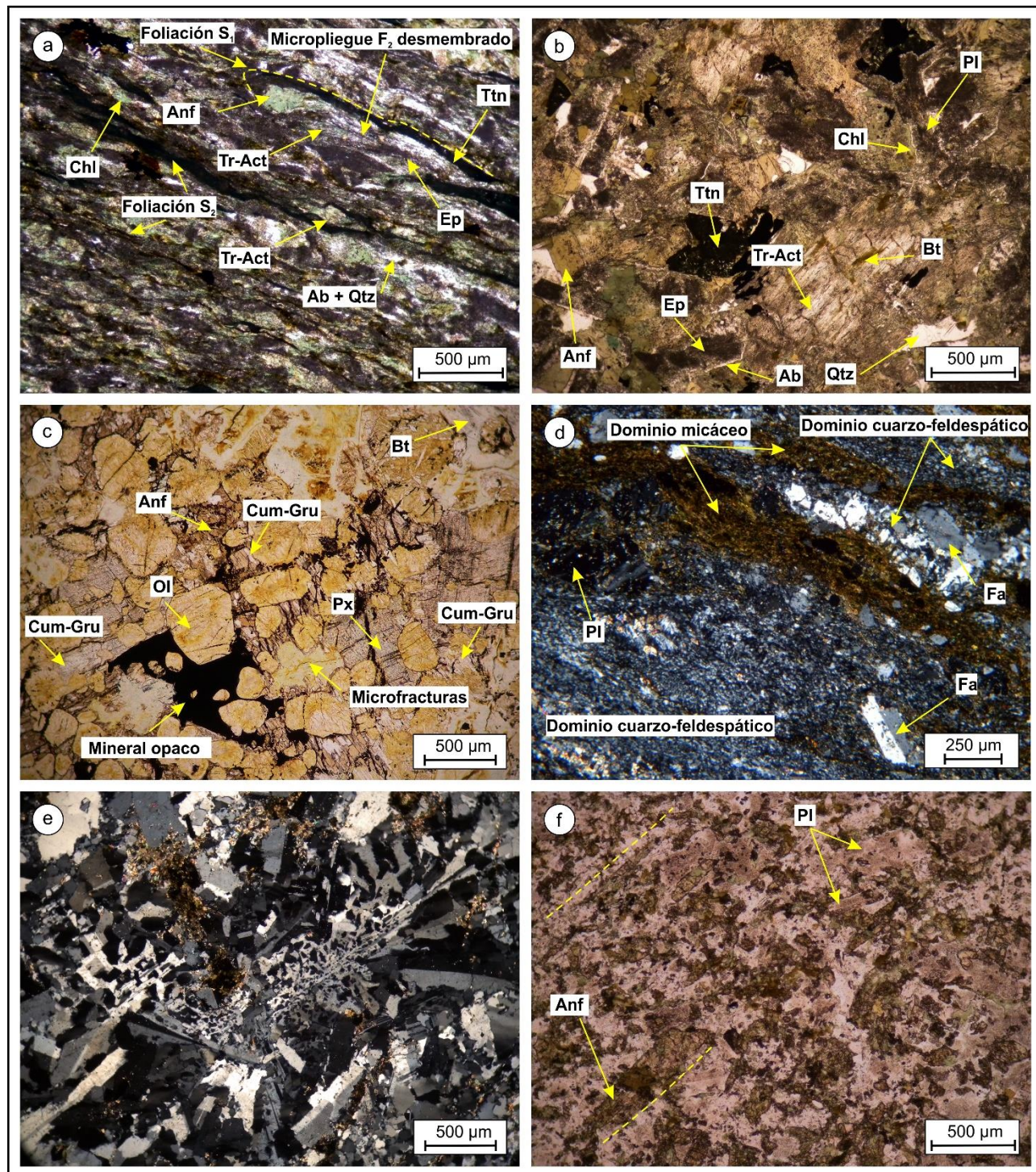
#### 4.1.3.4. Metagranitoides

Los metagranitoides foliados muestran una alternancia de dominios micáceos y cuarzo-feldespáticos que definen una foliación penetrativa S<sub>1</sub>-S<sub>2</sub> (Fig. 4.11d). Los dominios micáceos contienen una paragénesis mineral de biotita + epidoto + muscovita + calcita, la cual es coherente con la facies esquistos verdes (Fig. 4.11d). Clorita retrógrada sustituye pseudomórficamente y crece a expensas de la biotita, esta clorita podría ser equivalente a aquella que reemplaza pseudomórficamente a tremolita-actinolita y biotita en los esquistos verdes y metagabro/dioritas. Los dominios cuarzo-feldespáticos muestran una fábrica típica de recristalización dinámica con minerales ígneos relícticos como cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino. Los granos de cuarzo ígneo tienen extinción ondulosa, bandas de deformación y bordes de subgrano. Los feldespatos relícticos presentan fragmentación, bandas de deformación, maclas de deformación, extinción ondulosa y recristalización de bordes de grano (Fig. 4.11d).

Las metagranodioritas preservan en forma relíctica la textura equigranular magmática que contiene como minerales esenciales cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino con cuarzo en arreglos micrográficos y un mineral máfico (¿anfíbol?), y como minerales accesorios apatita, alanita y circón. Los lentes de diferenciados metagraníticos dentro de las metagranodioritas muestran texturas granudas relícticas formadas por cuarzo y microclino en arreglos micrográficos, plagioclasa y el mismo mineral máfico relíctico (¿anfíbol?) (Fig. 4.11e). Apatita y circón también son minerales accesorios comunes. Aunque las metagranodioritas y los metagranitos preservan parcialmente sus texturas ígneas, el cuarzo muestra microestructuras de deformación intracristalina como extinción ondulosa, bandas de deformación y bordes de subgrano. Este mineral además presenta recristalización dinámica (Fig. 4.11e). El mineral máfico (¿anfíbol?) es



pseudomórficamente reemplazado por biotita + epidoto y los feldespatos están parcialmente reemplazados por albita + calcita + epidoto. Estos reemplazos representan la paragénesis mineral metamórfica, la cual es equivalente a la observada en los metagranitoides foliados.



**Figura 4.11.** Fotomicrografías de las rocas metaígneas de la Formación Nahuel Niyeu en el área de Aguada Cecilio. Luz transmitida y nicoles paralelos en (a), (b), (c) y (f). Nicles cruzados en (d) y (e). Símbolos para los minerales: Ab (albita), Anf (anfíbol), Fa (feldespato alcalino), Bt (biotita), Chl (clorita), Cum-Gru (cummingtonita-grunerita), Ep (epidoto), Ol (olivina), Pl (plagioclasa), Px (piroxeno), Qtz (cuarzo), Tr-Act (tremolita-actinolita), Ttn (titanita). **(a)** Sección delgada perpendicular a la lineación  $L_2$  de un esquistos verde perteneciente a una zona de charnela de un pliegue  $F_2$  donde la foliación  $S_2$  transpone a  $S_1$ . Esta última se observa como un pliegue  $F_2$  desmembrado que muestra un anfíbol relíctico parcialmente reemplazado por (*continúa*)



clorita de paragénesis mineral, en su zona de charnela. La paragénesis mineral de la roca es tremolita-actinolita + clorita + biotita marrón verdosa + epidoto + albita + titanita + calcita + cuarzo y define la foliación  $S_2$ . **(b)** Metagabro/diorita con minerales y texturas ígneas relicticas. Tremolita-actinolita - clorita - biotita - epidoto - albita - titanita - calcita - cuarzo es la asociación metamórfica progradada de mayor grado y reemplaza a los minerales ígneos relicticos (anfíbol, plagioclasa, mineral opaco, cuarzo intersticial). La biotita marrón verdosa a su vez reemplaza parcialmente a la tremolita-actinolita. **(c)** Cumulatos metaperidotíticos. La olivina, el piroxeno, el anfíbol marrón, la biotita y el mineral opaco son los minerales ígneos relicticos. La olivina y el piroxeno presentan serpentinización penetrativa. La cummingtonita-grunerita reemplaza a la serpentina y al anfíbol marrón y constituyen la asociación mineral progradada. Clorita verde fina rellena las microfracturas y reemplaza la asociación progradada. **(d)** Metagranodiorita foliada con dominios micáceos y cuarzo-feldespáticos los cuales definen la foliación  $S_1$ - $S_2$ . La plagioclasa y el feldespato alcalino son minerales ígneos relicticos. **(e)** Diferenciado metagranítico con minerales ígneos relicticos y textura micrográfica. Los granos de cuarzo en el cuadrante inferior derecho muestran extinción ondulosa, bandas de deformación y subgranos en los bordes. La fotomicrografía corresponde a la muestra V11-148. **(f)** Flujo de lava metaandesítico con textura porfírica. Clorita + epidoto + calcita + biotita marrón verdosa  $\pm$  actinolita sustituyen los fenocristales de anfíbolita y plagioclasa, y a los minerales de la pasta. Las líneas punteadas indican la orientación de los fenocristales por flujo magmático.

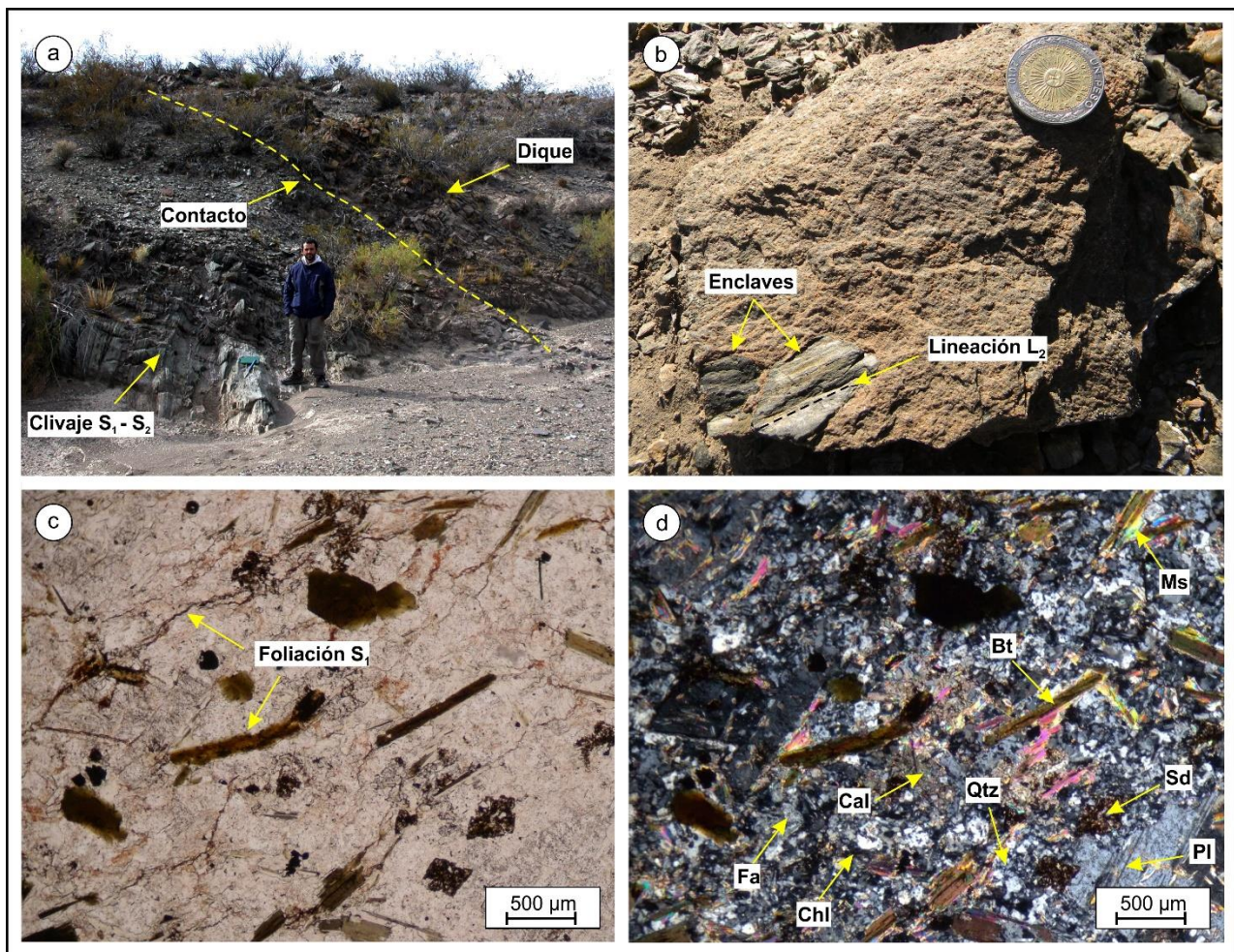
#### 4.1.3.5. Metaandesita

El flujo de lava metaandesítico presenta textura porfírica relictica compuesta por fenocristales de anfíbol y plagioclasa en una pasta parcialmente recrystalizada (**Fig. 4.11f**). Además, esta roca presenta flujo magmático, paralelo a la base y techo de la colada, dado por la orientación de los ejes mayores de los fenocristales. El anfíbol está reemplazado pseudomórficamente por la asociación metamórfica de clorita - epidoto - calcita - biotita marrón verdosa - actinolita. La biotita marrón verdosa aparece reemplazando a la clorita, en una reacción metamórfica prógrada (**Fig. 4.11f**). La plagioclasa tiene maclas de deformación y en sus núcleos muestra la misma asociación metamórfica que reemplaza a los anfíboles. La pasta preserva algunos cristales ígneos en forma relictica, sin embargo está reemplazada por la asociación metamórfica previamente mencionada. La asociación metamórfica en esta roca también es equivalente a aquella que define la foliación  $S_2$  en los esquistos verdes y a la observada en metagabros/dioritas, y por lo tanto característica de la facies esquistos verdes zona biotita ([Bucher y Grapes, 2011](#)).

#### 4.1.4. Diques de microgranodiorita post $D_2$ -pre $D_3$

Diques de microgranodiorita biotítica de rumbo ONO cortan los clivajes  $S_1$  y  $S_2$  en los limbos y zonas de charnela de los pliegues  $F_1$  y  $F_2$  a bajo y alto ángulo, respectivamente (**Figs. 4.1, 4.2a, b, 4.5b y 4.12a**). Los mismos contienen numerosos enclaves angulosos de la roca de caja (**Fig. 4.12b**), además los diques más potentes generan pequeñas máculas en las metasedimentitas de la zona cercana a sus bordes, producidas por metamorfismo térmico. Las máculas se superponen al clivaje  $S_1$ - $S_2$  de la Formación Nahuel Niyeu. A su vez, los diques son afectados por los pliegues  $F_3$  de la Formación Nahuel Niyeu, que corresponden a los primeros pliegues en los diques ( $F_1$  en los diques). Los diques no son parte de los protolitos ígneos de la Formación Nahuel Niyeu. Sin embargo, se describen en esta sección ya que son importantes para definir la relación estratigráfica relacionada con su emplazamiento, dado que son intertectónicos (post  $D_2$  - pre  $D_3$ ). Además, los diques son útiles para comprender mejor los eventos tectónicos que afectaron a la Formación Nahuel Niyeu con posterioridad a  $D_2$ .

Los diques presentan fenocristales de plagioclasa y biotita, este último define una foliación ígnea. Presentan una pasta microgranular de plagioclasa, cuarzo y feldespato alcalino con cuarzo en arreglos texturales micrográficos. En las zonas de charnela de los pliegues  $F_3$  de la Formación Nahuel Niyeu (= pliegues  $F_1$  en los diques) estos cuerpos ígneos exhiben su primera foliación de plano axial  $S_1$  (equivalente a la  $S_3$  de la Formación Nahuel Niyeu). Esta foliación queda definida por microfracturas oscuras, originadas por la acumulación de óxidos a lo largo de planos de disolución, y biotita ígnea reorientada (Figs. 4.12c y d). Muscovita y calcita reemplazan a los fenocristales de plagioclasa, además, la muscovita reemplaza pseudomórficamente a la biotita que suele estar deformada por “kinking”. En la pasta, calcita, muscovita y clorita sustituyen a los feldespatos mientras que el cuarzo está parcialmente recrystalizado y muestra extinción ondulosa. Además, la pasta presenta porfiroblastos de siderita (Figs. 4.12c y d). Los minerales de reemplazo constituyen la asociación metamórfica de los diques, la cual es consistente con aquella asociada a las estructuras  $D_3$  en la Formación Nahuel Niyeu.



**Figura 4.12.** Dique de microgranodiorita post- $D_2$  - pre- $D_3$ . (a) El clivaje  $S_1$ - $S_2$  de la Formación Nahuel Niyeu está cortado en alto ángulo por un dique de microgranodiorita. Esta fotografía corresponde a la zona de charnela de un pliegue  $F_2$ . (b) Muestra de mano de un dique de microgranodiorita que exhibe enclaves angulares en las filitas con lineación  $L_2$ . Los enclaves y sus estructuras confirman que la intrusión de los diques fue subsecuente con la deformación  $D_2$ . (c) y (d) Fotomicrografías de la misma imagen con nicols paralelos y cruzados, respectivamente. Dique de microgranodiorita de la zona de charnela de un pliegue  $F_3$ . Las superficies de disolución oscuras y la biotita ígnea reorientada definen la foliación  $S_1$ , equivalente a (continúa)

la foliación  $S_3$  en las rocas de caja de la Formación Nahuel Niyeu. La muscovita, clorita y calcita reemplazan a los minerales ígneos. La pasta microgranular muestra cuarzo parcialmente recristalizado y porfiroblastos de siderita. Símbolos para los minerales: Fa (feldespato alcalino), Bt (biotita), Cal (calcita), Chl (clorita), Ms (muscovita), Pl (plagioclasa), Qtz (cuarzo), Sd (siderita).

## 4.2. ÁREA DEL ARROYO PAJALTA

Abarca los afloramientos de la Formación Nahuel Niyeu que están situados entre la laguna Curicó y la Ruta Nacional 23 y que son cortados por el arroyo Pajalta (Fig. 1.1b). En este estudio fueron analizados con detalle dos afloramientos, uno oriental y otro occidental, cada uno perteneciente a un limbo de un pliegue de escala kilométrica (Figs. 4.13, 4.14 y 4.15).

### 4.2.1. Litología

El área del arroyo Pajalta la Formación Nahuel Niyeu está compuesta fundamentalmente por una alternancia de metagrauvacas masivas líticas y feldespáticas, metagrauvacas feldespáticas foliadas y laminadas, filitas verde grisáceas y metaconglomerados líticos delgados (con clastos de hasta 2 centímetros). Esta alternancia composicional de rocas define una estratificación relíctica  $S_0$  y pertenece a la litofacies verde grisácea descrita en la zona de Aguada Cecilio (Figs. 4.16a-c). No fue posible reconocer estructuras sedimentarias que indiquen polaridad de las capas dados el metamorfismo y la deformación sobreimpuestos que obliteraron estos caracteres primarios.

Solamente fue identificado un filón capa simple de metagabro/diorita con contactos intrusivos netos y concordantes con la estratificación relíctica  $S_0$  (Figs. 4.13 y 4.15). La roca de caja del cuerpo ígneo presenta un hornfels de unos 30 centímetros de espesor. El filón capa tiene 20 metros de espesor y unos 800 metros de longitud (medida a lo largo de su superficie de afloramiento plegada). En el borde del cuerpo ígneo hay desarrollo de foliación grosera  $S_1$ - $S_2$  (Fig. 4.16d), sin formación de verdaderos esquistos verdes, mientras que en la zona central se preservan texturas subvolcánicas relícticas. Los minerales ígneos están reemplazados por minerales de la paragénesis mineral.

### 4.2.2. Estructura

Las estructuras detalladas a continuación se encuentran en orden cronológico y son semejantes a las descritas en los afloramientos de Aguada Cecilio (estructuras  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$ ,  $D_4$  y  $D_5$ ). De la misma forma, el único filón capa y las metasedimentitas comparten las mismas estructuras de deformación y metamorfismo asociado. Los afloramientos del arroyo Pajalta exhiben estructuras  $D_4$  que modifican la orientación de las estructuras anteriores ( $D_1$ ,  $D_2$  y  $D_3$ ), respecto del área de Aguada Cecilio.



#### 4.2.2.1. Estructuras D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub>

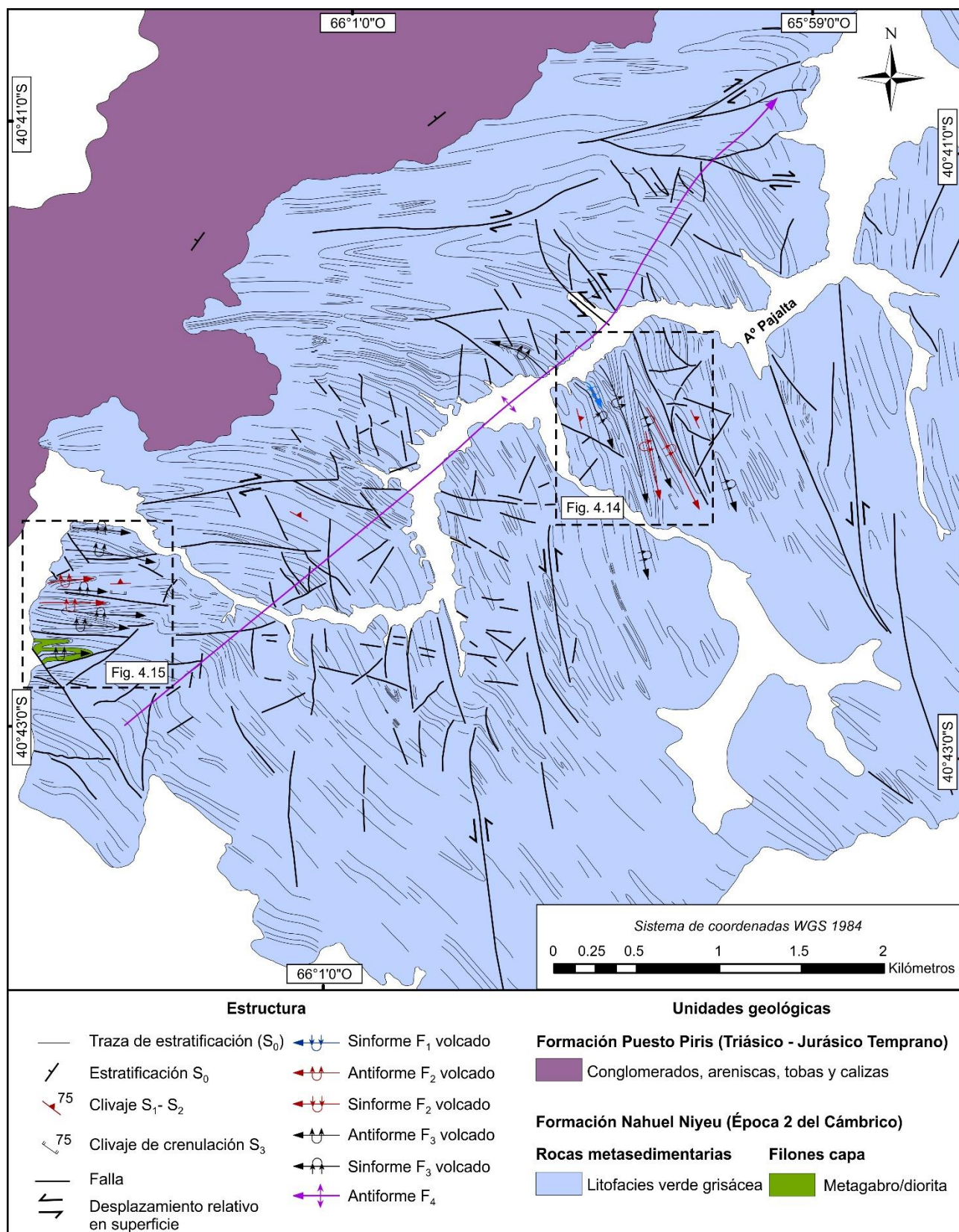
En los afloramientos ubicados en el este del área del arroyo Pajalta (Figs. 4.13 y 4.14), pliegues coaxiales F<sub>1</sub> y F<sub>2</sub> con el mismo estilo (isoclinales y similares) y patrón de interferencia (Tipo 3, Ramsay, 1962) que aquellos descritos en el área de Aguada Cecilio caracterizan las estructuras de deformación D<sub>1</sub> y D<sub>2</sub>. Aquí, los pliegues F<sub>1</sub> y F<sub>2</sub> tienen un rumbo NNO-SSE y ejes que buzcan hacia el SSE. Clivajes de plano axial S<sub>1</sub> y S<sub>2</sub> que inclinan hacia el ENE en alto ángulo están asociados con los pliegues F<sub>1</sub> y F<sub>2</sub>, respectivamente (Fig. 4.17a). Al igual que en el área de Aguada Cecilio, los clivajes S<sub>1</sub> y S<sub>2</sub> son subparalelos o se intersectan en un ángulo muy bajo en los limbos de los pliegues F<sub>1</sub> y F<sub>2</sub>, lo cual hace que sean prácticamente indistinguibles a escala de afloramiento y por lo tanto medidos como S<sub>1</sub>-S<sub>2</sub>, el cual es la foliación principal de esta unidad geológica (Figs. 4.16a, b y d, 4.18a, b, d y f). Comúnmente, en zonas de charnela de pliegues F<sub>2</sub> el clivaje S<sub>1</sub> se encuentra totalmente transpuesto por el clivaje de plano axial S<sub>2</sub>. Sin embargo, en algunas de estas zonas de charnela este fenómeno de transposición es parcial y aún se puede diferenciar el clivaje S<sub>1</sub> del S<sub>2</sub>, este último formando un clivaje de crenulación. Una lineación de intersección L<sub>2</sub> es paralela a los ejes de los pliegues F<sub>1</sub> (B<sub>1</sub>) y F<sub>2</sub> (B<sub>2</sub>). Vetillas de cuarzo con feldespato, clorita y biotita son subparalelas al clivaje S<sub>1</sub> y afectadas por los pliegues F<sub>2</sub> (Fig. 4.18a).

Los afloramientos ubicados en el oeste del área del arroyo Pajalta (Figs. 4.13 y 4.15), presentan estructuras D<sub>1</sub> y D<sub>2</sub> equivalentes a las descritas para la zona este, pero con otra orientación. Pliegues F<sub>1</sub> no pudieron ser reconocidos a escala de afloramiento, sin embargo, se infiere su presencia a partir de clivaje S<sub>1</sub>. Los pliegues F<sub>2</sub> presentan un rumbo ~E-O y ejes que buzcan hacia el E. Los clivajes S<sub>1</sub> y S<sub>2</sub> inclinan hacia el norte en alto ángulo y también fueron medidos como S<sub>1</sub>-S<sub>2</sub>. La lineación de intersección L<sub>2</sub> es paralela a los ejes de los pliegues F<sub>2</sub> (Fig. 4.17b).

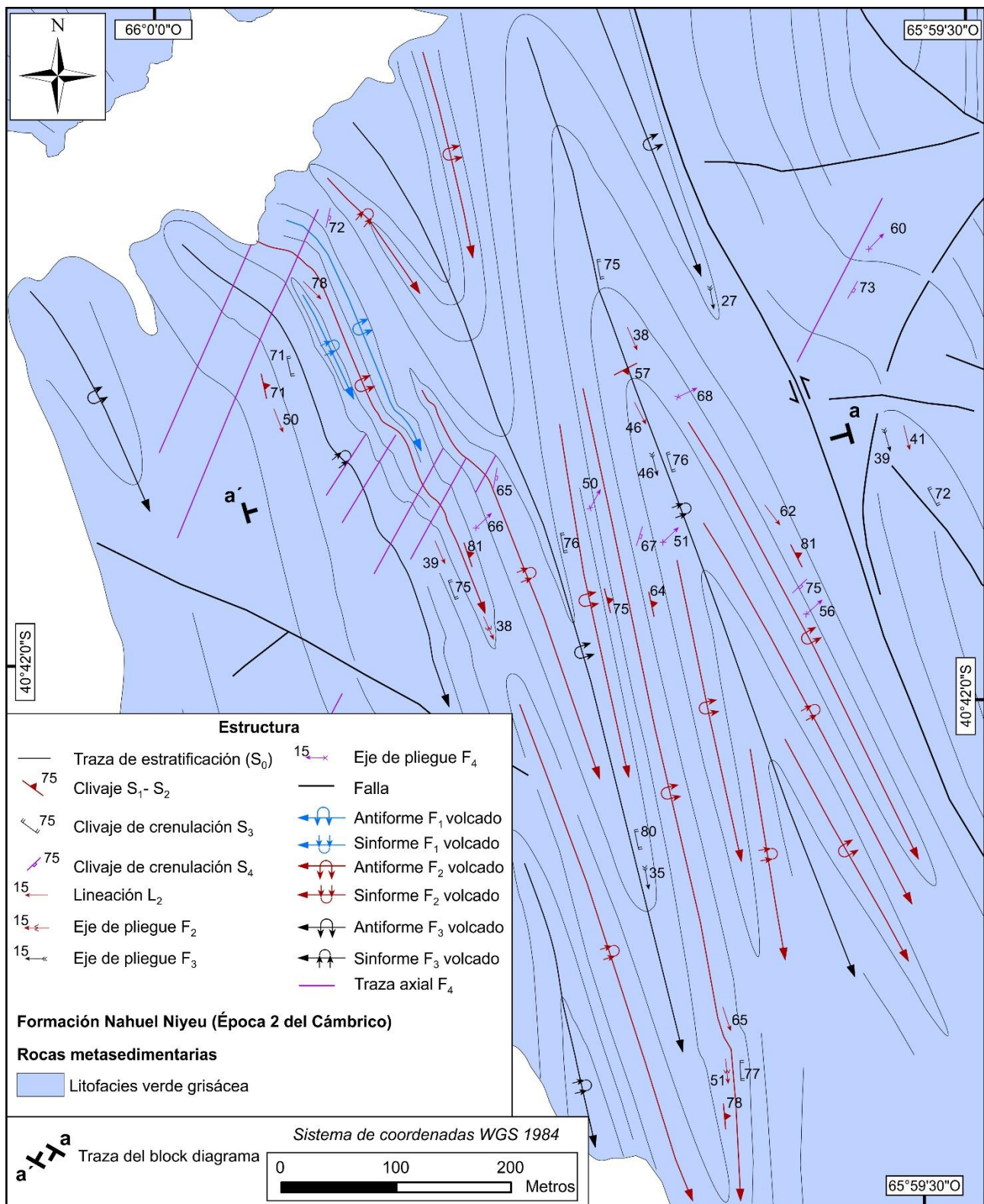
#### 4.2.2.2. Estructuras D<sub>3</sub>

Las estructuras de deformación D<sub>3</sub> en el área del arroyo Pajalta están representadas por pliegues F<sub>3</sub> apretados que se superponen a los pliegues F<sub>1</sub> y F<sub>2</sub> (Figs. 4.13, 4.14 y 4.15). Los pliegues F<sub>3</sub> están asociados a un clivaje de crenulación de plano axial S<sub>3</sub>, en sus zonas de charnela (Figs. 4.16b, 4.17a, b y 4.18a, b), el cual suele transponer parcial o totalmente a S<sub>1</sub>-S<sub>2</sub> (Figs. 4.18c y d).

En los afloramientos estudiados al este, los pliegues F<sub>3</sub> tienen un rumbo NNO-SSE, planos axiales que inclinan entre 75° y 80° hacia el ENE, y un limbo volcado y otro normal. Estos rasgos permiten caracterizarlos como pliegues volcados con vergencia al OSO. Los ejes B<sub>3</sub> buzcan hacia el SSE y son subparalelos a los ejes B<sub>1</sub> y B<sub>2</sub> y a la lineación de intersección L<sub>2</sub>. Al igual que en el área de Aguada Cecilio, esto resulta en un segundo patrón de interferencia Tipo 3 de Ramsay (1962) (Figs. 4.14, 4.17a y 4.18a).

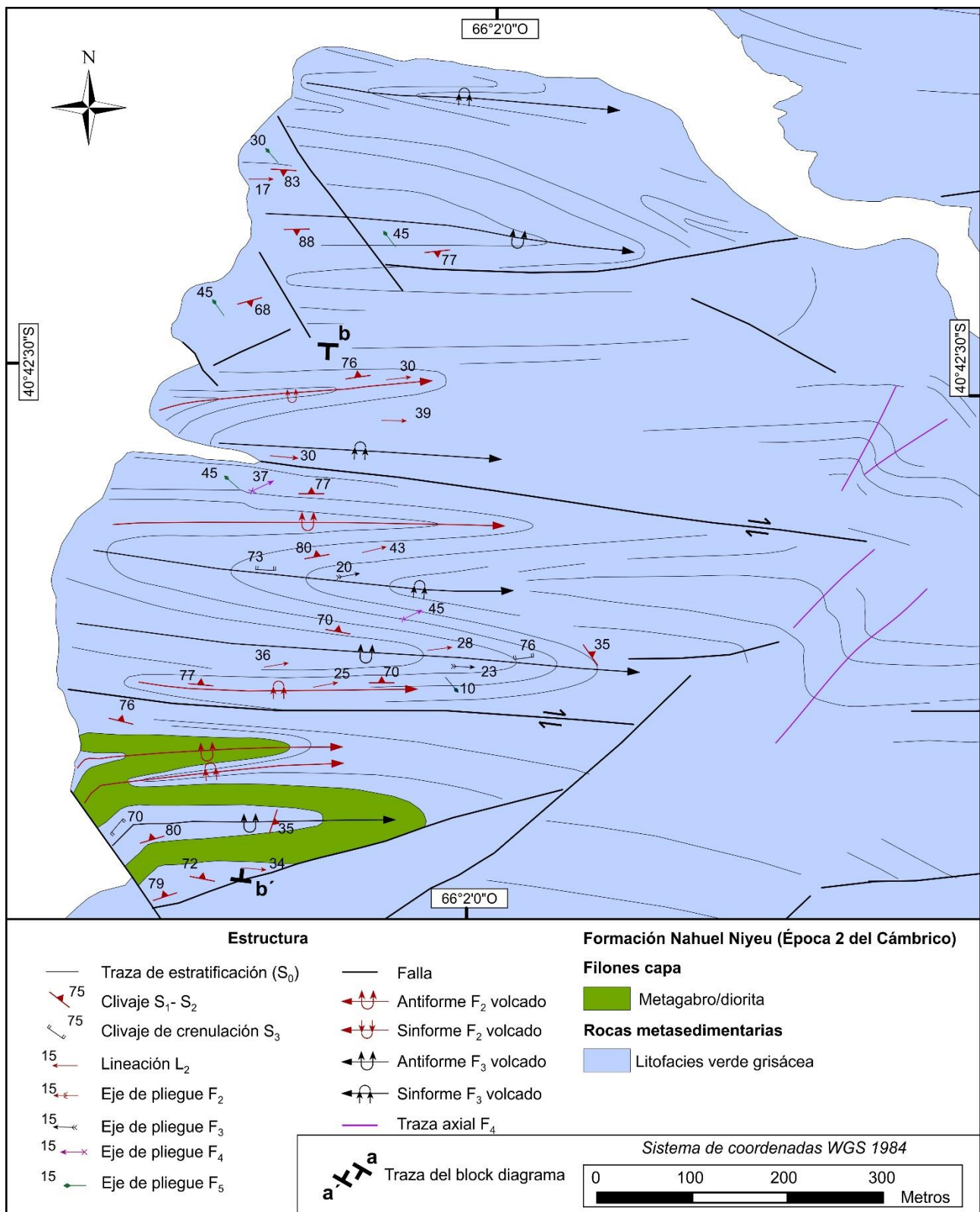


**Figura 4.13.** Mapa geológico del área del arroyo Pajalta. Ubicación regional en la figura 1.1b. Los rectángulos de líneas de trazos indican la ubicación de las figuras 4.14 y 4.15. Mapa basado en trabajos de campo.



**Figura 4.14.** Mapa geológico del área este del arroyo Pajalta. El mapa incluye la traza del block diagrama a-a' de la figura 4.17. Ubicación regional en la Fig. 4.13. Mapa basado en el trabajo de campo.



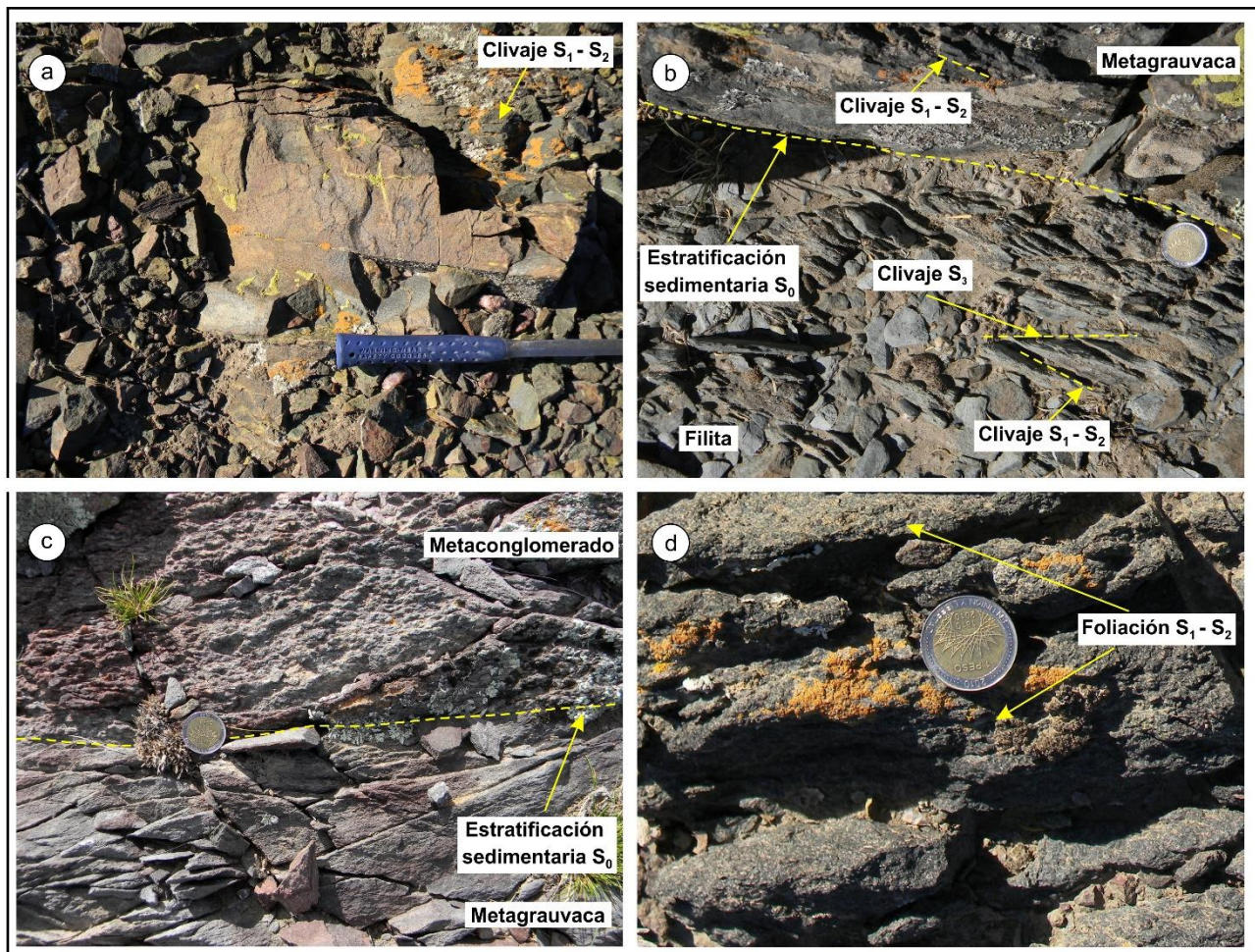


**Figura 4.15.** Mapa geológico del área oeste del arroyo Pajalta. El mapa incluye la traza del block diagrama b-b' de la figura 4.17. Ubicación regional en la figura 4.13. Mapa basado en el trabajo de campo.

En los afloramientos del oeste, pliegues  $F_3$  equivalentes a los descriptos para la zona este muestran una orientación distinta, como ocurre con las estructuras  $D_1$  y  $D_2$ . Aquí, los pliegues  $F_3$  tienen un rumbo ~E-



O, planos axiales que inclinan entre 75° y 80° hacia el N, y un limbo volcado y otro normal. Las características antes mencionadas dan una vergencia de los pliegues  $F_3$  hacia el SSO. Los ejes de los pliegues  $F_3$  ( $B_3$ ) buzan hacia el E y son subparalelos a  $B_2$  y  $L_2$ , lo que da un patrón de interferencia igual al antes descripto.



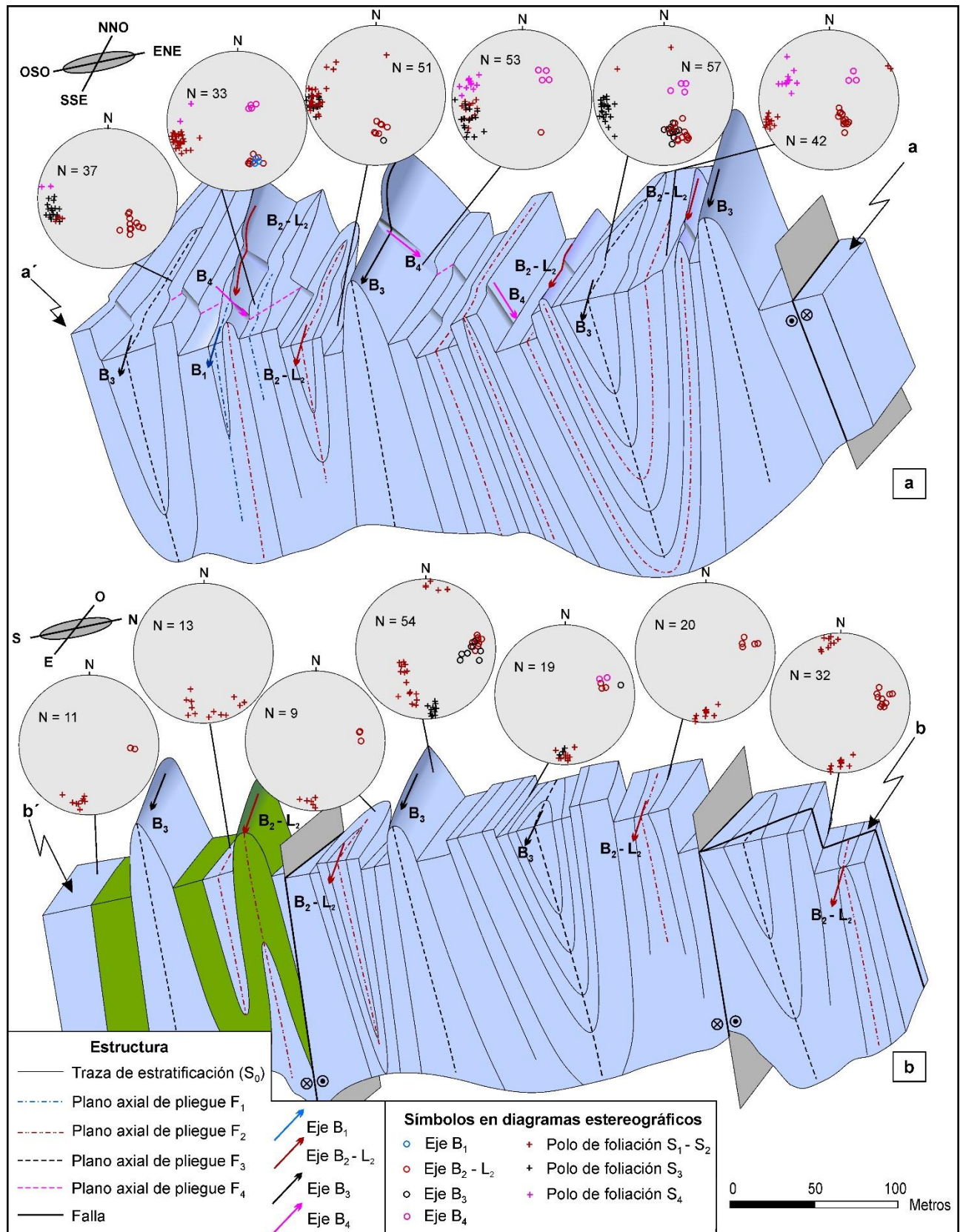
**Figura 4.16.** Características de los afloramientos de las rocas metasedimentarias de la Formación Nahuel Niyeu en el área del arroyo Pajalta. Las rocas pertenecen a la litofacies verde grisácea. **(a)** Metagrauvaca feldespática masiva con clivaje  $S_1-S_2$  pobremente desarrollado. **(b)** Estratificación sedimentaria relictica  $S_0$  definida por el contacto metagrauvaca masiva - filita, las cuales presentan clivaje  $S_1-S_2$  y clivaje de crenulación  $S_3$ . La foto corresponde a la zona de charnela de un pliegue  $F_3$ . **(c)** Estratificación sedimentaria relictica  $S_0$  definida por el contacto metaconglomerado - metagrauvaca foliada. **(d)** Metagabro/diorita con desarrollo de foliación grosera  $S_1-S_2$ . Notar en las fotografías (a), (b) y (d) que el clivaje  $S_1-S_2$  es la foliación principal de la Formación Nahuel Niyeu.

#### 4.2.2.3. Estructuras $D_4$

Un antifforme  $F_4$  de escala kilométrica y con una traza axial de rumbo NE-SO afecta a las estructuras antes mencionadas (Fig. 4.13). Este pliegue de primer orden repliega las estructuras  $D_1$ ,  $D_2$  y  $D_3$  modificando el rumbo e inclinación de las mismas en los sitios estudiados del área del arroyo Pajalta (afloramientos al este y oeste). Cada uno de estos sitios puede considerarse representativo del limbo NO (Fig. 4.15) y SE (Fig. 4.14) de esta estructura mayor. Por lo tanto, la representación estereográfica de los clivajes  $S_1-S_2$  y  $S_3$ , medidos sobre los limbos de los pliegues  $F_3$  (donde son aproximadamente paralelos unos a otros), y del clivaje  $S_3$  de las zonas de charnela de los pliegues  $F_3$  indica una orientación media de N76/75 y N359/77 (dirección de



buzamiento/intensidad de buzamiento) para su limbo SE y NO, respectivamente (Fig. 4.19). En base a estos datos, mediante representación estereográfica (Fig. 4.19), se puede estimar que el plano axial del antiforme  $F_4$  tiene un rumbo NE-SO y es subvertical (N128/88), y además que su eje buza hacia el NE (N43/72).



**Figura 4.17.** Blocks diagrama esquemáticos y proyección estereográfica de los elementos de fábrica de la Formación Nahuel Niyeu en las áreas este (a) y oeste (b) del arroyo Pajalta. La cinemática de las fallas corresponde al desplazamiento relativo observado en superficie. Las referencias de las unidades geológicas se encuentran en las figuras 4.14 y 4.15. Para ubicación ver las figuras 4.14 y 4.15. Los símbolos de las proyecciones estereográficas corresponden al rumbo e inclinación de ejes de pliegues (círculo) y a los polos de planos de foliación (cruces). N= número de datos. La proyección estereográfica es de igual área en hemisferio inferior.

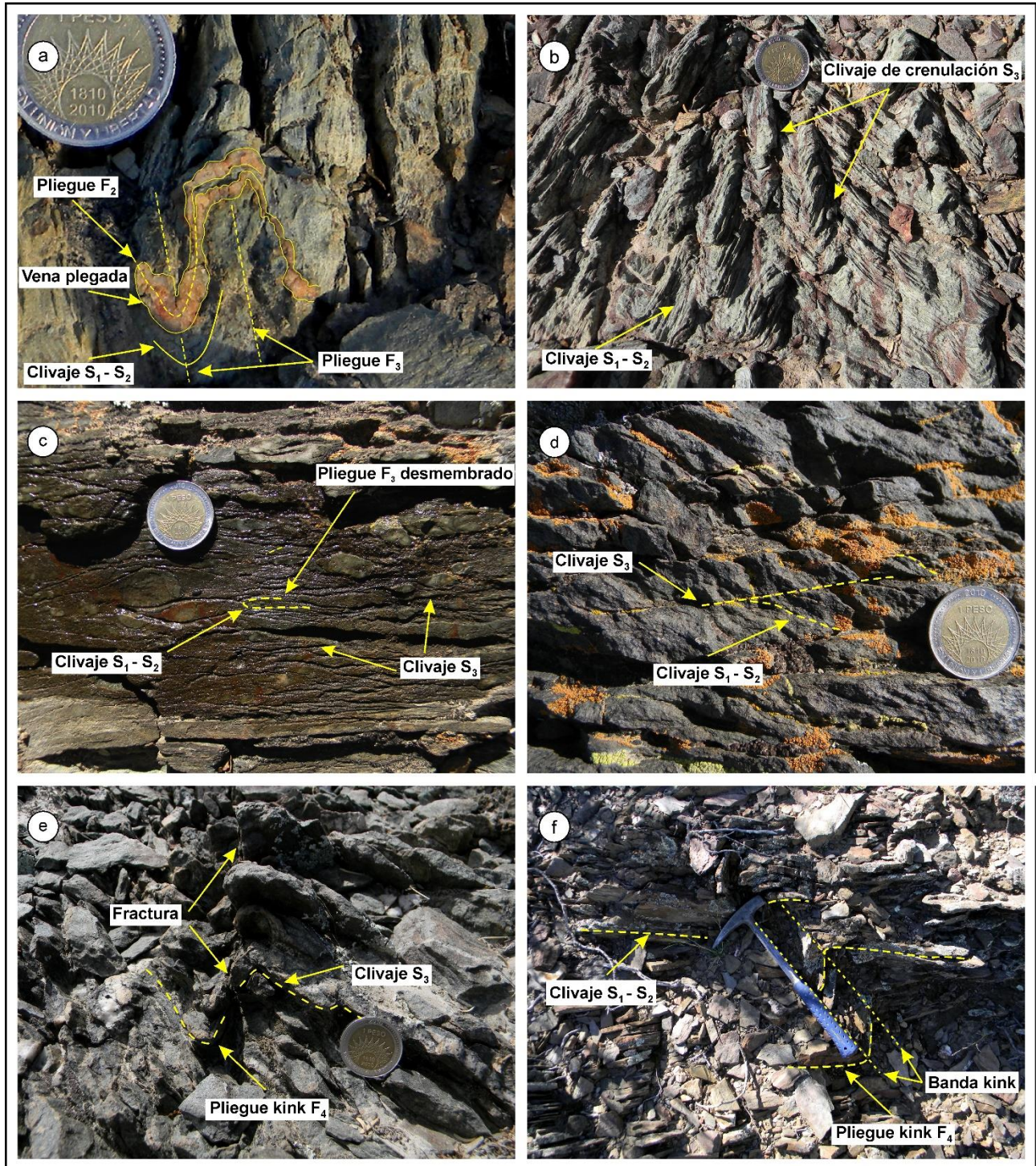
Pliegues kink  $F_4$  de escala decamétrica y centimétrica son estructuras de menor orden asociadas al antiforme  $F_4$  (Figs. 4.14, 4.15 y 4.18e, f). Estos pliegues están mejor expuestos en los afloramientos del limbo SE del pliegue mayor (zona este, Fig. 4.14). Aquí, los pliegues  $F_4$  tienen un rumbo NE-SO, sus ejes ( $B_4$ ) buzan hacia el NE y presentan una vergencia local hacia el NO teniendo en cuenta su morfología tipo “S” (regla de la S-Z de flancos y pliegues) y a que sus planos axiales inclinan en alto ángulo hacia el SE. Los pliegues kink  $F_4$  determinan bandas kink y en general se observan cortados por una fractura subparalela a los planos axiales. Paralelamente a las bandas kink, suele desarrollarse un clivaje de crenulación  $S_4$ , y una lineación de crenulación paralela a los ejes  $B_4$  y que afecta a  $S_1$ - $S_2$  y  $S_3$  (Fig. 4.17a). En los afloramientos estudiados del limbo NO del antiforme  $F_4$  (zona oeste) solamente se midieron algunas lineaciones de crenulación pero no fueron identificados pliegues de escala decamétrica y centimétrica (Fig. 4.17b), sin embargo, la interpretación de las trazas de estratificación a partir de imágenes satelitales revela la presencia de los mismos en afloramientos cercanos y con morfologías de tipo “Z” (Fig. 4.15).

Otras estructuras menores asociadas al antiforme  $F_4$  de primer orden son dos grupos de fallas, uno de ellos con un rumbo aproximado NNO-SSE a N-S y el otro ENE-OSO a E-O (Fig. 4.13). Estas estructuras se observan en el campo como zonas de fracturación intensa y en imágenes satelitales se pueden identificar a partir de lineamientos que truncan las trazas de estratificación. Las fallas del primer grupo dominan en el limbo SE del antiforme  $F_4$ , tienen un desplazamiento relativo sinistral en superficie e inclinan en alto ángulo hacia el ENE y E (Figs. 4.14 y 4.17a). En cambio, las fallas del segundo grupo están mejor representadas en el limbo NO del antiforme  $F_4$ , tienen un desplazamiento relativo dextral en superficie e inclinan en alto ángulo hacia el NNO y N (Figs. 4.15 y 4.17b). Muchas veces las fallas se asocian a los pliegues  $F_4$  de menor orden. A lo largo de la traza axial del antiforme  $F_4$  de primer orden los juegos de fallas se intersectan, generando una zona de fracturación intensa que en gran parte coincide con el cauce del arroyo Pajalta. El desplazamiento relativo en superficie de las fallas y su asociación espacial con el pliegue  $F_4$  de primer orden permite interpretar a las mismas como vinculadas genéticamente a esta estructura mayor. Teniendo en cuenta esta interpretación, las fallas junto a los pliegues de menor orden  $F_4$  son las estructuras que acomodan y reparten la deformación cuando el arco interno de un pliegue se cierra sobre sí mismo durante el plegamiento (Davis et al., 2012, p. 395).



#### 4.2.2.4. Estructuras D<sub>5</sub>

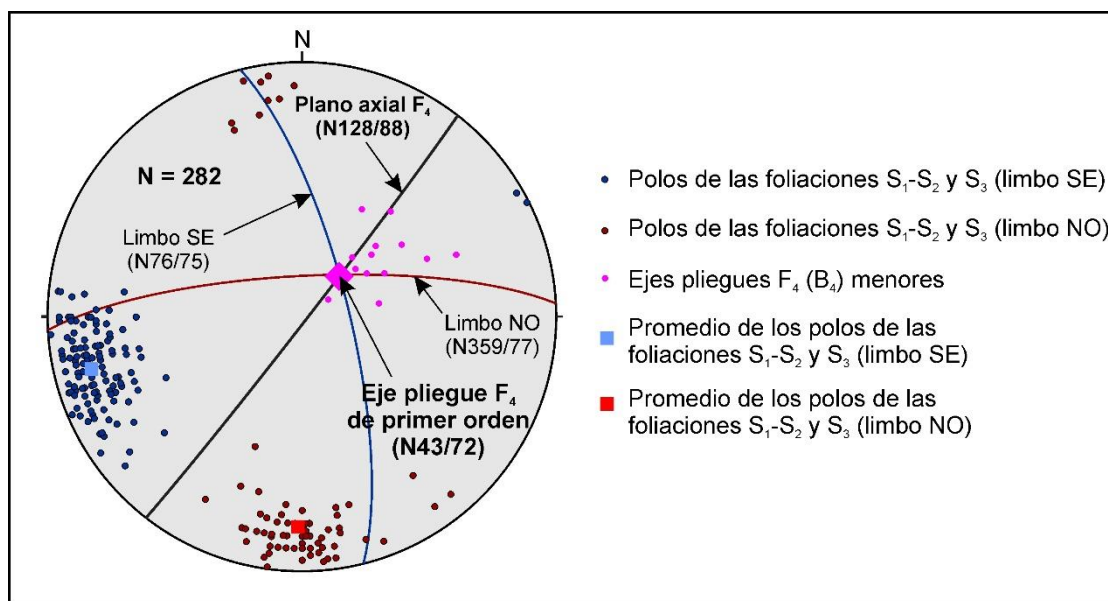
Las estructuras D<sub>5</sub> están representadas por pliegues kink F<sub>5</sub> de rumbo NO-SE que afectan las estructuras anteriores. En los afloramientos del oeste los pliegues F<sub>5</sub> se asocian a fallas con rumbo NO-SE que cortan a las fallas vinculadas al antiforme F<sub>4</sub> de primer orden.



**Figura 4.18.** Estructuras D<sub>2</sub>, D<sub>3</sub> y D<sub>4</sub> en las rocas metasedimentarias de la Formación Nahuel Niyeu en el área del arroyo Pajalta. (a) Vena de cuarzo subparalela al clivaje S<sub>1</sub> afectada por pliegue isoclinal F<sub>2</sub>. El clivaje S<sub>1</sub> es solamente visible a escala microscópica en la zona de charnela del (continúa)



pliegue isoclinal  $F_2$ . En los flancos del pliegue  $F_2$ , las foliaciones  $S_1$  y  $S_2$  son subparalelas y caracterizadas como  $S_1$ - $S_2$ . Pliegues  $F_3$  afectan al pliegue  $F_2$  y al clivaje  $S_1$ - $S_2$ . La fotografía corresponde a una zona de charnela de pliegue  $F_3$ . La superposición del pliegue  $F_2$  con los  $F_3$  forman un patrón de interferencia Tipo 3 (Ramsay, 1962). (b) Filita en zona de charnela de pliegue  $F_3$  con desarrollo de clivaje de crenulación de plano axial  $S_3$  que afecta al clivaje  $S_1$ - $S_2$ . (c) Clivaje  $S_1$ - $S_2$  traspuesto por clivaje  $S_3$  en zona de charnela de pliegue  $F_3$ . Ambos clivajes se encuentran paralelos. Observar pliegues  $F_3$  relícticos desmembrados. (d) Metagrauvaca con desarrollo de clivaje de crenulación  $S_3$ , el cual forma un ángulo bajo con  $S_1$ - $S_2$ . La foto corresponde a la zona de charnela de un pliegue  $F_3$ . (e) y (f) pliegues kink  $F_4$  centimétricos con morfologías tipo "S" afectando los clivajes  $S_3$  (e) y  $S_1$ - $S_2$  (f). Observar en (e) fractura asociada al pliegue y en (f) banda kink paralela al mango del martillo. Las fotografías (e) y (f) corresponden al flanco SE del antiforme  $F_4$  de primer orden. La fotografía (e) corresponde a una zona de charnela de un pliegue  $F_3$  afectada por los pliegues kink  $F_4$  del flanco SE del antiforme  $F_4$ . Notar en las fotografías (a), (b), (d) y (f) que el clivaje  $S_1$ - $S_2$  es la foliación principal de la Formación Nahuel Niyeu.

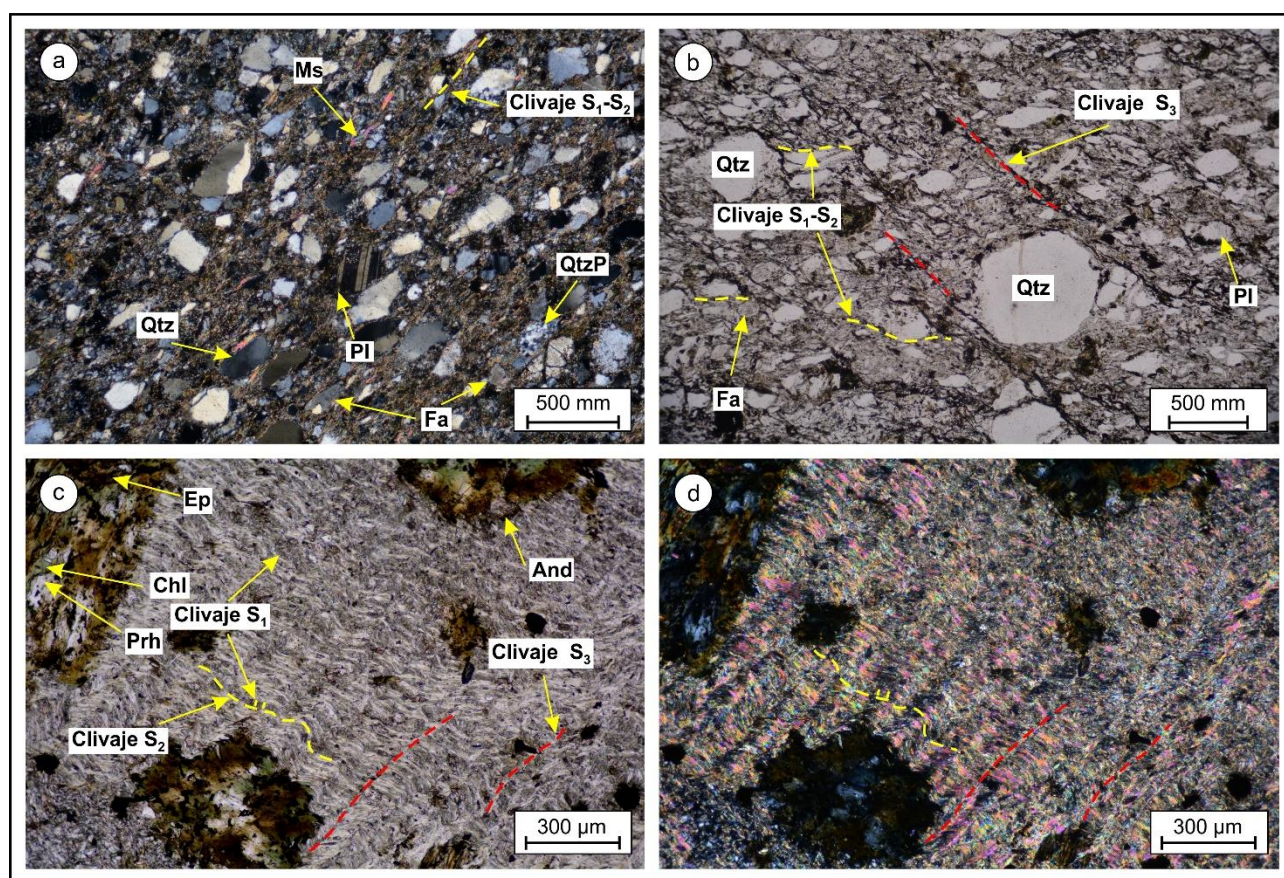


### 4.2.3. Microfábrica y metamorfismo

#### 4.2.3.1. Rocas metasedimentarias

Las metagrauvacas y metaconglomerados preservan granos detríticos relícticos rodeados por una abundante matriz relíctica fina y recrystalizada en minerales metamórficos que forman los planos de foliación penetrativos  $S_1$ - $S_2$  (Figs. 4.20a y b). Cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, fragmentos líticos (filitas, cuarzo policristalino, fragmentos micrograníticos, fenoriotitas), apatita, muscovita, epidoto, rutilo y circón son los detríticos relícticos más comunes. Los granos de cuarzo muestran extinción ondulosa, bandas de deformación, deformación lamelar, y subgranos y nuevos granos en los bordes, mientras que los granos de plagioclasa y feldespato alcalino presentan extinción ondulosa, subgranos y maclas de deformación. Las filitas no preservan granos detríticos y están compuestas enteramente por minerales metamórficos, fundamentalmente filosilicatos formando un clivaje  $S_1$ - $S_2$ .

El clivaje  $S_1$  se reconoce, en forma reléctica, en las zonas de charnela de los micropliegues  $F_2$  donde hay desarrollo de clivaje de crenulación  $S_2$  (Figs. 4.20 c y d), y en los limbos de los pliegues  $F_2$ , cuando forma un ángulo muy bajo con respecto al clivaje  $S_2$ . La relación entre los minerales metamórficos que forman los clivajes  $S_1$  y  $S_2$  es similar a la descrita en el área de Aguada Cecilio (sección 4.1.3.1), es decir, ambos clivajes están definidos por la misma asociación mineral metamórfica, y además, hay un aumento del tamaño de grano y de la moda de los minerales dispuestos según el clivaje de crenulación  $S_2$  respecto a aquellos que definen el clivaje  $S_1$ . En las filitas, meta-grauvacas y metaconglomerados esta asociación mineral metamórfica está formada por biotita - muscovita - clorita - cuarzo - albita - clinozoisita - epidoto - turmalina y es representativa de la facies esquistos verdes, zona biotita. En secciones delgadas donde  $S_1$  y  $S_2$  son subparalelos (clivaje  $S_1$ - $S_2$ ) y no pueden diferenciarse las dos asociaciones minerales, estas forman la paragénesis mineral del clivaje  $S_1$ - $S_2$ . Al igual que ocurre en las metasedimentitas del área de Aguada Cecilio, las biotitas de la paragénesis mineral del clivaje  $S_1$ - $S_2$  se encuentran reemplazadas pseudomórficamente por clorita retrógrada (Figs. 4.20b, c y d). Este reemplazo puede ser parcial o total en las rocas, y es previo a las microestructuras de deformación  $D_3$ .



**Figura 4.20.** Fotomicrografías de la microfábrica y minerales metamórficos asociados a las etapas de deformación  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$  y  $D_4$  en las rocas metasedimentarias de la Formación Nahuel Niyeu en el área del arroyo Pajalta. Fotomicrografías tomadas con luz transmitida y nicols cruzados (a), luz transmitida y nicols paralelos (b). (c) y (d) Fotomicrografías de la misma imagen tomada con luz transmitida y nicols paralelos, y con luz transmitida y nicols cruzados, respectivamente. Minerales metamórficos: And (andalusita), Chl (clorita), Ep (epidoto), Prh (prehnita). Granos detríticos: Fa (feldespato alcalino), Pl (plagioclasa), Qtz (cuarzo), QtzP (cuarzo policristalino), Ms (muscovita). (a) Meta-grauvaca feldespática (*continúa*)



masiva con granos detríticos, subredondeados a subangulosos, de cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, y fragmentos líticos metamórficos (cuarzo policristalino). Los detríticos están rodeados de una matriz fina recrystalizada que contiene una paragénesis mineral de biotita + muscovita + clorita + epidoto + cuarzo + albita. La orientación preferencial de los filosilicatos metamórficos da un clivaje  $S_1$ - $S_2$  pobremente desarrollado. La muscovita señalada es de origen detrítico y presenta un tamaño de grano mucho mayor que la muscovita metamórfica de la matriz recrystalizada. **(b)** Clivaje de crenulación  $S_3$  (línea de trazos roja) en metagrauvaca feldespática foliada, formado por rotación de los minerales metamórficos que forman el clivaje  $S_1$ - $S_2$  (línea de trazos amarilla) y de los detríticos aplanados según  $S_1$ - $S_2$ . Los granos detríticos están rodeados de una matriz fina recrystalizada que contiene principalmente biotita + muscovita + clorita formando la paragénesis mineral del clivaje  $S_1$ - $S_2$ . La biotita se encuentra oxidada y reemplazada pseudomórficamente por clorita retrógrada en forma previa al desarrollo del clivaje de crenulación  $S_3$ . **(c) y (d)** Filita donde se observa la relación entre los clivajes vinculados a las etapas de deformación  $D_1$ ,  $D_2$  y  $D_3$  y los porfiroblastos intertectónicos de biotita en relación a  $D_2$  y  $D_3$ . El clivaje de crenulación  $S_2$  (línea de trazos amarilla) afecta a un clivaje  $S_1$ , el cual se observa en forma relíctica a partir de filosilicatos casi perpendiculares a  $S_2$ . El clivaje  $S_1$  y  $S_2$  están formados fundamentalmente por biotita + muscovita + clorita + albita, la biotita de  $S_1$  y  $S_2$  se encuentra reemplazada pseudomórficamente por clorita retrógrada. Porfiroblastos de biotita se superponen al clivaje  $S_2$ , el cual no presenta deflexión alrededor de los mismos ni sombras de deformación asociadas a estos. Los porfiroblastos de biotita se asocian a porfiroblastos de andalusita. Los clivajes  $S_1$  y  $S_2$  y los porfiroblastos mencionados son afectados por microplegues  $F_3$  que forman un clivaje de crenulación  $S_3$  (línea de trazos roja). El clivaje de crenulación  $S_3$  está formado principalmente por rotación de los filosilicatos que forman el clivaje  $S_2$  y por neoformación de muscovita y clorita fina. Observar el porfiroblasto de biotita de abajo a la izquierda afectado por  $F_3$ . Los porfiroblastos de biotita se encuentran reemplazados por clorita, epidoto y prehnita. El clivaje  $S_3$  está ondulado debido al efecto de microplegues  $F_4$ , los cuales son subparalelos a la sección delgada.

Las vetillas de cuarzo subparalelas al clivaje  $S_1$ , presentan textura granoblástica desarrollada con posterioridad a las estructuras de deformación  $D_2$ . El cuarzo asociado al resto de los minerales metamórficos y los granos detríticos de cuarzo policristalino presentan una textura comparable.

Microplegues  $F_3$  están asociados a un clivaje de crenulación  $S_3$  que queda definido por la rotación de los minerales que forman el clivaje  $S_1$ - $S_2$  (Figs. 4.20 b, c y d), presencia de óxidos a lo largo de superficies de disolución por presión y por la neoformación de láminas finas de clorita y muscovita. Estos minerales neoformados indican condiciones metamórficas de facies esquistos verdes zona clorita asociadas a las estructuras de deformación  $D_3$ . Adicionalmente, el cuarzo con textura granoblástica (p.ej. cuarzo en vetillas y cuarzo de la matriz recrystalizada) exhibe extinción ondulosa y bandas de deformación en asociación con los microplegues  $F_3$ .

En los afloramientos estudiados al oeste del área del arroyo Pajalta, las filitas exhiben porfiroblastos de biotita castaña decusados, con trenes de inclusiones continuos con el clivaje  $S_1$ - $S_2$  externo de la matriz, sin sombras de deformación ni deflexión del clivaje  $S_1$ - $S_2$ . Además, los porfiroblastos están afectados por los microplegues  $F_3$  (Figs. 4.20 c y d). En general, los porfiroblastos de biotita se encuentran reemplazados por epidoto, clorita y prehnita, y además están asociados a porfiroblastos de andalusita decusados. Las andalusitas no muestran inclusiones y poseen las mismas características en relación al clivaje  $S_1$ - $S_2$  y a los microplegues  $F_3$  que los porfiroblastos de biotita. Las características mencionadas de los porfiroblastos de biotita y andalusita permiten clasificarlos como intertectónicos respecto a  $D_2$  y  $D_3$ . Porfiroblastos de biotita, similares a los descritos, también están presentes en algunas metagrauvacas. Estos porfiroblastos se encuentran formando agregados en la matriz recrystalizada o se disponen en forma desorientada sobre el clivaje  $S_1$  y  $S_2$ . En los afloramientos del este, solamente fueron reconocidos algunos porfiroblastos de biotita y andalusita, muy pequeños y con las mismas características que los antes mencionados. Particularmente, las metasedimentitas del sector oeste exhiben texturas granoblásticas más conspicuas que las del sector este.

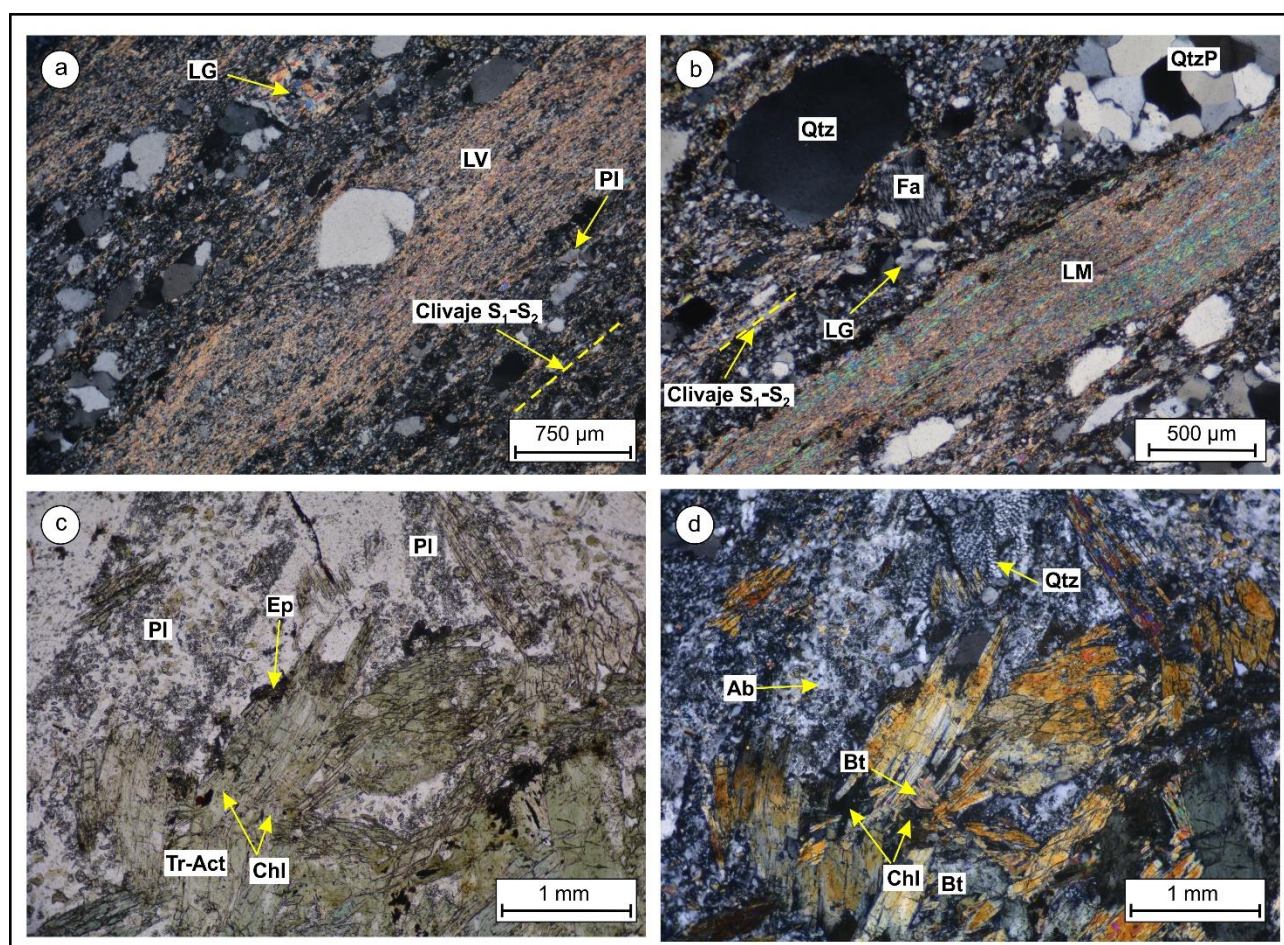
Si bien no fue mapeado ningún cuerpo ígneo ni aureola de contacto en el área del arroyo Pajalta, la aparición de los porfiroblastos de biotita y andalucita podría estar vinculada al efecto térmico producido por una intrusión magmática. El responsable de la blastesis de estos porfiroblastos podría ser un granitoide del Complejo Plutónico Navarrete, ubicado sobre la Ruta Nacional 23 y a unos 5 km hacia el oeste (Fig. 1.1b). Además, al observar imágenes satelitales de la Formación Nahuel Niyeu ubicada inmediatamente al noreste del cuerpo ígneo, se advierte un oscurecimiento de la misma posiblemente producido por el metamorfismo de contacto.

Micropliegues kink  $F_4$  afectan los clivajes  $S_1$ - $S_2$  y  $S_3$ . En algunas ocasiones, estos micropliegues forman un clivaje de crenulación  $S_4$  a partir de la rotación de minerales metamórficos que forman el clivaje  $S_1$ - $S_2$ . Con respecto a las microestructuras de deformación  $D_5$ , solamente se identificaron micropliegues kink, sin formación de clivaje de crenulación.

A continuación, se detallan las características sedimentarias relícticas de los metaconglomerados del área, incluyendo los elementos de fábrica que definen la microfábrica más conspicua de estas rocas que es el clivaje  $S_1$ - $S_2$ . Características mineralógicas y de fábrica de las metagrauvas masivas, foliadas y laminadas, y las filitas son similares a las descriptas previamente en la zona de Aguada Cecilio y no serán descriptas a continuación a fin de evitar repeticiones innecesarias.

Los metaconglomerados líticos conservan granos detríticos muy pobremente seleccionados (desde granulometría arena muy fina hasta grava mediana) y de variada composición, muy deformados y recrystalizados (Figs. 4.21a y b). Los detritos están rodeados de una abundante matriz fina recrystalizada en una paragénesis mineral de biotita + muscovita + clorita + epidoto + cuarzo + albita  $\pm$  turmalina  $\pm$  calcita. Los filosilicatos de esta paragénesis dan un clivaje continuo  $S_1$ - $S_2$ . Los detritos de mayores dimensiones muestran *strain cap* y sombras de deformación (*strain shadow*). Cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y fragmentos líticos son los componentes principales de los granos detríticos, mientras que apatita, muscovita, epidoto, rutilo y circón se encuentran en menores cantidades. Generalmente, el cuarzo, la plagioclasa y los feldespatos alcalinos se encuentran aplanados y estirados según la foliación  $S_1$ - $S_2$ . El cuarzo muestra evidencias de deformación intracrystalina y recrystalización como extinción ondulosa, bandas de deformación, deformación lamelar y subgranos y nuevos granos en los bordes. La plagioclasa y el feldespato alcalino se encuentran fragmentados y también presentan extinción ondulosa y subgranos en sus bordes. Algunos granos de cuarzo preservan su forma original hexagonal y triangular, subangulosa a subredondeada que recuerdan al cuarzo euédral de las rocas volcánicas ácidas. Los fragmentos líticos están representados por rocas metamórficas, fenoriotitas y granitoides de textura muy fina (Figs. 4.21a y b). Los fragmentos metamórficos más frecuentes están redondeados y compuestos por un agregado de cuarzo granoblástico grueso con extinción ondulosa,

bandas de deformación y recrystalización en los bordes. Otras variedades menos frecuentes de clastos metamórficos son cuarzo policristalino fino con textura granoblástica y filitas. Los fragmentos de fenoriotitas presentan fenocristales de cuarzo bipiramidal y engolfado (con extinción ondulosa), feldespato alcalino y poca plagioclasa inmersos en una pasta recrystalizada en un agregado cuarzo-feldespático con filosilicatos metamórficos (muscovita, biotita y clorita). Los fragmentos de granitoides están formados por un arreglo equigranular de grano muy fino de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa, parcialmente recrystalizado y reemplazado por minerales metamórficos.



**Figura 4.21.** Fotomicrografías de los metaconglomerados de la litofacies verde grisácea y del filón capa en el área del arroyo Pajalta. (a) y (b) Luz transmitida y nicols cruzados. (c) y (d) Fotomicrografías de la misma imagen tomada con luz transmitida y nicols paralelos, y con luz transmitida y nicols cruzados, respectivamente. Minerales metamórficos: Ab (albita), Bt (biotita), Chl (clorita), Ep (epidoto), Tr-Act (tremolita-actinolita). Granos detríticos: Fa (feldespato alcalino), LG (líticos ígneos graníticos), LM (filita-pizarra), LV (lítico volcánico), PI (plagioclasa), Qtz (cuarzo), QtzP (cuarzo policristalino). (a) y (b) Metaconglomerado lítico con granos detríticos de cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, y fragmentos líticos metamórficos (cuarzo policristalino y filita) e ígneos (microgranítico). Los detritos están rodeados de una matriz recrystalizada que contiene la paragénesis mineral de biotita + muscovita + clorita + epidoto + cuarzo + albita + turmalina. El fragmento lítico volcánico en (a) es una fenoriotita que muestra un fenocristal de cuarzo bipiramidal engolfado. El feldespato alcalino indicado en (b) es perítico y presenta sombras de deformación y *strain cap*. Observar los bordes de grano recto y uniones triples (recrystalización estática) presentes en el cuarzo que compone la matriz recrystalizada (a) y (b) y los granos detríticos de cuarzo que se encuentran abajo a la derecha en (b) están aplanados y estirados según el clivaje  $S_1-S_2$ . (c) y (d) Metagabbro/diorita de la zona central del filón capa. La plagioclasa conserva su forma relíctica tabular ígnea pero está reemplazada fundamentalmente por epidoto + albita. Tremolita-actinolita + biotita marrón verdosa reemplazan al anfíbol ígneo. Observar al centro y arriba cuarzo y feldespato alcalino en un arreglo micrográfico probablemente de origen ígneo. La biotita marrón verdosa a su vez reemplaza parcialmente a la tremolita-actinolita.



#### 4.1.3.2. Metagabros/dioritas

En su zona central, el filón capa de metagabro/diorita preserva en forma relíctica su textura microgranular y algunos minerales ígneos como plagioclasa, anfíbol y cuarzo con feldespato alcalino formando texturas micrográficas, los cuales están total o parcialmente reemplazados por una asociación mineral metamórfica de tremolita-actinolita - clorita - biotita marrón verdosa - epidoto - albita - cuarzo - titanita (Figs. 4.21c y d). Esta asociación es típica de la facies esquistos verdes en rocas metamáficas (Bucher y Grapes, 2011, p. 363 y referencias ahí citadas) y es equivalente a la descrita en rocas similares en el área de Aguada Cecilio (sección 4.1.3.2). Además, la presencia de biotita en los metagabros/dioritas es consistente con la facies esquistos verdes zona biotita determinada en la roca de caja metasedimentaria (Bucher y Grapes, 2011, p. 349). Clorita retrógrada reemplaza pseudomórficamente a la tremolita-actinolita y a la biotita marrón verdosa, al igual que en las rocas de Aguada Cecilio.

Respecto a la zona de borde del filón capa, la foliación grosera  $S_1$ - $S_2$  está dada por el aplanamiento de los minerales ígneos relícticos y por la disposición preferencial de los minerales metamórficos.

#### 4.3. ÁREA DEL ARROYO VALCHETA

Incluye los afloramientos de la Formación Nahuel Niyeu situados en la margen izquierda del arroyo Valcheta a unos 18 km al sudoeste de la localidad homónima (Figs. 1.1b y 4.22). En estos afloramientos, la unidad presenta una fábrica de rumbo NE-SO, contrastante con la descrita en el área de Aguada Cecilio (ONO-ESE).

##### 4.3.1. Litología

En el área del arroyo Valcheta la Formación Nahuel Niyeu está formada por una secuencia metasedimentaria con intercalaciones de rocas metaígneas (Fig. 4.22).

La secuencia metasedimentaria está formada por dos de las litofacies definidas en el área de Aguada Cecilio, la litofacies verde grisácea y la marrón amarillenta (Figs. 4.22, 4.23a y b). La primera está compuesta por filitas verde grisáceas, metagrauvas feldespáticas foliadas y metaconglomerados líticos (con clastos de hasta 1 centímetro), mientras que la segunda presenta metagrauvas feldespáticas laminadas y filitas verde grisáceas. La alternancia composicional de las litologías metasedimentarias define la estratificación relíctica  $S_0$ . No se preservan estructuras sedimentarias que indiquen polaridad de las capas ya que el metamorfismo y la deformación sobrepuestos obliteraron estos caracteres primarios.

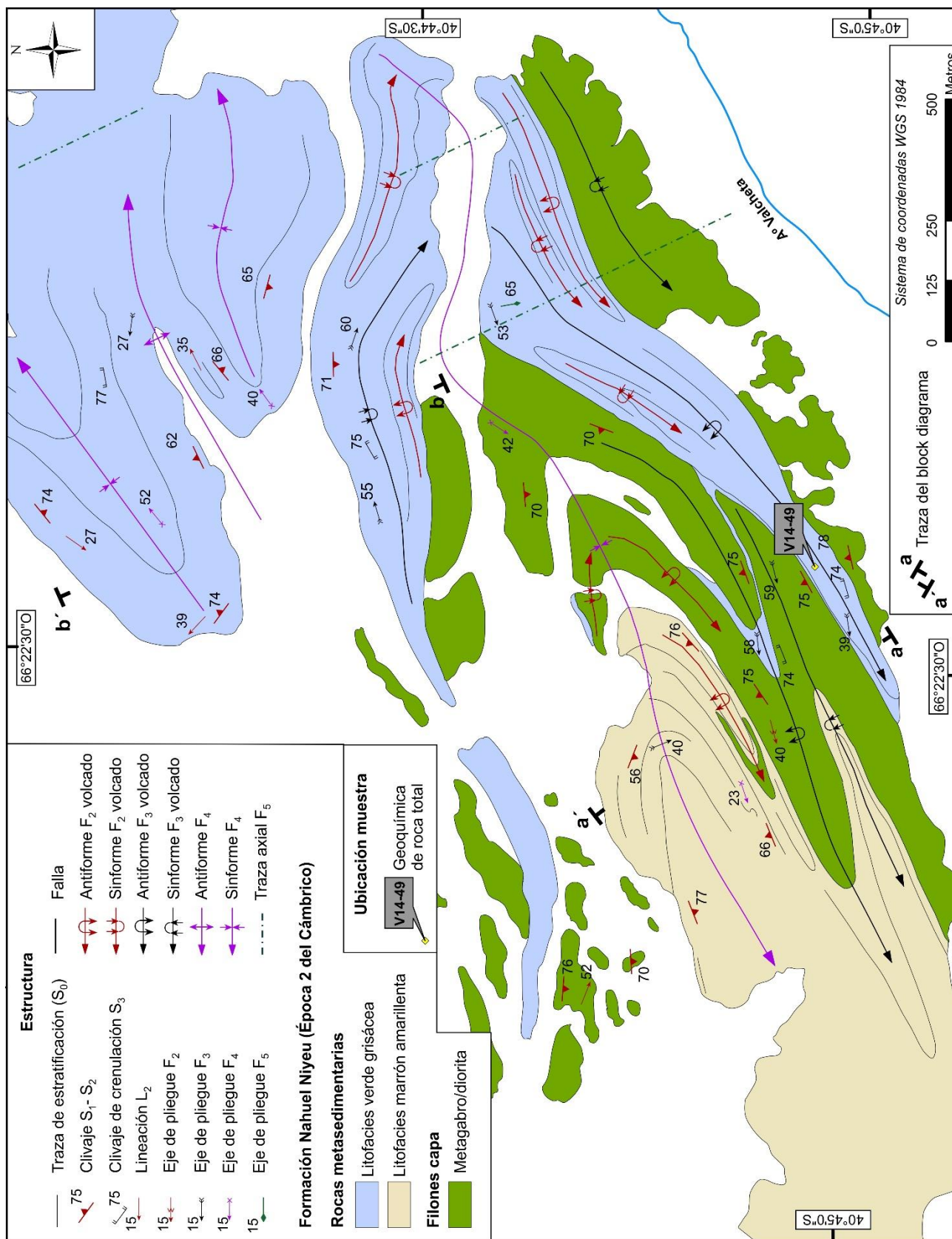
Las rocas metaígneas son filones capa con contactos intrusivos netos y concordantes con la estratificación relíctica  $S_0$  (Fig. 4.22). Ambas superficies de contacto con la roca de caja presentan hornfels decimétricos con un clivaje penetrativo (Fig. 4.23c). Los filones capa se encuentran deformados y transformados a esquistos verdes (Fig. 4.23d). Algunas zonas centrales de estos cuerpos ígneos preservan en forma relíctica texturas y minerales ígneos reemplazados por minerales metamórficos, que son análogas a las descritas para las zonas de Aguada Cecilio y del arroyo Pajalta.

#### 4.3.2. Estructura

Los afloramientos del arroyo Valcheta muestran una secuencia de estructuras de deformación similar a la descrita en las áreas de Aguada Cecilio y Pajalta (estructuras  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$ ,  $D_4$  y  $D_5$ ). Además, las metasedimentitas y filones capa presentan las mismas relaciones geológicas que en las áreas mencionadas, es decir, comparten las mismas estructuras de deformación y metamorfismo asociado. En el área del arroyo Valcheta, las estructuras de deformación  $D_4$  cambian el rumbo de las  $D_1$ ,  $D_2$  y  $D_3$ , las cuales adquieren un rumbo general  $\sim$ NE-SO (Fig. 4.22). Las estructuras  $D_5$  cambian localmente la orientación de todas las estructuras previas. A continuación, se detalla en orden cronológico la secuencia de estructuras

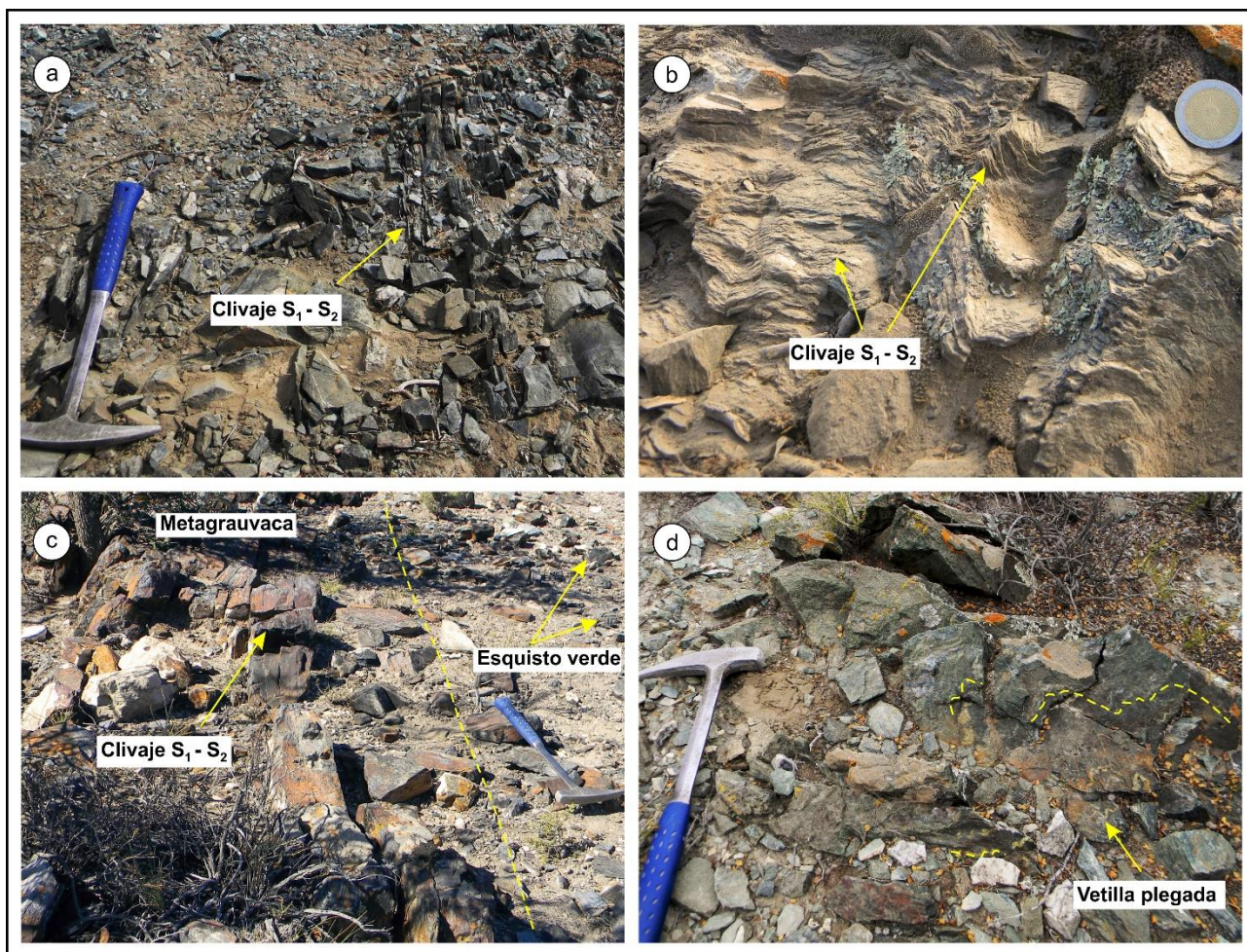
##### 4.3.2.1. Estructuras $D_1$ - $D_2$

Como representante de las estructuras de deformación  $D_1$ , solamente pudo ser reconocido un clivaje  $S_1$  en forma relíctica. Este clivaje y la interpolación de las estructuras observadas en las áreas de Aguada Cecilio y del arroyo Pajalta permiten inferir la presencia de pliegues  $F_1$ . Pliegues similares e isoclinales  $F_2$  de rumbo general  $\sim$ NE-SO caracterizan a las estructuras de deformación  $D_2$  (Figs. 4.22 y 4.24). Estos pliegues presentan un clivaje de plano axial  $S_2$  el cual es subparalelo o intersecta en un ángulo muy bajo al clivaje  $S_1$  en los limbos de los pliegues  $F_2$ . Esta relación angular, que es similar a la previamente descrita en las otras áreas de estudio, hace difícil la medición por separado de los clivajes  $S_1$  y  $S_2$ , por lo tanto ambas estructuras fueron medidas como clivaje  $S_1$ - $S_2$  (Figs. 4.22 y 4.23a-d), el cual inclina en alto ángulo hacia el NO y SE y constituye la foliación principal de las rocas (Figs. 4.23a-d). Una lineación de intersección formada por los clivajes  $S_1$  y  $S_2$  ( $L_2$ ) es paralela a los ejes de los pliegues  $F_2$  ( $B_2$ ) (Figs. 4.22 y 4.24). En las zonas de charnela de los pliegues  $F_2$ , el clivaje  $S_2$  transpone total o parcialmente al clivaje  $S_1$ . Vetillas de cuarzo con feldespato, clorita y biotita, en las metasedimentitas, y de epidoto, clorita y cuarzo, en los esquistos verdes, son subparalelas a la foliación  $S_1$  y están afectadas por los pliegues  $F_2$  (Fig. 4.25a).



**Figura 4.22.** Mapa geológico del área del arroyo Valcheta. El mapa incluye la traza del block diagrama a-a'-b-b' de la figura 4.24. Ubicación regional en la figura 1.1. Mapa basado en el trabajo de campo.



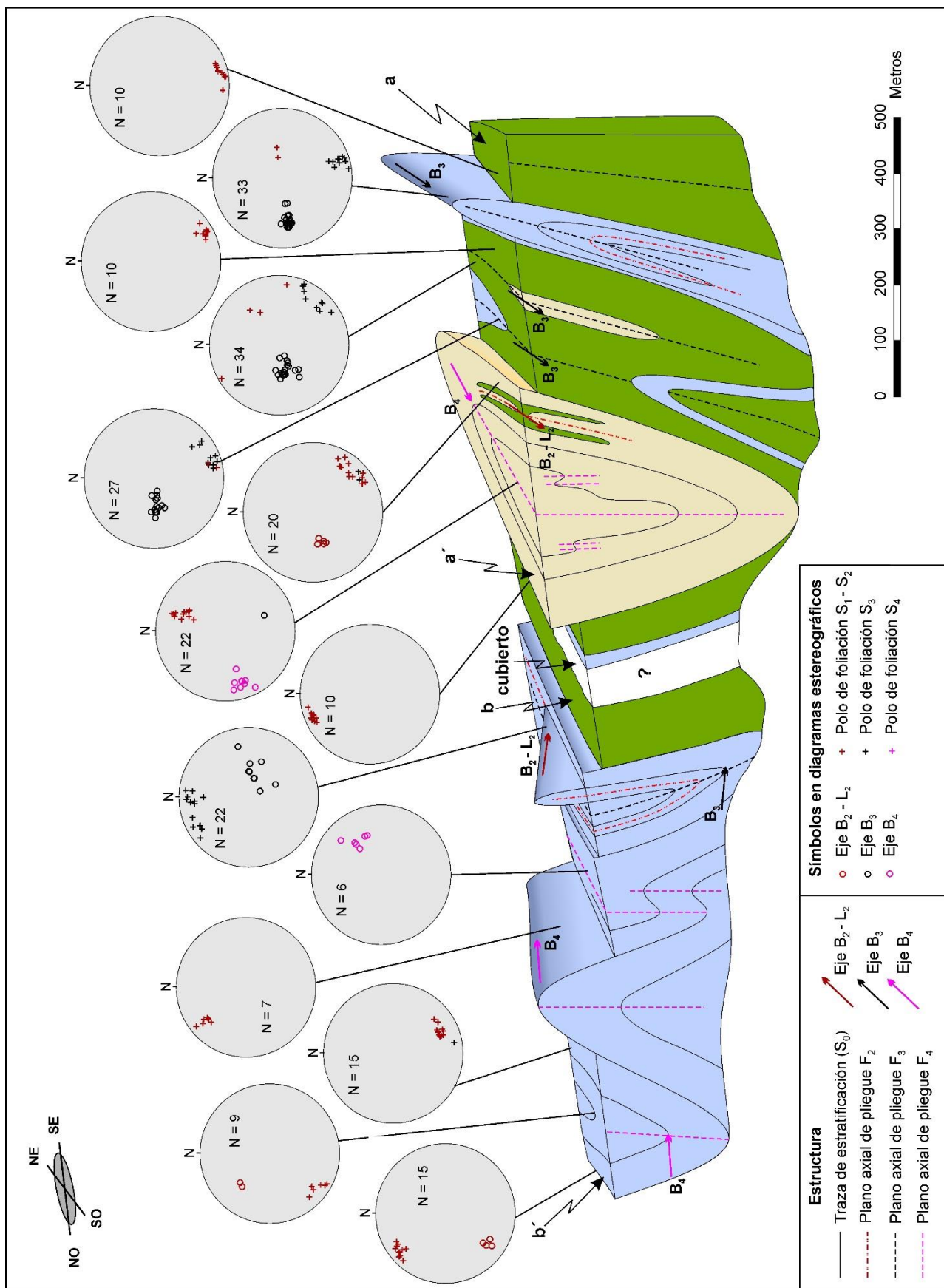


**Figura 4.23.** Características de los afloramientos de las rocas metasedimentarias y metaígneas de la Formación Nahuel Niyeu en el área del arroyo Valcheta. **(a)** Metagrauvaca feldespática foliada de la litofacies verde grisácea con clivaje  $S_1-S_2$ . **(b)** Metagrauvaca feldespática laminada de la litofacies marrón amarillenta. El clivaje  $S_1-S_2$  está afectado por pliegues  $F_4$ . **(c)** Hornfels con clivaje  $S_1-S_2$  en metagrauvaca. La línea de trazos indica el contacto entre el esquisto verde (filón capa) y la metagrauvaca. El esquisto verde está semicubierto por regolito. **(d)** Esquisto verde con foliación  $S_1-S_2$  plegada (línea de trazos). Vetillas de epidoto, clorita y cuarzo son subparalelas a la foliación  $S_1-S_2$ . Notar en todas las fotografías que el clivaje  $S_1-S_2$  es la foliación principal de la Formación Nahuel Niyeu.

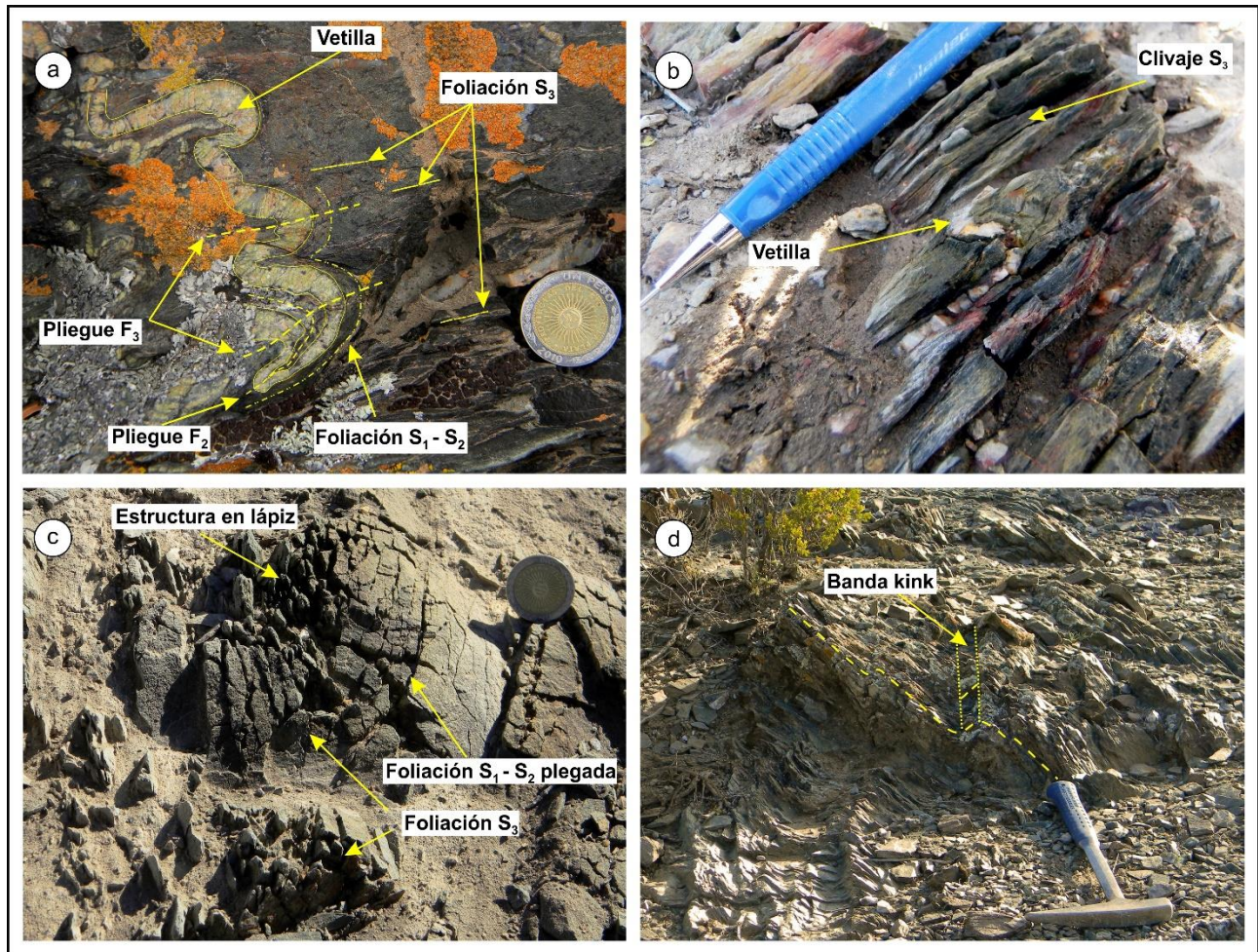
#### 4.3.2.2. Estructuras $D_3$

Pliegues  $F_3$  apretados a isoclinales de rumbo general  $\sim$ NE-SO, repliegan la fábrica  $D_1-D_2$ , y representan las estructuras de deformación  $D_3$  (Figs. 4.22 y 4.24). Estos pliegues presentan en sus zonas de charnela un clivaje de crenulación de plano axial  $S_3$  que transpone parcial o totalmente al clivaje  $S_1-S_2$  (Figs. 4.25a y b). El clivaje  $S_3$  inclina en alto ángulo hacia el SE y NO, y es subparalelo al clivaje  $S_1-S_2$  de los limbos de los pliegues  $F_3$ . En las zonas de charnela de estos pliegues y particularmente en los esquistos verdes es común encontrar estructuras en lápiz formadas a partir de la intersección de la foliación  $S_3$  con los planos de foliación  $S_1-S_2$  (Fig. 4.25c). Los ejes de los pliegues  $F_3$  ( $B_3$ ) son subparalelos a los ejes  $B_2$ , resultando en un patrón de interferencia Tipo 3 (Ramsay, 1962), similar al descrito anteriormente en las áreas de Aguada Cecilio y del arroyo Pajalta (Fig. 4.24).





estereoplots corresponden al rumbo e inclinación de ejes de pliegues (círculo) y a los polos de planos de foliación (cruces). N= número de datos. La proyección estereográfica es de igual área en hemisferio inferior.



**Figura 4.25.** Estructuras D<sub>2</sub>, D<sub>3</sub> y D<sub>4</sub> en las rocas metasedimentarias y metaígneas de la Formación Nahuel Niyeu en el área del arroyo Valcheta. **(a)** Patrón de interferencia Tipo 3 (Ramsay, 1962) entre pliegues F<sub>3</sub> y F<sub>2</sub>, en vetilla de epidoto, clorita y cuarzo subparalela a la foliación S<sub>1</sub> de un esquistos verde. El clivaje S<sub>3</sub> es solamente visible a escala microscópica en la zona de charnela del pliegue isoclinal F<sub>2</sub>. En los flancos del pliegue F<sub>2</sub>, las foliaciones S<sub>1</sub> y S<sub>2</sub> son subparalelas y caracterizadas como S<sub>1</sub>-S<sub>2</sub>. Los pliegues F<sub>3</sub> presentan una foliación de plano axial S<sub>3</sub>, y afectan al pliegue F<sub>2</sub> y al clivaje S<sub>1</sub>-S<sub>2</sub>. La foto corresponde a la zona de charnela de un pliegue F<sub>3</sub>. **(b)** Pliegue centimétrico F<sub>3</sub> en filita de la litofacies verde grisácea con desarrollo de clivaje de crenulación S<sub>3</sub>. La vetilla de cuarzo es subparalela al clivaje S<sub>1</sub>-S<sub>2</sub>. **(c)** Zona de charnela de un pliegue F<sub>3</sub> en un esquistos verde. La foliación S<sub>1</sub>-S<sub>2</sub> está plegada y cortada por la foliación S<sub>3</sub>. Esta intersección de foliaciones da una estructura en lápiz. **(d)** Pliegues kink F<sub>4</sub> tipo "S" en limbo SE del sinforme F<sub>4</sub> que se ubica más hacia el sur (ver Fig. 4.22). Estas estructuras afectan a clivaje S<sub>1</sub>-S<sub>2</sub> (línea de trazos) de metagrauvacas laminadas de la litofacies marrón amarillenta. Observar bandas kink subverticales.

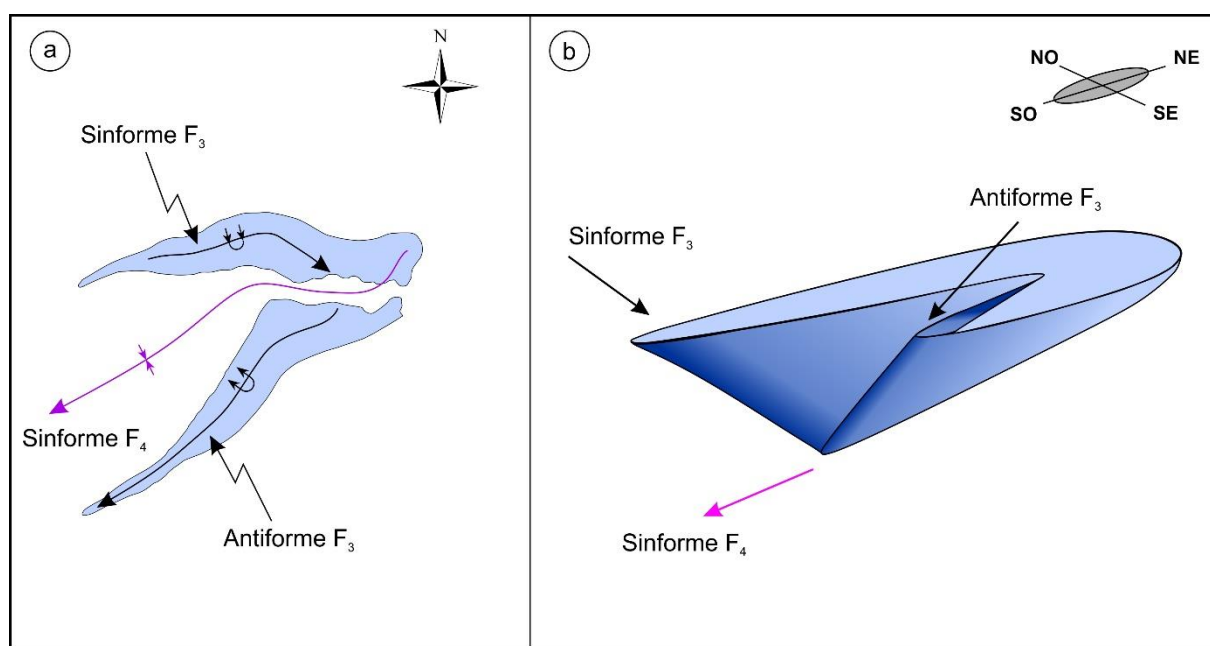
#### 4.3.2.3 Estructuras D<sub>4</sub>

Las estructuras D<sub>4</sub> están representadas por pliegues cerrados F<sub>4</sub> de rumbo ~NE-SO, con planos axiales subverticales y sin una vergencia definida. Los pliegues F<sub>4</sub> presentan limbos que inclinan en sentido opuesto y en un ángulo similar, y ejes (B<sub>4</sub>) que buzcan en sentido NE y SO (Figs. 4.22, 4.23b y 4.24). Estos pliegues son las estructuras más conspicuas y repliegan a las estructuras D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub> y D<sub>3</sub>, adquiriendo estas últimas su rumbo general ~NE-SO, particularmente en los limbos de los pliegues F<sub>4</sub>. Pliegues kink F<sub>4</sub> de escala decamétrica y centimétrica están asociados a los pliegues mayores F<sub>4</sub>. Estos pliegues menores presentan morfologías "S" y "Z" y desarrollo de bandas kink subverticales (Fig. 4.25d). En las zonas de charnela de los pliegues cerrados



$F_4$  la lineación de intersección  $L_2$  y los ejes  $B_3$  presentan una orientación diferente que en los limbos de estas estructuras. Este cambio en la orientación de  $L_2$  y  $B_3$  indicaría que están replegados por  $F_4$ .

Una particularidad de los pliegues  $F_4$  es el patrón de interferencia que forman con los pliegues  $F_2$  y  $F_3$ . Un buen ejemplo de esta interferencia lo constituyen las metasedimentitas de la litofacies verde grisácea que forman un pliegue  $F_3$ , el cual es replegado por el sinforme  $F_4$  que se encuentra más hacia el sur (Fig. 4.22). En esta estructura de interferencia, el pliegue  $F_3$  cierra hacia los limbos del pliegue  $F_4$  y los ejes inclinan en sentido opuesto (Figs. 4.26a y b). Esta estructura puede asignarse a un patrón de interferencia Tipo 2 (Ramsay, 1962).



**Figura 4.26.** Representación esquemática del patrón de interferencia Tipo 2 (Ramsay, 1962) en metasedimentitas de la litofacies verde grisácea afectadas por el sinforme  $F_4$  que se ubica más hacia el sur en la zona de estudio (Fig. 4.22). **(a)** Mapa simplificado del patrón de interferencia. Las referencias se encuentran en la figura 4.22. **(b)** Diagrama esquemático simplificado de la interferencia entre los pliegues  $F_3$  y  $F_4$ . Por simplificación en **(a)** y **(b)**, los pliegues  $F_5$  no están representados.

#### 4.3.2.4 Estructuras $D_5$

Pliegues  $F_5$  abiertos, de escala hectométrica y rumbo NNO-SSE afectan a las estructuras anteriormente descritas (Fig. 4.22). En sus zonas de charnela hay pliegues kink de menor orden (centimétricos a decimétricos) con ejes ( $B_5$ ) que buzcan al SSE. Los pliegues  $F_5$  cambian localmente el rumbo e inclinación de las estructuras previas (p.ej. ver buzamiento de los ejes y traza axial de los pliegues  $F_4$ ).

#### 4.3.3. Microfábrica y metamorfismo

##### 4.3.3.1. Rocas metasedimentarias

La fábrica de las metasedimentitas de la litofacies verde grisácea y marrón amarillenta en el área del arroyo Valcheta es similar a aquella descrita para Aguada Cecilio y el arroyo Pajalta. Metagrauvacas y metaconglomerados preservan granos detríticos de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, fragmentos líticos (filitas, cuarzo policristalino, fragmentos micrograníticos), apatita, muscovita, epidoto, rutilo y circón, como un carácter relíctico sedimentario, indicando una proveniencia desde rocas ígneas y metamórficas. En cambio, las filitas están formadas fundamentalmente por filosilicatos metamórficos y no preservan granos detríticos. Los granos de cuarzo presentan extinción ondulosa, bandas de deformación, y subgranos y nuevos granos en los bordes, mientras que los granos de plagioclasa y feldespato alcalino exhiben extinción ondulosa, subgranos, maclas de deformación y fracturas. Una abundante matriz relíctica fina y recrystalizada, que contiene filosilicatos metamórficos que forman los planos de foliación, rodea a los granos detríticos en las metagrauvacas y metaconglomerados.

El clivaje de crenulación  $S_2$  exhibe en forma relíctica al clivaje  $S_1$  en micropliegues  $F_2$  isoclinales (Figs. 4.27a, b y c). Ambas foliaciones presentan la misma asociación mineral metamórfica. Esta relación es equivalente a la descrita anteriormente para las áreas de Aguada Cecilio y del arroyo Pajalta. En secciones delgadas donde  $S_1$  y  $S_2$  son subparalelos (limbos de pliegues  $F_2$ ), la foliación es caracterizada como un clivaje  $S_1$ - $S_2$ . Las paragénesis minerales asociadas al clivaje  $S_1$ - $S_2$  en las distintas litologías reconocidas en el área del arroyo Valcheta son las siguientes:

- 1- Filitas de las dos litofacies descriptas, muscovita + biotita + clorita + cuarzo + albita + clinozoisita  $\pm$  epidoto.
- 2- Metagrauvacas y metaconglomerados de la litofacies verde grisácea, muscovita + biotita + clorita + cuarzo + albita + clinozoisita  $\pm$  epidoto; las metagrauvacas de la litofacies marrón amarillenta presentan una paragénesis mineral similar pero biotita y clorita están en menor proporción modal.

Estas paragénesis minerales son representativas de la facies esquistos verdes zona biotita.

Clorita retrógrada reemplaza pseudomórficamente a la biotita de la paragénesis del clivaje  $S_1$ - $S_2$  en todas las litologías (Figs. 4.27b y c). Este reemplazo es común y muy extendido en las metasedimentitas del arroyo Valcheta y es similar al descrito para las zonas de Aguada Cecilio y del arroyo Pajalta.

En los micropliegues  $F_2$  isoclinales, el cuarzo y la albita que se encuentra en la matriz recrystalizada y que forman parte de la paragénesis mineral del clivaje  $S_1$ - $S_2$  muestran texturas granoblásticas (bordes de grano recto a suavemente curvados y uniones triples) desarrolladas posteriormente a estas microestructuras de deformación  $D_2$  (Figs. 4.27b, c y d). Las vetillas de cuarzo que son subparalelas al clivaje  $S_1$  y plegadas por

los pliegues  $F_2$ , y los clastos de cuarzo policristalino muestran texturas similares. Esta textura granoblástica presenta evidencias de deformación intracristalina y recrystalización posteriores (ver más abajo). La clorita retrógrada no muestra signos de deformación interna asociada a los micropliegues  $F_2$ , pero sí es afectada por micropliegues  $F_3$  (Fig. 4.27d). Esto indica que el reemplazo pseudomórfico es post  $D_2$  – pre  $D_3$ .

El clivaje  $S_1$ - $S_2$  está afectado por un clivaje de crenulación  $S_3$ , asociado a micropliegues  $F_3$ . Este clivaje de crenulación  $S_3$  queda definido por rotación de los filosilicatos que forman el clivaje  $S_1$ - $S_2$ , láminas finas neoformadas de clorita y muscovita, y óxidos a lo largo de superficies de disolución (Fig. 4.27d). Vetillas de cuarzo afectadas por micropliegues  $F_3$ , muestran las zonas internas de sus cristales con extinción ondulosa, bandas de deformación y subgranos. A su vez, los bordes de estos cristales son irregulares y lobulados y presentan agregados de nuevos granos de tamaño pequeño (similar a los lóbulos) y uniforme (Fig. 4.27e). Esta textura se asocia al microplegamiento  $F_3$  y evidencia por una parte un proceso de recrystalización dinámica, probablemente por migración de borde de grano de baja temperatura (*bulging recrystallization*, Passchier y Trouw, 2005), y por otra parte un proceso de deformación intracristalina y recuperación. Las evidencias texturales indican que estos procesos se sobreponen al proceso de recrystalización estática post- $D_2$  descrito anteriormente (Fig. 4.27e). Texturas comparables a las descritas en las vetillas están presentes en micropliegues  $F_3$  que afectan dominios cuarzo-micáceos en filitas (Fig. 4.27d). La blastesis de clorita y muscovita según el clivaje  $S_3$  y las texturas de recrystalización dinámica, deformación interna y recuperación detalladas en las vetillas de cuarzo sugieren condiciones de metamorfismo en facies esquistos verdes zona clorita asociado a las estructuras de deformación  $D_3$ .

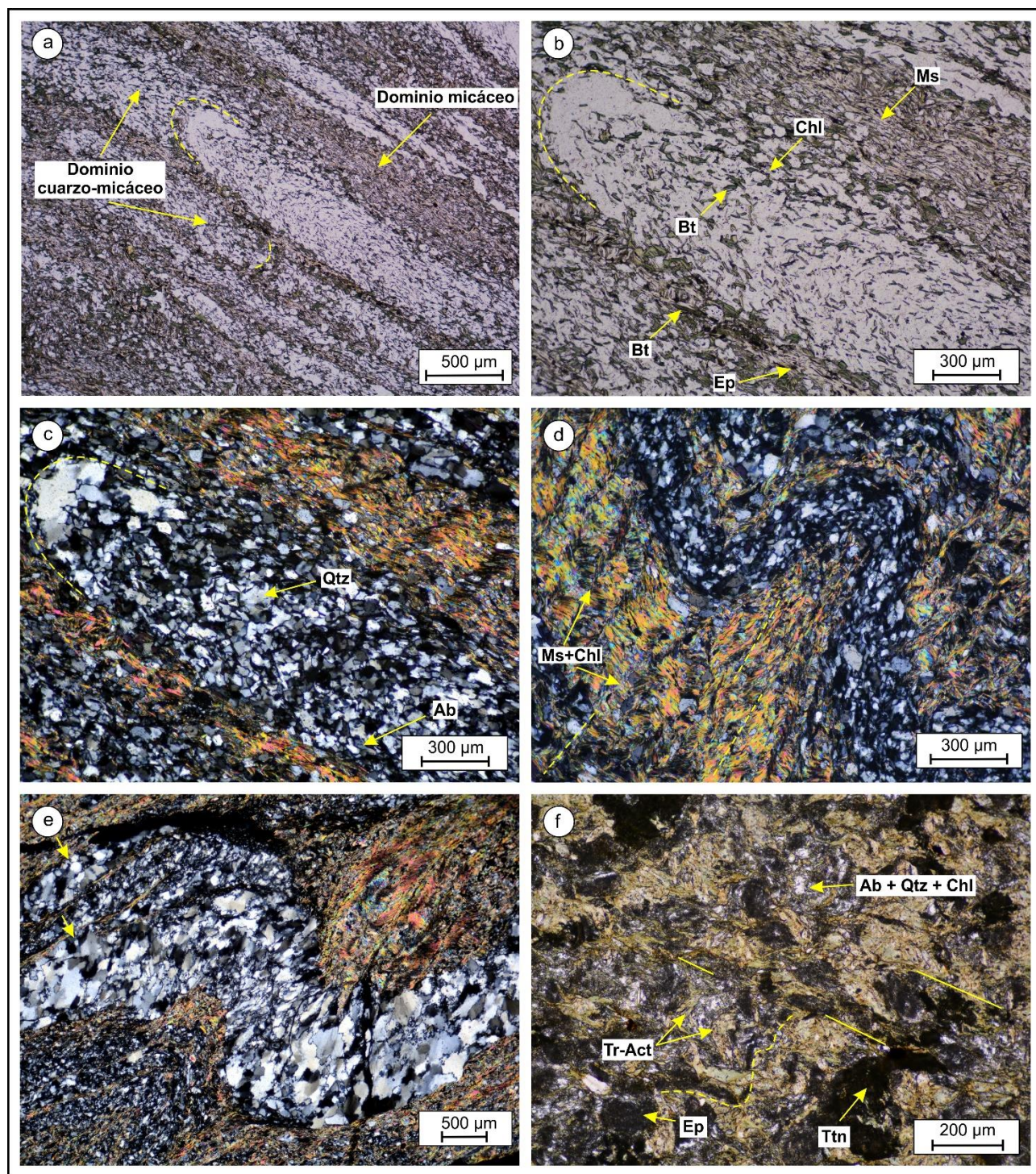
Micropliegues kink  $F_4$  crenulan el clivaje  $S_1$ - $S_2$  y están asociados a un clivaje de crenulación microscópico  $S_4$  dado por planos de disolución por presión y por la reorientación por rotación de los filosilicatos que forman el clivaje  $S_1$ - $S_2$ . Estos micropliegues también afectan al clivaje de crenulación  $S_3$ .

#### 4.3.3.2. Esquistos verdes

Los esquistos verdes muestran una foliación  $S_1$ - $S_2$  definida por la paragénesis mineral de tremolita-actinolita + clorita + epidoto + albita + titanita + biotita + calcita + cuarzo. Esta paragénesis mineral es característica de la facies esquistos verdes en protolitos máficos (Bucher y Grapes, 2011, p. 363 y referencias ahí citadas), y además, la presencia de la biotita en los esquistos verdes es consistente con la zona biotita determinada en las metasedimentitas en base a la paragénesis mineral de  $S_1$ - $S_2$  de estas últimas (Bucher y Grapes, 2011, p. 349). Esta misma situación ocurre en los esquistos verdes y rocas metamáficas de Aguada Cecilio y del arroyo Pajalta. Micropliegues  $F_3$  afectan a esta foliación y se asocian con un clivaje de crenulación  $S_3$  dado por la reorientación de la tremolita-actinolita, clorita y biotita (Fig. 4.27f). Clorita retrógrada con color de interferencia anómalo (Azul de Berlín) reemplaza parcialmente a la tremolita-actinolita y biotita que



definen  $S_1$ - $S_2$  y también es afectada por los micropliegues  $F_3$ . Los esquistos verdes preservan como caracteres ígneos relícticos anfíboles y plagioclasas reemplazados parcialmente por la paragénesis mineral.



**Figura 4.27.** Fotomicrografías de la microfábrica y minerales metamórficos asociados a las etapas de deformación  $D_1$ ,  $D_2$  y  $D_3$  en las rocas metasedimentarias y metaígneas de la Formación Nahuel Niyeu en el área del arroyo Valcheta. Fotomicrografías tomadas con luz transmitida y nicoles paralelos (a) y (b), luz transmitida y nicoles cruzados (c-f). (b) y (c) Fotomicrografías de la misma imagen. Minerales metamórficos: Ab (albita), Bt (biotita), Chl (clorita), Ep (epidoto), Ms (muscovita), Qtz (cuarzo), Ttn (titanita), Tr-Act (tremolita-actinolita). **(a)** Filita de la litofacies verde grisácea con clivaje de crenulación  $S_2$  formado por dominios cuarzo-micáceos y micáceos. Los dominios cuarzo-micáceos muestran el clivaje  $S_1$  relíctico (línea de trazos) y plegado isoclinalmente por micropliegues  $F_2$ . El clivaje de crenulación  $S_2$  está afectado por micropliegues  $F_3$ . Los micropliegues  $F_3$  se visualizan en los dominios micáceos y en la zona inferior izquierda de la fotomicrografía. **(b)** y **(c)** Detalle de la zona central de la (continúa)



fotomicrografía (a). Los clivajes  $S_1$  y  $S_2$  están formados fundamentalmente por biotita + muscovita + clorita + cuarzo + albita. Ambos clivajes presentan la misma asociación mineral metamórfica. La biotita se encuentra reemplazada pseudomórficamente por clorita retrógrada con color de interferencia anómalo (violeta oscuro). Los cristales de cuarzo y albita del dominio cuarzo-micáceo que preserva el micropliegue isoclinal  $F_2$  muestran bordes de grano recto a suavemente curvados, y uniones triples evidenciando un proceso de recrystalización estática post  $D_2$ . Algunos de estos granos exhiben signos de deformación intracrystalina (extinción ondulosa) probablemente como producto del microplegamiento  $F_3$ . **(d)** Micropliegues  $F_3$  con desarrollo de clivaje de crenulación  $S_3$  (línea de trazos) que afecta al clivaje  $S_1$ - $S_2$  disyuntivo en filitas de la litofacies verde grisácea. El clivaje  $S_1$ - $S_2$  presenta dominios micáceos y cuarzo-micáceos. La biotita que define el clivaje  $S_1$ - $S_2$  está reemplazada pseudomórficamente por clorita retrógrada. El clivaje de crenulación  $S_3$  está definido por la rotación de los filosilicatos que forman el clivaje  $S_1$ - $S_2$ , láminas finas neoformadas de clorita y muscovita, y óxidos a lo largo de superficies de disolución. El cuarzo de los dominios cuarzo-micáceos muestra una fábrica de recrystalización estática, similar a la descrita en (b) y (c), que está afectada por los micropliegues  $F_3$ . Extinción ondulosa y bandas de deformación en los granos de cuarzo están sobreimpuestas a la fábrica de recrystalización estática. Estas microestructuras de deformación intracrystalina probablemente estén asociadas a los micropliegues  $F_3$ . **(e)** Micropliegue  $F_3$  que afecta a vetilla de cuarzo paralela al clivaje  $S_1$ - $S_2$ . Los cristales de cuarzo que componen la vetilla muestran bordes irregulares y lobulados con agregados de nuevos granos de tamaño pequeño y uniforme producto de la recrystalización dinámica. Además, el cuarzo presenta extinción ondulosa, bandas de deformación y subgranos. Las flechas amarillas señalan bordes rectos y uniones triples como relictos de la textura granoblástica previa al microplegamiento  $F_3$ . **(f)** Esquisto verde con foliación  $S_1$ - $S_2$  (línea de trazos) afectada por micropliegues  $F_3$ . La paragénesis mineral que compone esta roca es tremolita-actinolita + clorita + epidoto + albita + titanita + biotita + calcita + cuarzo. Asociado a los micropliegues hay un clivaje de crenulación  $S_3$  (paralelo a las líneas continuas) dado principalmente por la reorientación de la tremolita-actinolita.

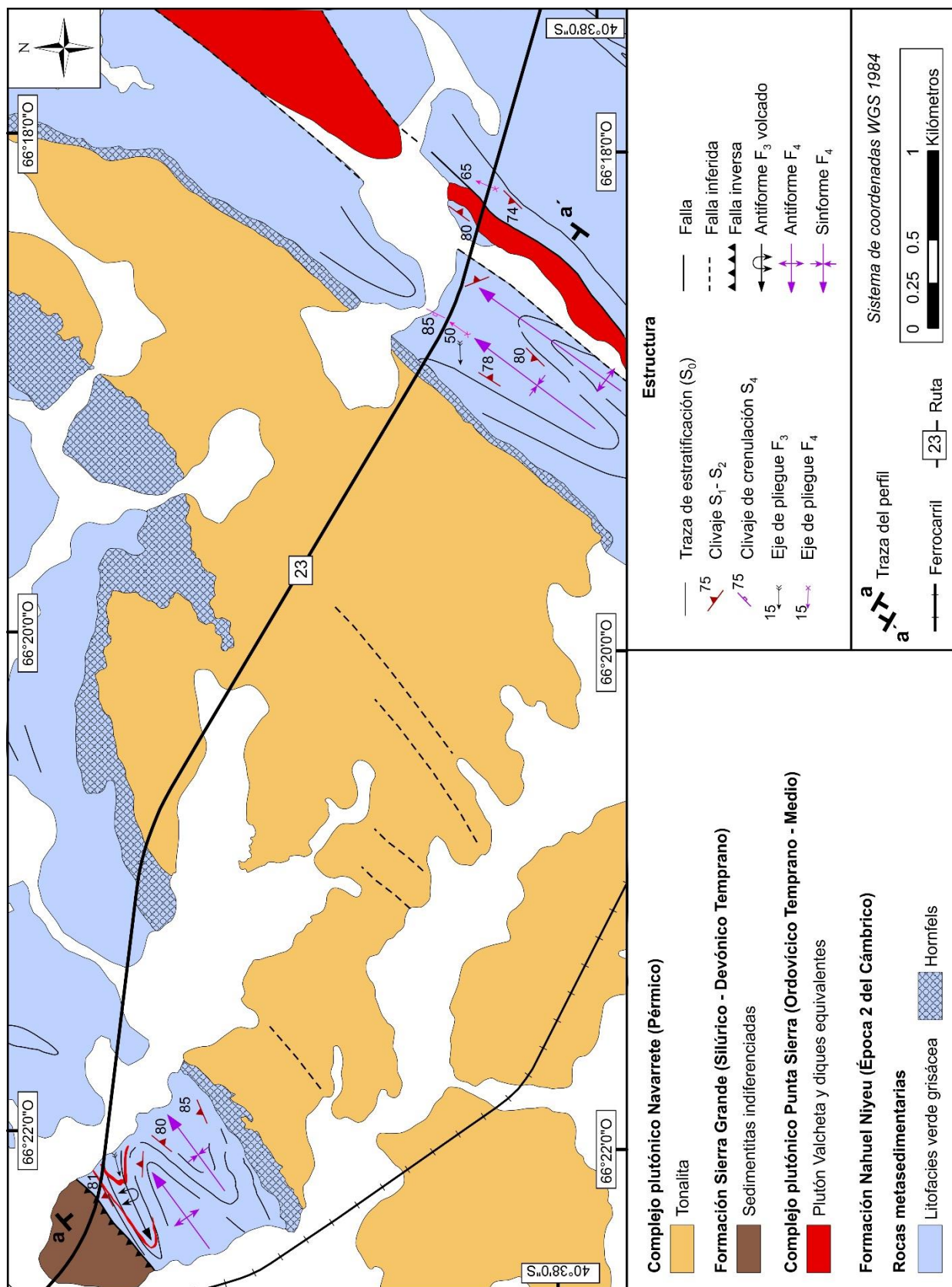
#### 4.4. ÁREA RUTA NACIONAL 23

En esta área, la Formación Nahuel Niyeu está intruida por granitos del Complejo Plutónico Punta Sierra del Ordovícico y por una tonalita del Complejo Plutónico Navarrete del Pérmico, y además presenta una fábrica dominante de rumbo NE-SO equivalente a la descrita en el área del arroyo Valcheta (Figs. 1.1b y 4.28).

La Formación Nahuel Niyeu está compuesta fundamentalmente por filitas verde grisáceas y en menor proporción metagrauvas, ambas de la litofacies verde grisácea. Las metasedimentitas muestran al clivaje  $S_2$  subparalelo al clivaje  $S_1$ , ambos definen una lineación de intersección  $L_2$ . Al igual que en las zonas descritas anteriormente, estos clivajes fueron medidos en el campo como clivaje  $S_1$ - $S_2$ , el cual es la foliación principal de la Formación Nahuel Niyeu. Este clivaje es paralelo a la estratificación relíctica ( $S_0$ ) dada por la alternancia de los protolitos sedimentarios. Metamorfismo térmico de contacto de variada intensidad producido por el emplazamiento del cuerpo tonalítico (ver más abajo) ha obliterado las estructuras asociadas a la fábrica  $D_1$ - $D_2$ , fundamentalmente los pliegues  $F_1$  y  $F_2$ . Sin embargo, la presencia de estas estructuras se infiere a partir de los clivajes  $S_1$  y  $S_2$  descritos. Al respecto, pliegues  $F_2$  isoclinales, fueron confirmados en algunas secciones delgadas.

##### 4.4.1. Intrusión de granitos del Complejo Plutónico Punta Sierra

En esta área (Fig. 4.28), el Complejo Plutónico Punta Sierra está representado por el Plutón Valcheta (Gozalvez, 2009) que es un leucogranito muscovítico de tamaño de grano medio y elongado en sentido NE-SO (Fig. 4.29a), y diques de similar composición (Fig. 4.29b) (Núñez, 1975; Núñez et al., 1975; Caminos, 1983, 2001).



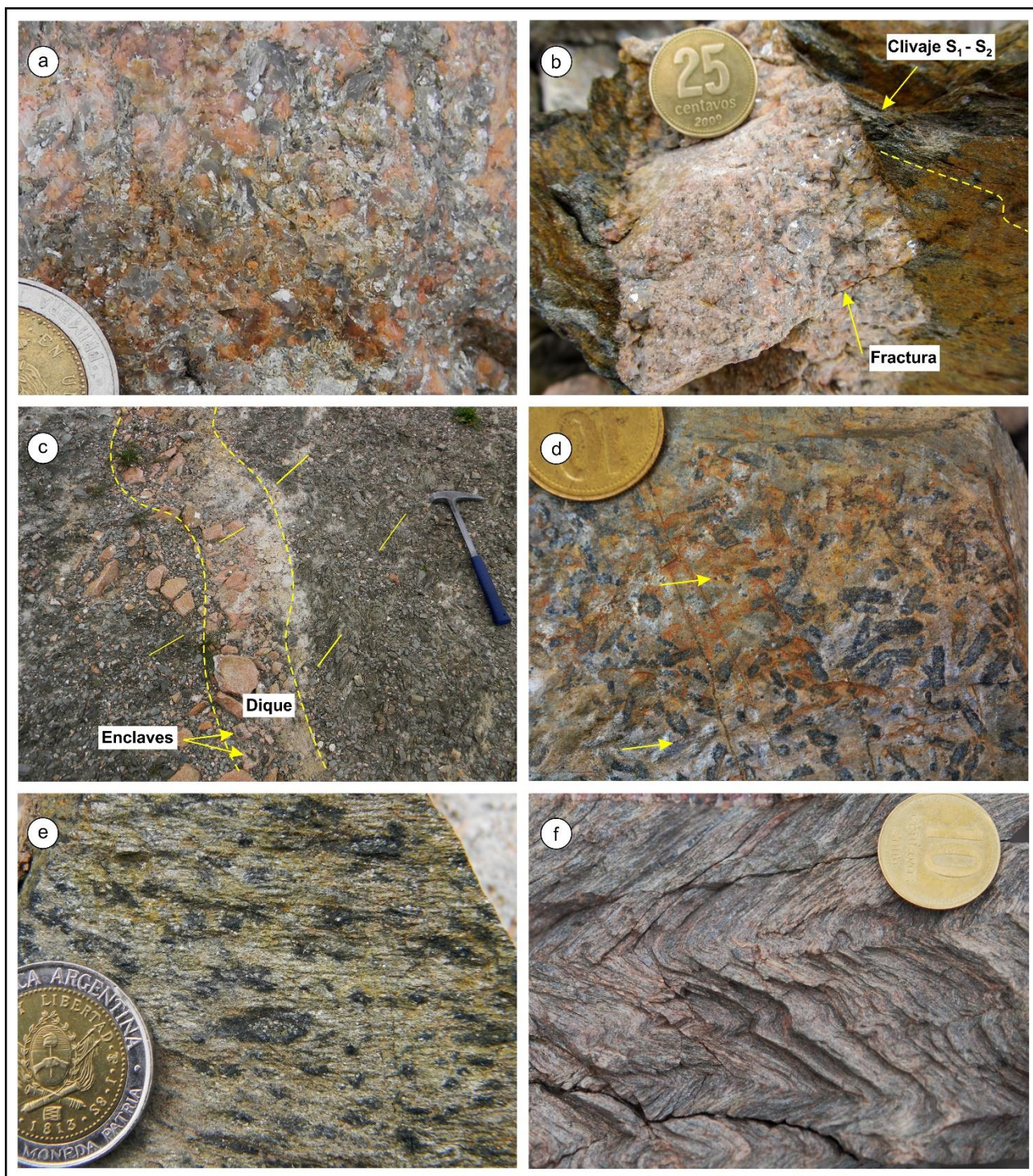
**Figura 4.28.** Mapa geológico zona Ruta Nacional 23. El mapa incluye la traza de perfil esquemático a-a' de la figura 4.30. Ubicación regional en la figura 1.1b. Mapa basado en el trabajo de campo.



El contacto oeste del Plutón Valcheta es intrusivo, neto y corta con un ángulo bajo (menor a 5–10°) al clivaje  $S_1$ - $S_2$  de las filitas (Figs. 4.28 y 4.30). No hay desarrollo de una aureola de contacto, sin embargo, como efecto térmico (metamorfismo de contacto) del intrusivo tonalítico del Complejo Plutónico Navarrete (ver más abajo), las filitas exhiben porfiroblastos de biotita y un aumento del tamaño de grano de los minerales (muscovita y biotita) que forman el clivaje  $S_1$ - $S_2$  (en comparación con lo observado en las áreas descriptas anteriormente). A nivel microscópico, el clivaje  $S_1$ - $S_2$  de las filitas está formado por la disposición preferencial de muscovita, biotita, cuarzo y albita. Estos minerales constituyen la paragénesis de  $S_1$ - $S_2$  y sugieren condiciones de metamorfismo en facies esquistos verdes (zona biotita). Estos minerales presentan bordes rectos y particularmente los granos de cuarzo tienen una forma elongada probablemente debido a la restricción en la dirección de crecimiento impuesta por los minerales micáceos. Esta textura evidencia un proceso de recrystalización estática asociado al metamorfismo de contacto del plutón tonalítico, con posterioridad al desarrollo del clivaje  $S_1$ - $S_2$ , que produjo un aumento en el tamaño de grano de los minerales que forman el clivaje (Fig. 4.31a). Los porfiroblastos de biotita están decusados, no muestran sombras de deformación y se superponen al clivaje  $S_1$ - $S_2$ . Algunos porfiroblastos preservan inclusiones continuas con el clivaje  $S_1$ - $S_2$ . Las biotitas que forman los porfiroblastos y aquellas que forman el clivaje  $S_1$ - $S_2$  están reemplazadas parcial y pseudomórficamente por un mineral opaco y epidoto. Extinción ondulosa y bandas de deformación en los granos de cuarzo se superponen a la textura de recrystalización estática, indicando deformación posterior. Evidencias de deformación post  $D_2$  también se reconocen en el granito del Plutón Valcheta (p.ej. granos de cuarzo con extinción ondulosa, bandas de deformación, deformación lamelar, subgranos, y bordes irregulares y lobulados con nuevos granos de tamaño pequeño uniforme que indican recrystalización dinámica; plagioclasa con maclas de deformación; muscovita kinkada; Figs. 4.31b y c). Además, este granito presenta microfracturas rellenas con calcita, sericita y epidoto; estos minerales también reemplazan a la plagioclasa y al feldespato potásico.

El contacto este del Plutón Valcheta es tectónico con las metamorfitas de la Formación Nahuel Niyeu. Aquí, una falla con rumbo NE-SO e inclinación 75° al NO yuxtapone al granito con filitas de características petrográficas similares a las descriptas en el párrafo anterior (Figs. 4.28 y 4.30). Estas filitas están crenuladas por pliegues tipo kink de rumbo NE-SO. Sobre la base de la fábrica descripta en el resto de las áreas estudiadas (Aguada Cecilio y arroyos Pajalta y Valcheta), estos pliegues fueron interpretados como  $F_4$  y vinculados a la etapa de deformación  $D_4$  ya que son casi perpendiculares a la lineación de intersección  $L_2$ , esto los diferencia de los pliegues  $F_3$ , los cuales son subparalelos a  $L_2$ . En sección delgada, micropliegues kink  $F_4$  afectan a los porfiroblastos de biotita y a la fábrica de recrystalización estática.





**Figura 4.29.** Características de los afloramientos de los granitos del Complejo Plutónico Punta Sierra y las metamorfitas de la Formación Nahuel Niyeu sobre la Ruta Nacional 23. **(a)** Aspecto de los leucogranitos muscovíticos de grano medio del plutón Valcheta. **(b)** Dique de leucogranito muscovítico cortando al clivaje  $S_1-S_2$  de filitas de la litofacies verde grisácea. La roca de caja presenta evidencias de metamorfismo de contacto producida por la tonalita del Complejo Plutónico Navarrete del Pérmico (porfiroblastos de andalucita y biotita y crecimiento de las micas que forman  $S_1-S_2$ ). El dique de leucogranito presenta bordes pegmatíticos. Un pliegue kink  $F_3$  (línea punteada) que afecta a la filita se transfiere como una fractura al dique de leucogranito. **(c)** Dique de leucogranito muscovítico y filitas con metamorfismo de contacto. Ambos están afectados por pliegue  $F_3$ . Las líneas punteadas indican los contactos del dique. Líneas continuas indican el clivaje de crenulación  $S_3$ , el cual se transfiere como fracturas en el dique. Los bordes del dique están muy cizallados. El dique presenta enclaves angulosos de las metamorfitas. La foto corresponde a la zona de charnela del pliegue  $F_3$ . **(d)** Filita con porfiroblastos de andalucita crecidos en forma decusada sobre el clivaje  $S_1-S_2$ . Los filosilicatos que forman el clivaje  $S_1-S_2$  presentan crecimiento estático. Las flechas amarillas señalan porfiroblastos de biotita pequeños. Los porfiroblastos de andalucita están reemplazados por biotita y muscovita. La foto corresponde al flanco NO del pliegue  $F_3$  del contacto oeste de la tonalita (Fig. 4.28). **(e)** Filita con porfiroblastos de andalucita y clivaje  $S_1-S_2$  con crecimiento estático de los filosilicatos (muscovita + biotita) afectados por ejes de crenulación  $B_3$ . Los *(continúa)*



porfiroblastos de andalucita están reemplazados por biotita y muscovita. La foto corresponde a la zona de charnela del pliegue  $F_3$  del contacto oeste de la tonalita (Fig. 4.28). (f) Filita con clivaje  $S_1$ - $S_2$  crenulado por pliegues  $F_4$ . La foto corresponde a la zona de charnela de pliegue  $F_4$  en el contacto este de la tonalita (Fig. 4.28).

Los diques de leucogranito muscovítico expuestos al oeste del plutón tonalítico del Complejo Plutónico Navarrete tienen la misma relación estructural con la roca de caja que el Plutón Valcheta, ya que cortan al clivaje  $S_1$ - $S_2$  de las metasedimentitas de la Formación Nahuel Niyeu (Figs. 4.28, 4.29b y c). Los diques presentan espesores decimétricos hasta no más de 2 metros. Estos cuerpos muestran texturas equigranulares y comúnmente bordes pegmatíticos (Fig. 4.29b). Los diques presentan enclaves angulosos de la roca de caja. Pliegues  $F_3$  isoclinales con desarrollo de un clivaje de crenulación  $S_3$  y ejes buzantes hacia el SO afectan al clivaje  $S_1$ - $S_2$  de las metasedimentitas y a los diques de leucogranito (Figs. 4.29b y c). El clivaje de crenulación  $S_3$  está definido en las metasedimentitas por láminas finas neoformadas de clorita y muscovita, y óxidos a lo largo de superficies de disolución. Estos pliegues a su vez son afectados por pliegues  $F_4$  apretados de rumbo NE-SO y ejes buzantes hacia el NE, sin una vergencia definida (Fig. 4.28). Micropliegues  $F_4$  están asociados a un clivaje de crenulación  $S_4$  en las metasedimentitas, el cual está definido por la reorientación por rotación de los filosilicatos dispuestos según el clivaje  $S_1$ - $S_2$  y blastesis de sericita.

Las relaciones de campo expuestas anteriormente indican que la intrusión del Complejo Plutónico Punta Sierra habría ocurrido entre las etapas de deformación  $D_2$  y  $D_3$  de la Formación Nahuel Niyeu, por lo cual el Plutón Valcheta y los diques de leucogranito tienen carácter intertectónico (post  $D_2$ - pre  $D_3$ ).

#### 4.4.2. Intrusión de la tonalita del Complejo Plutónico Navarrete

Sobre la Ruta Nacional 23 y hacia el NO del plutón Valcheta, una tonalita con hornblenda y biotita incluida por Caminos (2001) en el Complejo Plutónico Navarrete del Pérmico intruye a las rocas metasedimentarias de la Formación Nahuel Niyeu (Figs. 4.28 y 4.30). Los bordes SE y NO de la tonalita son intrusivos y desarrollan hornfelses de 80 a 150 metros de espesor que desdibujan el clivaje  $S_1$ - $S_2$  de las rocas metasedimentarias. Luego de los hornfelses, hacia la roca de caja, siguen filitas con porfiroblastos de contacto y un aumento del tamaño de grano de los filosilicatos que forman el clivaje  $S_1$ - $S_2$  producidos por el metamorfismo térmico que originó la tonalita.

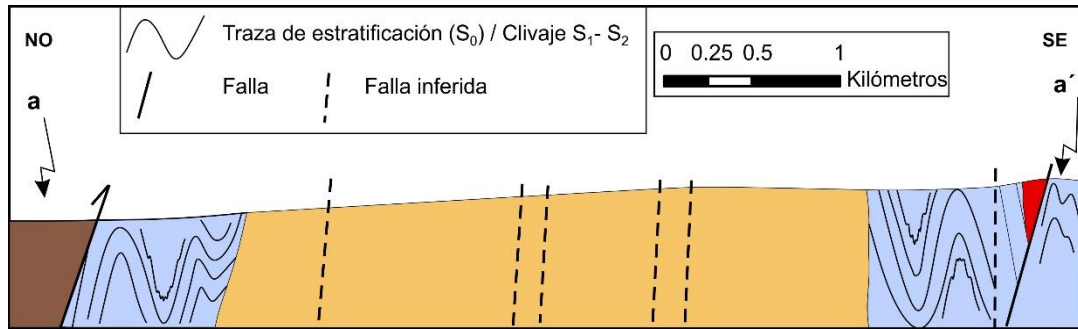
En el contacto NO de la tonalita (Fig. 4.28), filitas de la Formación Nahuel Niyeu presentan porfiroblastos de andalucita crecidos a través del clivaje  $S_1$ - $S_2$ , los cuales están totalmente reemplazados por muscovita y biotita fina (Figs. 4.29d y e). Porfiroblastos de biotita muestran las mismas relaciones de corte con el clivaje  $S_1$ - $S_2$ . En sección delgada, muscovita, biotita y cuarzo forman el clivaje  $S_1$ - $S_2$  y presentan una textura producto de recristalización estática, similar a la descrita previamente en las filitas del contacto oeste del Plutón Valcheta. La expresión de esta textura en el campo es un aumento del tamaño de grano de



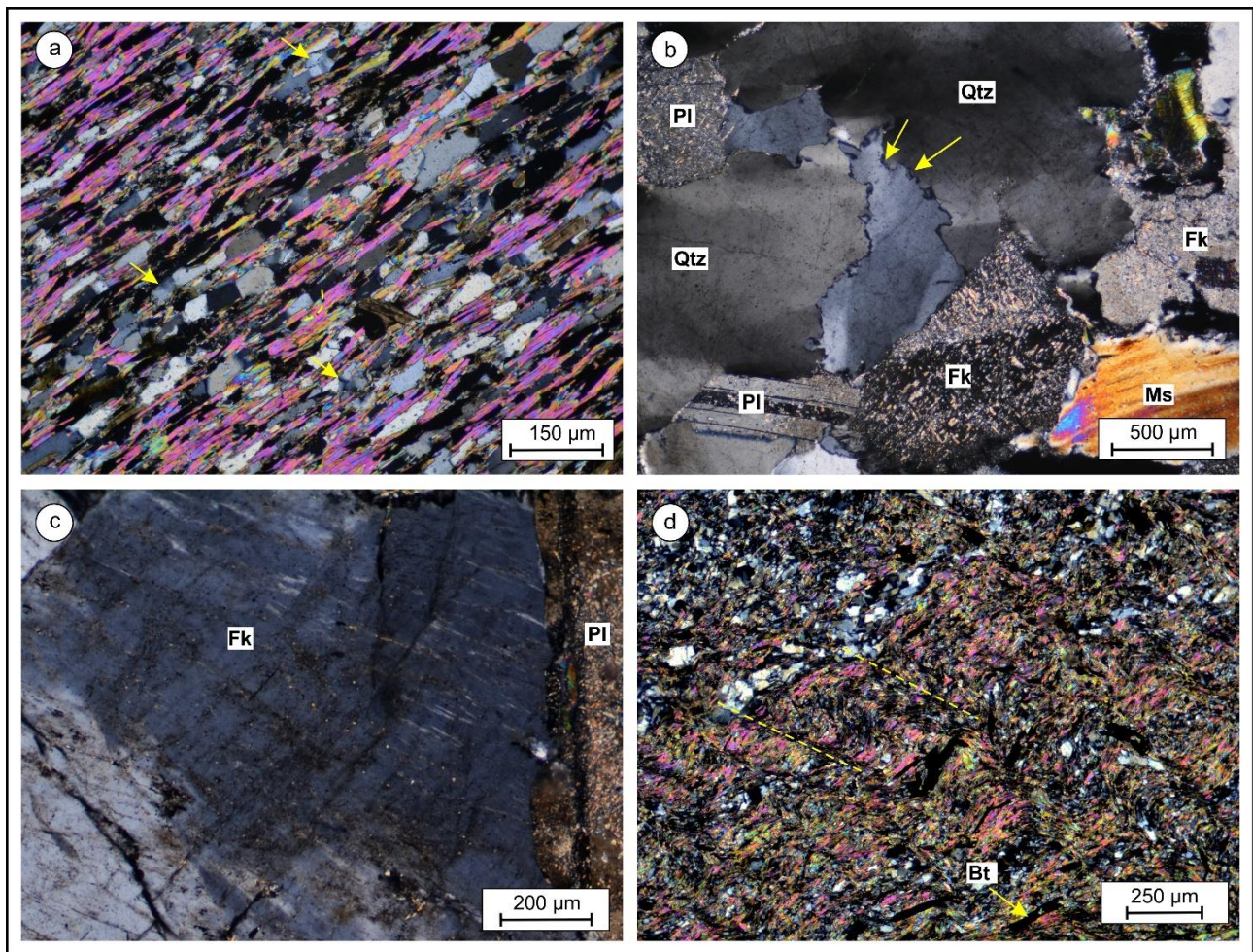
los filosilicatos que forman el clivaje  $S_1$ - $S_2$ , en relación a lo que se ve regionalmente en las otras áreas de estudio (Fig. 4.29b). Las características descriptas indican que el metamorfismo de contacto ocurrió con posterioridad al desarrollo del clivaje  $S_1$ - $S_2$  de las metamorfitas. Las filitas con metamorfismo de contacto y los diques de granito muscovítico están afectados por los pliegues  $F_3$  y  $F_4$  descriptos previamente (Figs. 4.28, 4.29b y c). En la zona de charnela del pliegue  $F_3$  (Fig. 4.28), los porfiroblastos de contacto están crenulados y estirados según los ejes de crenulación  $B_3$  (Fig. 4.29e), mientras que en los limbos de este pliegue están decusados (Fig. 4.29d). Hacia el NO, una falla con rumbo NE-SO e inclinación  $70^\circ$  al NO pone en contacto a las filitas y diques de granito muscovítico con sedimentitas deformadas asignadas a la Formación Sierra Grande por Sesana (1968) y Caminos (2001) (Figs. 4.28 y 4.30). Planos de falla de menor orden y subparalelos a la falla principal presentan estrías perpendiculares al rumbo sin indicadores cinemáticos claros que indiquen el sentido del movimiento. Sin embargo, en base al rumbo de la falla, dirección de movimiento marcada por las estrías y su asociación con los pliegues  $F_4$  se interpreta a la misma como una falla inversa de alto ángulo con transporte hacia el SE.

En el contacto SE de la tonalita (Fig. 4.28), pliegues  $F_4$  de rumbo NE-SO apretados y con desarrollo de clivaje de crenulación de plano axial  $S_4$  (que inclina  $80^\circ$  al NO) afectan a las filitas y al hornfels (Fig. 4.29f). En sección delgada, las filitas presentan un clivaje  $S_1$ - $S_2$  formado por la paragénesis mineral de biotita + muscovita + clorita + cuarzo + albita, típica de la facies esquistos verdes (zona biotita). La biotita está reemplazada parcial y pseudomórficamente por clorita retrógrada. Porfiroblastos de biotita asociados al efecto térmico de la intrusión de la tonalita están reemplazados pseudomórficamente por un mineral opaco y se superponen al clivaje  $S_1$ - $S_2$ . Micropliegues  $F_4$  afectan al clivaje  $S_1$ - $S_2$  y a los porfiroblastos. Estos micropliegues se asocian a un clivaje de crenulación  $S_4$  dado por la reorientación por rotación de los filosilicatos que forman el clivaje  $S_1$ - $S_2$  y blastesis de sericita (Fig. 4.31d). El cuarzo de la paragénesis mineral presenta bordes irregulares y lobulados con agregados de nuevos granos de tamaño pequeño y uniforme, y zonas internas con extinción ondulosa y bandas de deformación. Estas microestructuras indican deformación intracristalina y recrystalización dinámica y se asocian a los micropliegues  $F_4$ . En forma relíctica el cuarzo preserva algunos bordes rectos y uniones triples como producto de un proceso de recrystalización estática previo a la recrystalización dinámica y deformación.

En base a las relaciones de campo y a las evidencias petrográficas, la intrusión de la tonalita del Complejo Plutónico Navarrete sería intertectónica con respecto a las etapas de deformación  $D_2$  y  $D_3$  que afectan a las rocas de la Formación Nahuel Niyeu. Esta edad de intrusión relativa es similar a la descripta para los granitos del Complejo Plutónico Punta Sierra del Ordovícico.



**Figura 4.30.** Perfil esquemático y simplificado a lo largo de la Ruta Nacional 23 indicado en la figura 4.28. Los pliegues dibujados son  $F_4$ . La simbología de la litología se encuentra en la figura 4.28.



**Figura 4.31.** Fotomicrografías de la microfábrica de las filitas de Formación Nahuel Niyeu y del Plutón Valcheta (granito del Complejo plutónico Punta Sierra) de la vera de la Ruta Nacional 23. Fotomicrografías tomadas con luz transmitida y nicoles cruzados. Minerales metamórficos en filitas: Bt (biotita). Minerales en granito: Fk (feldespato potásico), Ms (muscovita), Pl (plagioclasa), Qtz (cuarzo). (a) Filita de la litofacies verde grisácea con clivaje  $S_1-S_2$  formado principalmente por muscovita, biotita y cuarzo. Muchas de las biotitas están reemplazadas por un mineral opaco y epidoto fino. Notar los bordes rectos de estos minerales y la forma elongada de los granos de cuarzo. Esta es una textura de recrystalización estática producida por el efecto térmico del plutón tonalítico del Complejo Plutónico Navarrete. En este caso, esta textura es posterior al desarrollo del clivaje  $S_1-S_2$ . Algunos granos de cuarzo (señalados con flechas amarillas) muestran extinción ondulosa y bandas de deformación que se superponen a la textura de recrystalización estática. (b) Leucogranito muscovítico (Plutón Valcheta). Los cristales de cuarzo muestran extinción ondulosa, bandas de deformación y deformación lamelar, esta última microestructura se observa en el cristal de cuarzo de abajo a la izquierda. El cuarzo del centro de la fotomicrografía presenta bordes irregulares y lobulados con nuevos granos de tamaño pequeño (flechas amarillas) indicando un proceso de recrystalización dinámica probablemente por migración de borde de grano de baja temperatura. El cristal de muscovita de arriba a la derecha está kinkado. El feldespato potásico y la plagioclasa se encuentran reemplazados principalmente por sericita, calcita y epidoto. (c) Leucogranito muscovítico (Plutón Valcheta). Feldespato potásico con pertitas en flama en el contacto con plagioclasa reemplazada por sericita, calcita y epidoto. El feldespato también está microfracturado. (d) Filita de la litofacies verde grisácea con clivaje  $S_1-S_2$  crenulado por micropliegues  $F_4$ . Biotita + muscovita + clorita + (continúa)

cuarzo + albita forman el clivaje  $S_1-S_2$  y constituyen la paragénesis mineral de la roca. Las líneas punteadas indican el clivaje de crenulación  $S_4$ . Porfiroblastos de biotita se superponen al clivaje  $S_1-S_2$  y son afectados por los micropliegues  $F_4$ . Los porfiroblastos están reemplazados por un mineral opaco.



Con el propósito de caracterizar geoquímicamente a los protolitos de las rocas metaígneas y metasedimentarias de la Formación Nahuel Niyeu, se recolectaron muestras de roca fresca (~10 kg de peso cada una) para determinar sus composiciones geoquímicas de roca total. Además, los análisis geoquímicos de roca total de las metasedimentitas se utilizaron para construir pseudosecciones, que son diagramas de fases con campos de estabilidad de diferentes asociaciones minerales en equilibrio, y con ellas practicar cálculos termobarométricos de estas rocas (Capítulo 6). Los resultados aquí presentados se considerarán en el Capítulo 8 en un marco de discusión y análisis del ambiente tectónico de formación de los protolitos silicoclásticos e ígneos de esta unidad, y además se compararán con datos similares de otras unidades de basamento del Macizo Norpatagónico.

### **5.1. PREPARACIÓN DE LAS MUESTRAS Y MÉTODO ANALÍTICO**

Las muestras se redujeron a granulometría polvo mediante la utilización de una chancadora de mandíbulas y un molino de anillos en los laboratorios del Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET, La Plata) y del Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN). Los polvos de roca fueron enviados a ACME Analytical Laboratories S.A., Canadá para ser analizados en busca de elementos mayoritarios y traza por ICP-MS (Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente) y ICP-ES (Espectrómetro de emisión con Plasma Acoplado Inductivamente), previa digestión a través de fusión alcalina con borato de litio y agua regia.

### **5.2. RESULTADOS ROCAS METAÍGNEAS**

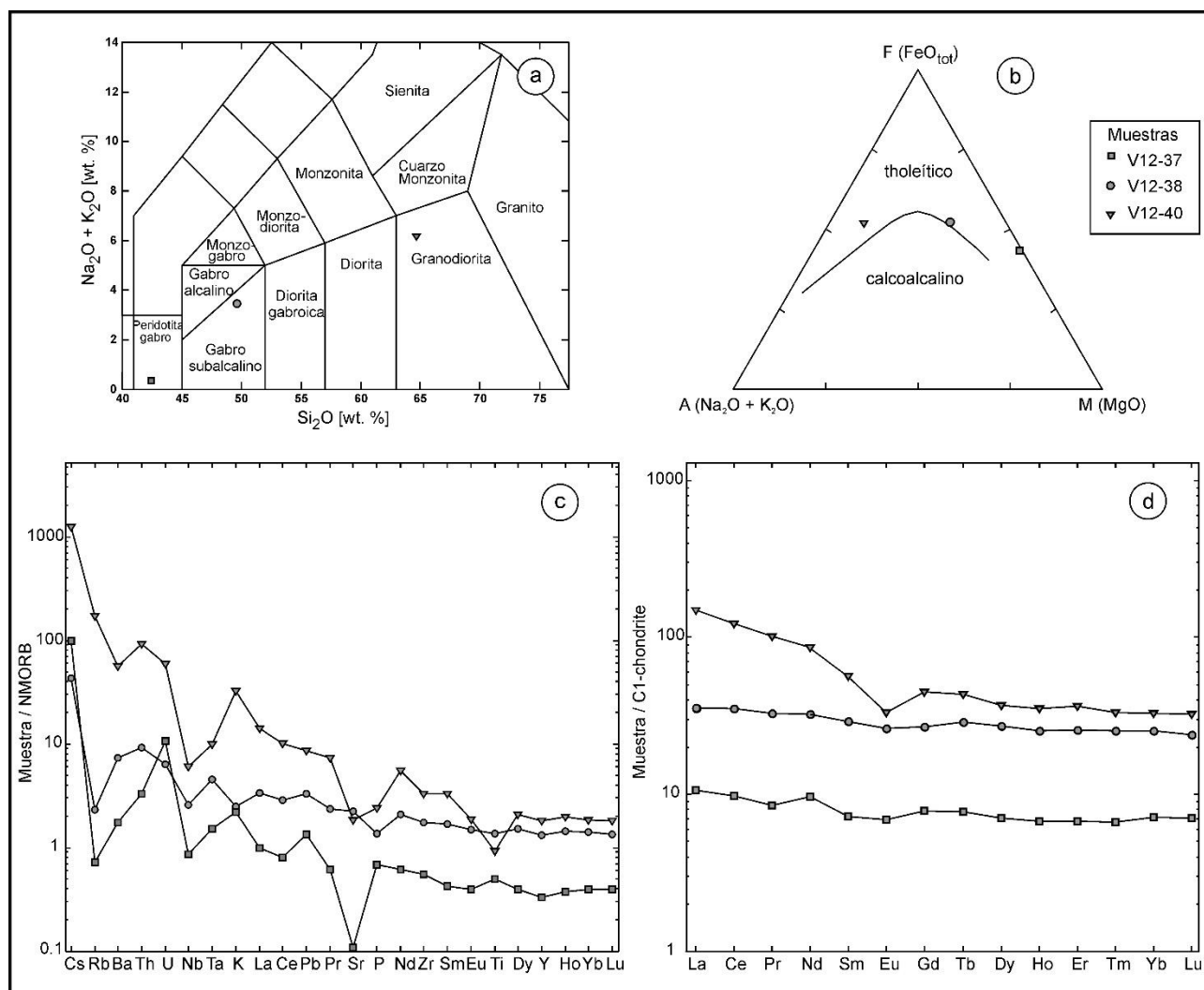
Tres composiciones geoquímicas de roca total fueron determinadas en los filones capa de la Formación Nahuel Niyeu en el área de Aguada Cecilio. Las muestras V12-37 y V12-38 corresponden a una metaperidotita y a un metagabro/diorita, respectivamente, ambas de un mismo filón capa. La muestra V12-40 corresponde a una metagranodiorita. La ubicación de las muestras se muestra en la figura 4.1. Los resultados de los análisis geoquímicos se encuentran en la Tabla 5.1. Los datos de elementos mayoritarios fueron recalculados al 100% en base anhidra antes de ser usados en diagramas de clasificación.

Las muestras se clasifican como peridotita-gabro (V12-37), gabro subalcalino (V12-38) y granodiorita (V12-40) (Fig. 5.1a). Todas las muestras plotan en el campo de las series subalcalinas y pertenecen a la serie tholeiítica (Irvine y Baragar, 1971) (Figs. 5.1a y b). Los diagramas spider normalizados al MORB muestran un relativo enriquecimiento en elementos litófilos de radio iónico grande (LILE) y un fuerte incremento en la relación Rb/Yb en las composiciones más silíceas; además estos diagramas exhiben anomalías negativas en elementos de alto potencial iónico (HFSE) como el Nb, P y Ti, especialmente en las composiciones básicas e intermedias (Fig. 5.1c). Estas características son típicas de magmas relacionados a subducción (Gill, 2010, p.

190). Además, la anomalía negativa de Nb podría indicar una intervención de la corteza continental en los procesos magmáticos, ya que la misma es distintiva de este tipo de corteza (Rollinson, 1993, p. 148). Los diagramas de tierras raras (REE) normalizados al condrito (Sun y McDonough, 1989) exponen patrones planos para las muestras V12-37 y V12-38, mientras que la muestra V12-40 está enriquecida en tierras raras livianas (LREE) respecto de las pesadas (HREE) y presenta una anomalía negativa en Eu (Fig. 5.1d).

Muestra	V12-37	V12-38	V12-40
Ubicación	65°54'47.2"O 40°49'11.0"S	65°54'41.5"O 40°49'9.1"S	65°53'18"O 40°49'50.5"S
Elementos mayoritarios (% en peso)			
SiO <sub>2</sub>	38,59	48,42	63,71
TiO <sub>2</sub>	0,63	1,74	1,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,92	14,26	13,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,70	13,03	9,03
MnO	0,22	0,19	0,17
MgO	24,04	7,24	1,49
CaO	2,35	9,06	3,19
Na <sub>2</sub> O	0,15	3,22	3,72
K <sub>2</sub> O	0,16	0,18	2,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,16	0,28
LOI	8,60	2,20	1,50
Total	99,44	99,70	99,83
Elementos traza (ppm)			
Rb	0,40	1,30	96,60
Sr	9,80	202,00	165,20
Y	9,20	37,10	50,60
Zr	40,80	128,50	246,00
Nb	2,00	6,00	14,00
Cs	0,70	0,30	8,80
Ba	11,00	46,00	357,00
La	2,50	8,40	35,40
Ce	6,00	21,50	75,10
Pr	0,81	3,11	9,62
Nd	4,50	15,10	40,50
Sm	1,11	4,47	8,67
Eu	0,40	1,52	1,92
Gd	1,61	5,54	9,25
Tb	0,29	1,08	1,62
Dy	1,79	6,96	9,41
Ho	0,38	1,44	2,00
Er	1,11	4,25	6,04
Tm	0,17	0,65	0,85
Yb	1,21	4,30	5,58
Lu	0,18	0,61	0,82
Ta	0,20	0,60	1,30
Pb	0,40	1,00	2,60
Th	0,40	1,10	11,10
U	0,50	0,30	2,80

**Tabla 5.1:** Análisis geoquímicos de los filones capa de la Formación Nahuel Niyeu en el área de Aguada Cecilio. Los elementos mayoritarios no están recalculados al 100 % en base anhidra.



**Figura 5.1.** Diagramas de elementos mayoritarios y traza de los filones capa de la Formación Nahuel Niyeu en el área de Aguada Cecilio. Los elementos mayoritarios fueron recalculados a 100% en base anhidra. **(a)** Diagrama TAS (Total alkali silica) para rocas plutónicas (Middlemost, 1994). **(b)** Diagrama AFM. **(c)** Diagramas spider normalizados al NMORB. **(d)** Diagramas REE (Rare Earth Elements) normalizados a condritos.

### 5.3. RESULTADOS ROCAS METASEDIMENTARIAS

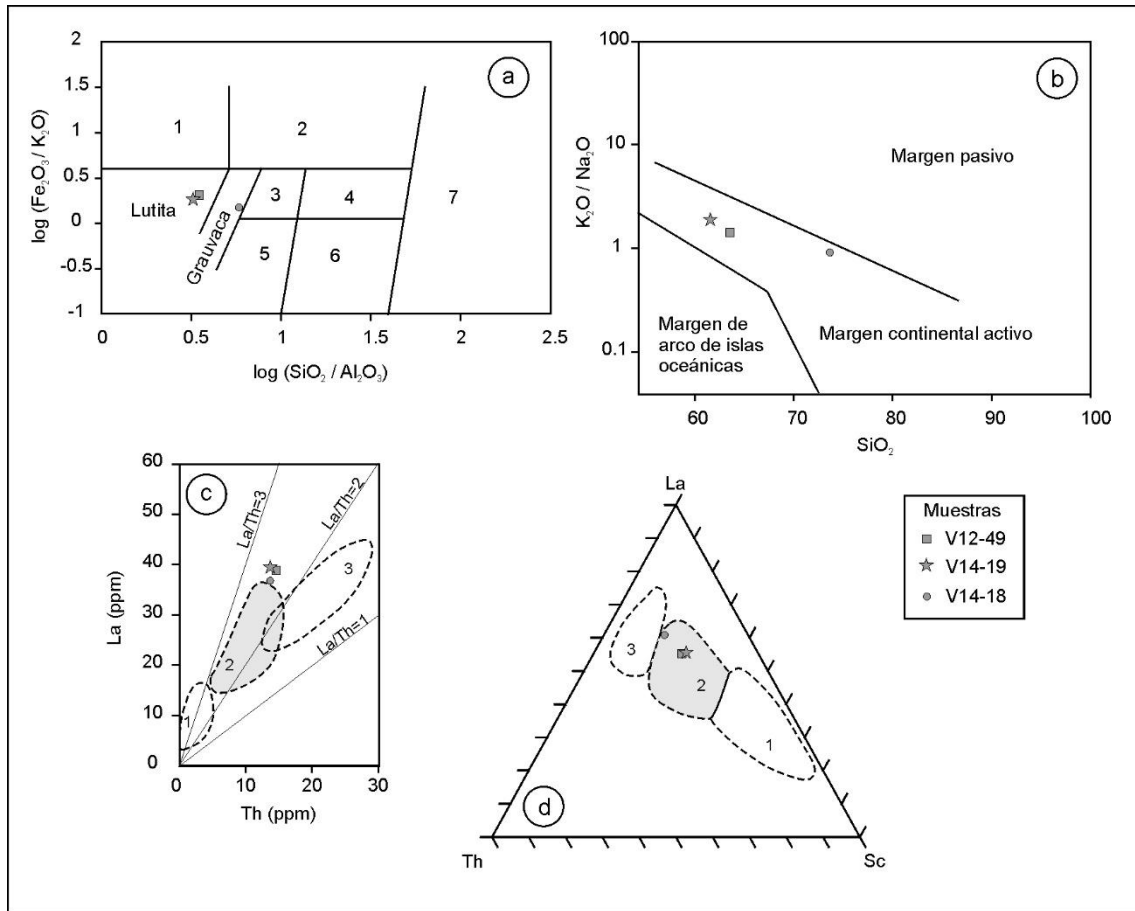
Se determinaron tres composiciones geoquímicas de roca total en las metasedimentitas de la Formación Nahuel Niyeu (muestras V14-18, V14-19 y V12-49). Las muestras V14-18 y V14-19 corresponden a una metagrauvaca feldespática laminada y a una filita, respectivamente, y ambas pertenecen a la litofacies verde grisácea del área de Aguada Cecilio. La muestra V12-49 es una filita similar a la muestra V14-19 pero del área del arroyo Valcheta. Las características petrográficas de estas muestras son equivalente a aquellas descritas en la sección 4.1.3.1. La ubicación de las muestras se exhibe en las figuras 4.1 y 4.22. Los resultados de los análisis geoquímicos de elementos selectos figuran en la Tabla 5.2. Los datos de elementos mayoritarios fueron recalculados al 100% en base anhidra antes de ser usados en diagramas de clasificación.



Muestra	V14-18	V14-19	V12-49
Ubicación	65°51'56"O 40°49'56.8"S	65°50'15.9"O 40°49'34.4"S	66°22'22.6"O 40°44'59.9"S
Elementos mayoritarios (% en peso)			
SiO <sub>2</sub>	71,76	59,62	61,40
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,74	0,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,31	18,42	17,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,88	7,87	7,23
MnO	0,05	0,12	0,14
MgO	1,48	3,06	3,03
CaO	1,51	0,20	0,24
Na <sub>2</sub> O	2,85	2,26	2,48
K <sub>2</sub> O	2,58	4,26	3,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,10	0,11
LOI	2,50	3,10	3,30
Total	99,79	99,77	99,81
Elementos traza (ppm)			
La	36,8	39,5	38,9
Th	13,7	13,7	14,6
Sc	10	18	17

**Tabla 5.2:** Análisis geoquímicos de las rocas metasedimentarias de la Formación Nahuel Niyeu en el área de Aguada Cecilio y del arroyo Valcheta. Los elementos mayoritarios no están recalculados al 100 % en base anhidra.

De acuerdo con el diagrama de clasificación geoquímica basado en las relaciones de SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/K<sub>2</sub>O de [Herron \(1988\)](#), las muestras presentan composiciones geoquímicas equivalentes a pelitas (V14-19 y V12-49) y grauvascas (V14-18) ([Fig. 5.2a](#)). Estos resultados se corresponden con los protolitos identificados a partir de los caracteres sedimentarios relícticos de estas rocas (p.ej. granos detríticos, estratificación/laminación relíctica S<sub>0</sub> y caracteres texturales sedimentarios). El diagrama de discriminación tectónica de [Roser y Korsch \(1986\)](#), que analiza la relación entre K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub>, sugiere que los protolitos de la metagrauvaca y pelitas analizadas se depositaron en un margen continental activo ([Fig. 5.2b](#)). En forma similar, los diagramas de discriminación tectónica que utilizan elementos traza de [Bhatia y Crook \(1986\)](#) indican una cuenca de depositación vinculada a un ambiente tectónico de arco de islas continental ([Figs. 5.2c y d](#)). Los autores de este diagrama de discriminación señalaron que el arco de islas continental adyacente a la cuenca de depositación podría estar formado sobre corteza continental bien desarrollada o sobre corteza continental delgada.



**Figura 5.2.** Diagramas de elementos mayoritarios y traza de las rocas metasedimentarias de la Formación Nahuel Niyeu en el área de Aguada Cecilio (muestras V14-18 y V14-19) y del arroyo Valcheta (V12-49). Los elementos mayoritarios fueron recalculados a 100% en base anhidra. **(a)** clasificación geoquímica de los protolitos de las rocas metasedimentarias según [Herron \(1988\)](#). 1: lutita ferruginosa, 2: arena ferruginosa, 3: litoarenita, 4: sublitoarenita, 5: arcosa, 6: subarcosa, 7: cuarzoarenita. Las rocas analizadas se ubican en el campo de las lutitas y grauvacas. **(b)** Diagrama de discriminación tectónica de [Roser y Korsch \(1986\)](#) basado en elementos mayoritarios ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$ ). Las muestras clasificas dentro del campo del margen continental activo. **(c)** y **(d)** Diagramas de discriminación tectónica basados en elementos traza de [Bhatia y Crook \(1986\)](#). 1: arco de islas oceánicas, 2: arco de islas continental, 3: margen continental activo y margen pasivo. **(c)** Puede observarse la tendencia de las muestras a ubicarse en el campo de arco de islas continentales. **(d)** Las muestras se ubican en el campo de arco de islas continental.

El mapeo geológico de la Formación Nahuel Niyeu mostró que el clivaje S<sub>1</sub>-S<sub>2</sub> es la foliación principal y regional de esta unidad y que solamente se puede distinguir el clivaje S<sub>1</sub> del S<sub>2</sub> en las zonas de charnela de los pliegues F<sub>2</sub>, donde esta última foliación forma un clivaje de crenulación. El análisis mineralógico, textural y microtectónico a nivel regional de las rocas metasedimentarias reveló que los clivajes S<sub>1</sub> y S<sub>2</sub> están definidos por la misma asociación mineral metamórfica con clorita y biotita como minerales índice, y que estas dos asociaciones forman la paragénesis mineral del clivaje S<sub>1</sub>-S<sub>2</sub> (Capítulo 4). Esto indica que las etapas de deformación D<sub>1</sub> y D<sub>2</sub> fueron acompañadas por un metamorfismo regional M<sub>1</sub> que alcanzó condiciones de facies esquistos verdes zona biotita. Si bien ambas asociaciones son iguales, desde el punto de vista petrográfico el aumento del tamaño de grano y de la moda de los minerales que definen el clivaje de crenulación S<sub>2</sub> respecto al clivaje S<sub>1</sub> indicarían que el clímax metamórfico se alcanzó específicamente durante la etapa de deformación D<sub>2</sub> (Figs. 4.7a y b). Por lo tanto, las condiciones de facies esquistos verdes zona biotita alcanzadas por el metamorfismo regional M<sub>1</sub> se pueden considerar en dos etapas. Una primera etapa de metamorfismo progrado, desde un grado más bajo en zona clorita hasta un grado más alto en zona biotita y asociado a la etapa de deformación D<sub>1</sub> y una etapa de clímax metamórfico también en zona biotita y asociada a la etapa de deformación D<sub>2</sub>. En base a lo expuesto, la paragénesis del clivaje S<sub>1</sub>-S<sub>2</sub> corresponde al clímax metamórfico de esta unidad y por lo tanto es la considerada para caracterizar las condiciones P-T junto con los resultados de las pseudosecciones presentadas en este capítulo. Para esto, se modelaron tres rocas de la litofacies más representativa de la Formación Nahuel Niyeu (litofacies verde grisácea) cuya paragénesis mineral está formada por biotita + muscovita + clorita + cuarzo + albita ± clinozoisita ± epidoto ± turmalina. Los resultados de este estudio se incluirán en la discusión y el análisis de la evolución tectonometamórfica de esta unidad, presentada en el Capítulo 8.

### 6.1. METODOLOGÍA

Las pseudosecciones fueron calculadas en base a la composición química específica de las tres rocas metasedimentarias analizadas por geoquímica de roca total en la sección 5 (Tabla 5.2). Las mismas se construyeron con el software *PERPLE\_X* (versión de Agosto 2006 descargada desde [www.perplex.ethz.ch](http://www.perplex.ethz.ch); Connolly, 1990, 2005) y la base de datos termodinámicamente consistente de Holland (1998), actualizada en 2002. Para su construcción se trabajó en el sistema Na<sub>2</sub>O-CaO-K<sub>2</sub>O-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O (NCKFMASH) transformando el Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> total analizado a FeO equivalente y considerando el sistema saturado en H<sub>2</sub>O pura y sílice. La composición química en elementos mayores de las rocas se recalculó al 100% (Tabla 6.1). Los modelos de soluciones sólidas utilizados fueron: Clorita (Holland et al., 1998), Biotita (Tajčmanová et al., 2009), Mica blanca (Coggon y Holland, 2002; Auzanneau et al., 2010) y Plagioclasa (Newton et al., 1980). Las tres muestras fueron modeladas entre 0,2 y 0,56 GPa de presión y entre 250 y 400 °C de temperatura (Figs. 6.1a-d).



Muestra	V14-18	V14-19	V12-49
Ubicación	65°51'56"O 40°49'56.8"S	65°50'15.9"O 40°49'34.4"S	66°22'22.6"O 40°44'59.9"S
Elementos mayoritarios (% en peso)			
SiO <sub>2</sub>	74,76	62,82	64,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,83	19,41	18,54
FeO	3,64	7,46	6,87
MgO	1,54	3,22	3,20
CaO	1,57	0,21	0,25
Na <sub>2</sub> O	2,97	2,38	2,62
K <sub>2</sub> O	2,69	4,49	3,72
Total	100,00	100,00	100,00

**Tabla 6.1.** Óxidos mayoritarios utilizados en la construcción de las pseudosecciones, recalculados al 100%. Las muestras son las mismas analizadas en el Capítulo 5.

## 6.2. MUESTRAS MODELADAS

A continuación se describe el tipo de roca y la paragénesis mineral del clímax metamórfico asociada al clivaje  $S_1$ - $S_2$ . Las características sedimentarias relícticas y los elementos que definen la microfábrica  $S_1$ - $S_2$  de las muestras son equivalentes a aquellos descritos en litologías similares de las áreas de estudio correspondientes.

*Muestra V14-18.* Es una metagrauvaca feldespática laminada de la litofacies verde grisácea del área de Aguada Cecilio. Presenta clivaje disyuntivo  $S_1$ - $S_2$  y una paragénesis mineral de biotita + muscovita + clorita + cuarzo + albita + clinozoisita + epidoto + turmalina.

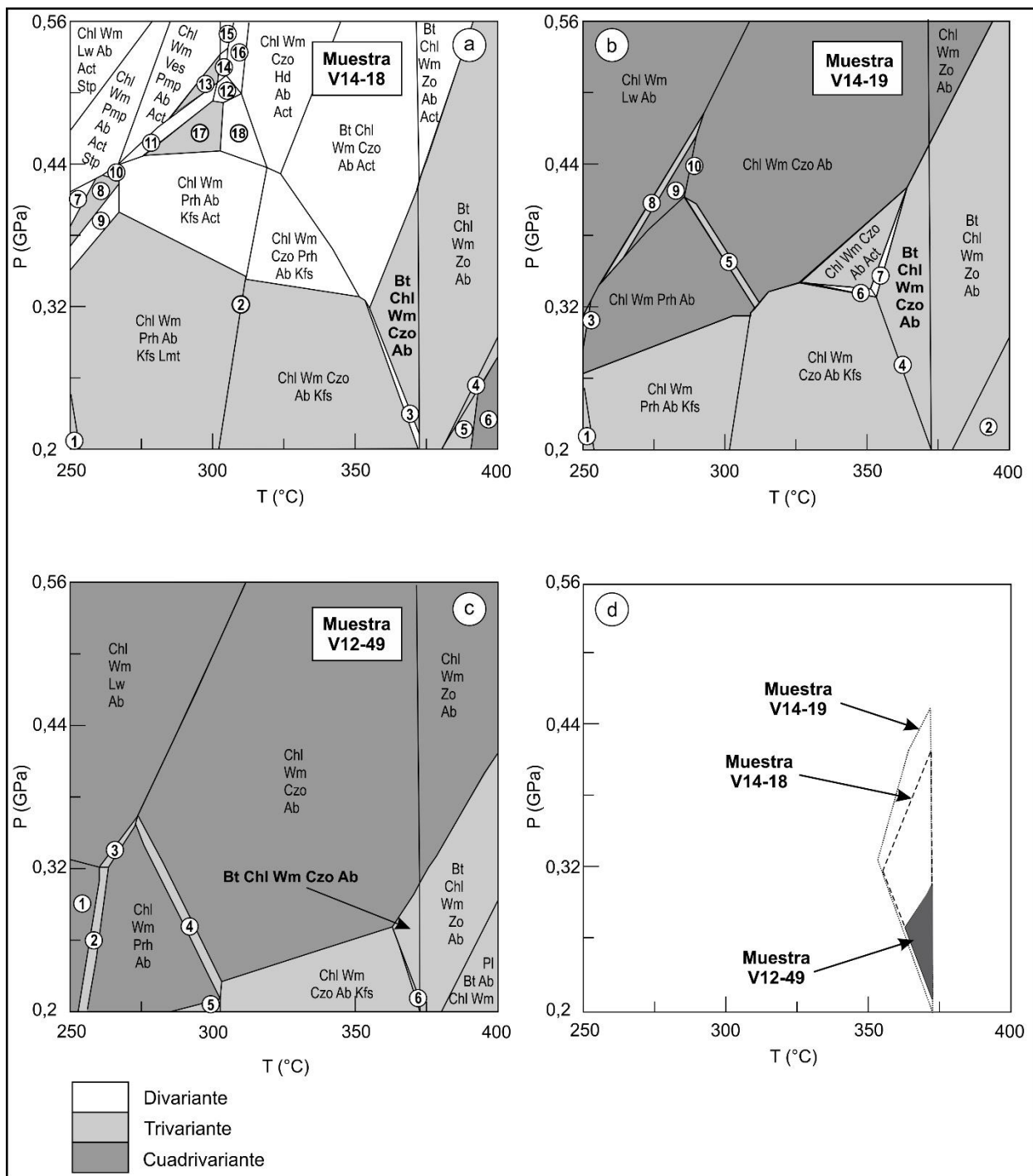
*Muestra V14-19.* Es una filita de la litofacies verde grisácea del área de Aguada Cecilio. Muestra un clivaje continuo  $S_1$ - $S_2$  formado por la paragénesis mineral de biotita + muscovita + clorita + cuarzo + albita + clinozoisita + epidoto + turmalina.

*Muestra V12-49.* Es una filita de la litofacies verde grisácea del área del arroyo Valcheta. Exhibe un clivaje disyuntivo  $S_1$ - $S_2$  formado por la paragénesis mineral de biotita + muscovita + clorita + cuarzo + albita + clinozoisita + turmalina + epidoto.

Las tres muestras presentan una paragénesis mineral equivalente.

## 6.3. RESULTADOS

Las tres pseudosecciones muestran un campo de estabilidad mineral definido por la asociación de biotita + clorita + mica blanca (muscovita) + clinozoisita + albita que es equivalente a la paragénesis mineral del clímax metamórfico determinada con el estudio petrográfico (Figs. 6.1a-d). Este campo en la muestra V14-18 se extiende entre 355 y 372 °C y 0,22 y 0,42 GPa; en la muestra V14-19 entre 353 y 372 °C y 0,2 y 0,45 GPa; y en la muestra V12-49 entre 363 y 372 °C y 0,22 y 0,31 GPa.



**Figura 6.1.** Pseudosecciones de las rocas metasedimentarias de la Formación Nahuel Niyeu. Abreviaturas de los minerales metamórficos: Ab (albita), Act (actinolita), Bt (biotita), Chl (clorita), Czo (clinzoisita), Gr (grafito), Hd (hedenbergita), Kfs (feldespato potásico), Lmt (laumontita), Lw (lawsonita), Wm (mica blanca), Phn (fengita), Pl (plagioclasa), Pmp (pumpellyita), Prh (prehnita), Stp (stilpnomelano), Ves (vesuvianita), Zo (zoisita). La construcción de las pseudosecciones se realizó en el sistema  $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$  (NCKFMASH).  $\text{H}_2\text{O}$  y cuarzo se consideran en exceso. Números dentro de los círculos en **(a)** 1 (Chl Wm Ab Kfs Lmt), 2 (Chl Wm Czo Prh Ab Kfs), 3 (Bt Chl Wm Czo Ab Kfs), 4 (Bt Pl Wm Zo Ab), 5 (Bt Pl Wm Ab Kfs), 6 (Bt Pl Wm Kfs), 7 (Chl Wm Pmp Ab Kfs Stp), 8 (Chl Wm Pmp Ab Kfs), 9 (Chl Wm Pmp Prh Ab Kfs), 10 (Chl Wm Pmp Ab Kfs Act), 11 (Chl Wm Ves Prh Ab Act Stp), 12 (Chl Wm Gr Prh Ab Act), 13 (Chl Wm Ves Ab Act), 14 (Chl Wm Gr Ab Act), 15 (Chl Wm Gr Pmp Ab Act), 16 (Chl Wm Gr Czo Ab Act), 17 (Chl Wm Phn Ab Act), 18 (Chl Wm Hd Prh Ab Act), en **(b)** 1 (Chl Wm Ab Kfs Lmt), 2 (Bt Chl Pl Kfs), 3 (Chl Wm Prh Ab Lmt), 4 (Bt Chl Wm Czo Ab Kfs), 5 (Chl Wm Czo Prh Ab), 6 (Chl Wm Czo Ab Kfs Act), 7 (Bt Chl Wm Czo Ab Act), 8 (Chl Wm Lw Pmp Ab), 9 (Chl Wm Pmp Ab), 10 (Chl Wm Czo Pmp Ab), en **(c)** 1 (Chl Wm Ab Lmt), 2 (Chl Wm Prh Ab Lmt), 3 (Chl Wm Lw Prh Ab), 4 (Chl Wm Czo Prh Ab), 5 (Chl Wm Prh Ab Kfs), 6 (Bt Chl Wm Czo Ab Kfs), 7 (Bt Chl Wm Czo Ab). **(a)** Muestra V14-18, metagrauvaca feldespática laminada del área de Aguada Cecilio. **(b)** Muestra V14-19, filita del área de Aguada Cecilio. **(c)** Muestra V12-49 filita del área del arroyo Valcheta. En negrita se encuentran los minerales del campo de estabilidad equivalentes a la paragénesis mineral determinada con el estudio petrográfico, la cual corresponde al clímax metamórfico. **(d)** Superposición de los tres campos de estabilidad de cada pseudosección. El área en (continúa)

gris oscuro corresponde al campo de la pseudosección (c), muestra V12-49, el cual es el más preciso y se toma como referencia de las condiciones físicas del metamorfismo regional  $M_1$  de esta unidad.

Para fines comparativos, se superpusieron en una misma figura los tres campos de estabilidad mineral, cuya asociación define el clímax del metamorfismo regional  $M_1$  de la Formación Nahuel Niyeu (Fig. 6.1d). En los tres casos las condiciones de presión y temperatura del metamorfismo son concordantes y varían poco dentro de ciertos rangos, que en general son estrechos. La temperatura está más o menos bien acotada, con un rango de variación que es pequeño, mientras que el rango de presión para V14-18 y V14-19 es más amplio respecto de V12-49. Los valores de presión (0,22 y 0,31 GPa) y temperatura (363 y 372 °C) de esta última muestra varían poco y son más precisos para tomarlos como referencia de las condiciones físicas del clímax metamórfico de esta unidad.



Con el fin de establecer controles temporales absolutos de los protolitos de las rocas metamórficas de la Formación Nahuel Niyeu, se recolectó una muestra de una roca metaígneas y tres de rocas metasedimentarias de esta unidad para el estudio y datación mediante el método U-Pb de sus circones. Las muestras recolectadas son de roca fresca y de 10 kg de peso aproximadamente. En el caso de la roca metaígneas se analizaron sus circones magmáticos (ver sección 7.3.1) para obtener la edad de cristalización magmática del protolito ígneo de esta roca. En cuanto a las rocas metasedimentarias se analizaron sus circones detríticos para obtener patrones de distribución de edades y averiguar las edades máximas de sedimentación de estas rocas (ver sección 7.3.2); además, estos granos se caracterizaron para conocer su morfología y origen. La edad de cristalización magmática y las edades máximas de sedimentación aquí presentadas se utilizarán en el Capítulo 8 como elementos críticos para discutir y definir la edad de los protolitos y acotar la edad de los procesos de metamorfismo-deformación de esta unidad. Además, los resultados de las edades y caracterización de los circones detríticos, junto a los caracteres sedimentarios relícticos de las metasedimentitas (textura y composición mineralógica de los detritos) se discutirán y analizarán en el Capítulo 8 para proveer información sobre los protolitos silicoclásticos referente a su grado de madurez, rocas fuente y ambiente tectónico de formación.

## **7.1. METODOLOGÍA**

### **7.1.1 Separación de los circones**

Independientemente del tipo de roca a analizar (metasedimentaria o metaígneas) y del objetivo del análisis el procesamiento primario de las muestras para la obtención de circones fue el mismo. Este proceso se realizó en los laboratorios del Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET, La Plata). En principio se trituró cada muestra con una chancadora de mandíbulas hasta obtener un material fino. Luego, se tamizó el material y se utilizó el pasante de la de malla 180  $\mu\text{m}$  para concentrar los minerales pesados a partir de procesos hidráulicos. Posteriormente, los minerales pesados se separaron en magnéticos y no magnéticos por medio de técnicas de susceptibilidad magnética, utilizando imanes de mano y un separador magnético Frantz. Sobre la fracción no magnética y usando lupa binocular se seleccionaron manualmente los circones a analizar. Según el objetivo de cada análisis, la selección de los circones fue diferente. En el caso de los circones detríticos separados de las metasedimentitas se procuró obtener una muestra representativa de las distintas poblaciones de granos, caracterizándolos en base a su tamaño y morfología. En cambio, como los circones magmáticos de la roca metaígneas presentaron formas y tamaños similares se seleccionaron aquellos más límpidos y menos fracturados para ser analizados.

### 7.1.2 Método U-Pb SHRIMP

Los circones magmáticos separados de la roca metaígneas fueron analizados por el método geocronológico U-Pb utilizando una microsonda iónica de alta resolución y sensibilidad (SHRIMP - *Sensitive High Resolution Ion Microprobe*). Edades U-Pb SHRIMP de los circones magmáticos se obtuvieron usando el equipo SHRIMP IIe del Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), Instituto de Geociências, Universidad de San Pablo (USP), Brasil. Previo a los análisis en el SHRIMP los circones seleccionados fueron montados en resina epoxi junto a circones estándar (circón patrón TEMORA-2 con edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 416,78 \pm 0,33$  Ma, [Black et al., 2004](#)). Luego de esto, se pulió y limpió intensivamente el *mount* y se fotografió en lupa binocular. Posteriormente, el *mount* se recubrió de una lámina de oro de alta pureza de 2-3 nm de espesor y se documentó usando microscopía electrónica (electromicrofotografías de catodoluminiscencia -CL- y electrones secundarios -ES-). Estas imágenes se utilizaron para elegir los sitios a analizar en base a la estructura interna y el grado de fracturación observado en los circones ([McLaren et al., 1994](#)). Luego de obtener las imágenes de microscopía electrónica, el *mount* se pulió y limpió nuevamente y se recubrió con una capa final de oro de alta pureza (~3 nm de espesor) y se insertó en el SHRIMP para realizar los análisis. El método analítico sigue los procedimientos descritos por [Compston et al. \(1984\)](#) y [Williams \(1998\)](#). Las correcciones por  $^{206}\text{Pb}$  de origen común fueron realizadas usando la medición de  $^{204}\text{Pb}$  de acuerdo a [Stacey y Kramers \(1975\)](#). Previo al cálculo de las edades, los datos fueron filtrados para remover los análisis con más del 3% de  $^{206}\text{Pb}$  de origen común. Los datos U-Pb de los circones magmáticos son presentados en diagramas Concordia realizados con ISOPLLOT/Ex ([Ludwig, 2008](#)).

### 7.1.3. Método U-Pb LA-MC-ICP-MS

Los circones detríticos separados de las metasedimentitas fueron analizados en los laboratorios del Centro de Pesquisas Geocronológicas por el método U-Pb utilizando un espectrómetro de masas de tipo multicolector con plasma de acoplamiento inductivo marca Thermo-Fisher Neptune equipado con un sistema de ablación láser Photon 193 (LA-MC-ICP-MS, *laser ablation multiple-collector inductively coupled plasma mass spectrometry*). En el Centro de Pesquisas Geocronológicas y previamente a los análisis U-Pb se montaron los circones detríticos en resina epoxy. Luego, se pulió el *mount*, se recubrió con oro de alta pureza y se tomaron electromicrofotografías de catodoluminiscencia y electrones secundarios. Posteriormente, se quitó la película de oro del *mount* y se fotografió con lupa binocular. Estas imágenes fueron usadas para seleccionar los sitios a analizar con LA-MC-ICP-MS según la estructura interna y el grado de fracturación de los minerales ([McLaren et al., 1994](#)).

Los análisis U-Pb siguen los métodos analíticos descritos por [Sato et al. \(2010\)](#). El diámetro del spot del láser usado fue de 32  $\mu\text{m}$ . En circones detríticos con crecimientos ígneos-metamórficos múltiples, los

análisis U-Pb LA-MC-ICP-MS se ejecutaron en sus bordes para poder examinar el último evento representado en cada grano. Aunque esta técnica reduce la datación de núcleos heredados, la misma registra adecuadamente los componentes ígneos y metamórficos principales en las áreas fuentes y provee un mejor ajuste de la edad de depositación (Goodge et al., 2002, 2004). El cálculo de las edades de los granos se realizó usando edades tanto  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  como  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , dependiendo de la edad del circón (granos con edades  $\geq 1300$  Ma, usando  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  y granos con edades  $\leq 1300$  Ma, usando  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ). Todos los datos U-Pb fueron filtrados para descartar análisis con más del 6% de  $^{206}\text{Pb}$  de origen común y con más de 10% de discordancia. Los datos U-Pb filtrados se representaron en diagramas Concordia, diagramas de probabilidad y frecuencia, y diagramas de edad media ponderada producidos con ISOPLOP/Ex (Ludwig, 2008).

Adicionalmente a los análisis U-Pb LA-MC-ICP-MS, se caracterizó cada grano de circón analizado en base a su forma, proporción largo/ancho y grado de redondeamiento, usando las imágenes de lupa y electrones secundarios. Además, se practicó en algunos circones microscopía electrónica de barrido (MEB), utilizando electrones retrodispersados (*backscattered electrons*), en el Laboratorio de MEB del departamento de Geología Sedimentaria y Ambiental (GSA) de la Universidad de San Pablo. Esta técnica permitió analizar su morfología externa.

El origen ígneo o metamórfico de los granos de circón detrítico fue interpretado teniendo en cuenta conjuntamente la estructura interna y la relación Th/U medida, siguiendo la metodología aplicada por Goodge et al. (2004). Por ejemplo, granos de circón que muestran zonación oscilatoria y sectorial en imágenes CL y relación Th/U  $> 0,2$  se interpretaron como de origen ígneo. En cambio, granos de circón con estructuras internas homogéneas y de recristalización y relación Th/U  $< 0,2$  se interpretaron como de origen metamórfico. En general esta distinción funciona, sin embargo algunos circones muestran una relación Th/U algo mayor que 0,2 pero sus estructuras internas indican un origen metamórfico. Otros granos muestran estructuras internas típicamente ígneas como zonación oscilatoria y sectorial pero su relación Th/U es menor que 0,2.

El análisis global de las características de los granos de circones y la composición mineralógica de los granos relictos detríticos, observados mediante petrografía, provee información sobre la madurez de los protolitos y el ambiente tectónico del área de proveniencia (Goodge et al., 2004).

## 7.2. MUESTRAS ANALIZADAS

*Muestra V11-148* ( $65^{\circ}53'35,1''\text{O}$  -  $40^{\circ}49'46,5''\text{S}$ , Figs. 4.1, 4.4c y 4.11e). Es un diferenciado metagranítico dentro del filón capa compuesto metagranodiorítico-gabro/diorítico que yace intercalado en las metasedimentitas de la litofacies verde grisácea en el área de Aguada Cecilio. La roca preserva la textura granuda ígnea compuesta principalmente por cuarzo y microclino en arreglos micrográficos, plagioclasea y un



mafito (¿anfíbol?); como minerales accesorios presenta apatita y circón. El cuarzo presenta microestructuras de deformación y los feldespatos y el mafito se encuentran parcialmente reemplazados por la asociación mineral metamórfica.

*Muestra V11-81* (65°53'36,7"O - 40°49'48,3"S, Fig. 4.1). Es una metagrauvaca masiva de composición lítica, perteneciente a la litofacies verde grisácea. La muestra pertenece a la roca de caja del filón capa del cual se tomó la muestra V11-148. La roca preserva granos detríticos de granulometría arena muy gruesa a muy fina, muy pobremente seleccionados, subredondeados y subangulosos, y están orientados aleatoriamente (Figs. 4.8a y b). Los detritos incluyen principalmente cuarzo, fragmentos líticos, plagioclasa y feldespato alcalino, y en menor proporción, muscovita, apatita, epidoto, titanita, rutilo y circón. Los fragmentos líticos son de cuarzo policristalino, granitoides, pizarras y filitas. La composición de los granos detríticos relícticos indica fuentes ígneas y metamórficas. La roca muestra un clivaje  $S_1$ - $S_2$ , pobremente desarrollado, dado por la orientación preferencial de filosilicatos metamórficos incluidos en una matriz recrystalizada que rodea los detritos, la cual contiene la paragénesis mineral de biotita + muscovita + clorita + epidoto + cuarzo + albita.

*Muestra V11-170* (65°49'59"O - 40°49'23.4"S, Fig. 4.2). Es una metagrauvaca feldespática laminada de la litofacies marrón amarillenta y está intercalada con filitas de la litofacies verde grisácea. La muestra tiene un clivaje disyuntivo  $S_1$ - $S_2$  dado por la alternancia de dominios cuarzo-feldespático-micáceos y dominios micáceos (Figs. 4.9a y b). Los dominios cuarzo-feldespático-micáceos preservan detritos muy deformados y parcialmente recrystalizados rodeados de una matriz recrystalizada que contiene la paragénesis mineral de muscovita + clorita + biotita + cuarzo + albita + turmalina. Los detritos relícticos son de tamaño arena media a muy fina, pobremente seleccionados, e incluyen cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino y en menor proporción apatita, circón y cuarzo policristalino. La composición de los granos detríticos indica una proveniencia sedimentaria desde terrenos ígneos y metamórficos. Los dominios micáceos están formados principalmente por muscovita con clorita y biotita escasa.

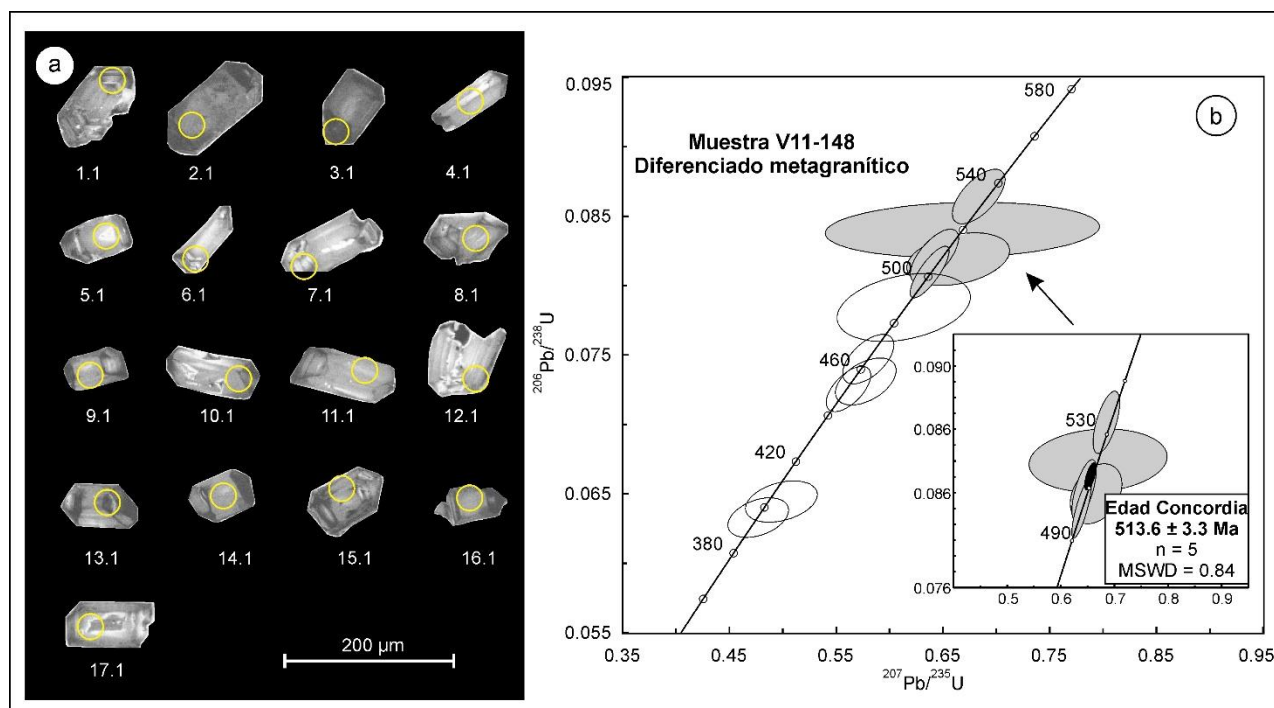
*Muestra V11-51* (65°54'23"O - 40°49'13"S, Fig. 4.1). Es una metagrauvaca feldespática masiva de la litofacies roja la cual esta intercalada con metaarenitas feldespáticas y niveles de metatobas, de la misma litofacies. La muestra es la roca de caja de un filón capa metamáfico. La metagrauvaca contiene granos detríticos que conservan sus formas originales subangulosas y subredondeadas, son de tamaño arena mediana a muy fina, y están muy pobremente seleccionados (Figs. 4.10a y b). Los detritos incluyen cuarzo, plagioclasa y feldespato peritítico. Apatita, circón y fragmentos líticos (cuarzo policristalino) están en cantidades menores. La composición de los detritos sugiere una proveniencia ígnea y metamórfica. Una matriz fina recrystalizada que contiene la paragénesis mineral de muscovita + biotita + clorita + mineral opaco + óxidos + epidoto + cuarzo

+ albita, rodea los granos detríticos. Los filosilicatos de esta asociación mineral metamórfica están formando la foliación  $S_1$ - $S_2$ , la cual está muy pobremente desarrollada.

## 7.3. RESULTADOS

### 7.3.1. Resultados U-Pb SHRIMP de la roca metaígne

Los resultados del análisis U-Pb SHRIMP están presentados en la [Tabla A.1](#) del apéndice de este capítulo. Las figuras [7.1a](#) y [b](#) muestran las imágenes de catodoluminiscencia de los cristales de circonón analizados y los resultados del análisis U-Pb expresados en un diagrama Concordia. Todos los errores analíticos están presentados a un nivel de  $1\sigma$ .



**Figura 7.1.** Circones magmáticos y plot de los datos geocronológicos de la muestra V11-148. **(a)** Imágenes de catodoluminiscencia de los circonones magmáticos analizados por SHRIMP. El número de spot se muestra para cada grano. El tamaño del spot es de 30 µm. **(b)** Diagramas concordia de los datos U-Pb SHRIMP. Las elipses grises corresponden al grupo de cinco circonones concordantes (spots 4.1, 6.1, 7.1, 9.1 y 11.1) que dan la edad Concordia. Esta edad está dada a un nivel de confianza de  $1\sigma$ . Los spots 1.1, 2.1, 3.1, 10.1, 13.1 y 17.1 no fueron ploteados debido a sus altos valores de  $^{206}\text{Pb}$  de origen común. Las elipses en blanco se consideran pérdida de Pb radiogénico.

Los circones del metagranito analizado son prismáticos, tienen color ámbar o incoloros y son transparentes. La longitud de los cristales oscila entre 120 a 75 µm con una proporción largo/ancho de 3,1-1,3 ([Tabla A.1](#)). En imágenes de catodoluminiscencia (CL), los cristales muestran baja luminiscencia, zonación oscilatoria y sectorial típica de circones magmáticos o texturas internas homogéneas ([Fig. 7.1a](#)). Se descartaron seis de los diecisiete circones analizados por su alto contenido de  $^{206}\text{Pb}$  de origen común. Un grupo de cinco circones concordantes dieron una edad Concordia  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $513,6 \pm 3,3$  Ma (MSWD = 0.84) ([Fig. 7.1b](#)). Un circón de este grupo (spot 9.1) tiene 5,62% de  $^{206}\text{Pb}$  común, pero el dato es concordante

y su edad es coherente con la edad del grupo. Por esta razón, no se descartó este dato. Los cinco circones concordantes tienen características magmáticas como son zonación sectorial y oscilatoria, caras cristalinas bien definidas y altas relaciones Th/U. Por lo tanto, la edad Concordia es interpretada como la edad de cristalización magmática del metagranito. Como la roca datada es un diferenciado magmático de la facies granodiorítica del filón capa compuesto granodiorítico-gabro/diorítico, la edad Concordia puede ser asignada a todo el cuerpo ígneo. Los circones restantes tienen edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  más jóvenes, entre *ca.* 487 Ma y *ca.* 396 Ma, las cuales pueden ser interpretadas como pérdida de plomo debido al metamorfismo regional y deformación.

### **7.3.2. Circones detríticos de las rocas metasedimentarias**

#### **7.3.2.1. Morfología de los circones detríticos**

Los granos de circón datados de las tres muestras exhiben diferentes formas y grados de redondeamiento. Los granos presentan formas prismáticas, prismáticas cortas, ovoides y ecuantas, con proporciones largo/ancho que varían desde 3,1 a 1. El grado de redondeamiento es muy variable, pero puede ser clasificado en tres grupos: (1) prácticamente sin redondear a muy pobremente redondeado; (2) subredondeado; (3) redondeado. Esta clasificación está basada el trabajo de [Gärtner et al. \(2013\)](#) y referencias ahí citadas. Los granos del primer grupo muestran casi todos los bordes y ángulos entre caras cristalinas bien definidos, aunque algunos de éstos pueden estar ligeramente redondeados. Los granos subredondeados tienen casi todos los bordes y ángulos redondeados, pero preservan alguno de ellos bien definidos. Por último, los granos del tercer grupo poseen todos los bordes y ángulos bien redondeados.

En base al análisis de las características morfológicas, los granos de circones analizados pueden ser agrupados en siete clases morfológicas, las cuales se presentan resumidas en la [Tabla 7.1](#) y se definen a continuación:

*Clase 1:* Los circones muestran una forma prismática con una proporción largo/ancho  $\geq 2$  y están prácticamente sin redondear a muy pobremente redondeados.

*Clase 2:* Los granos son similares a los de la Clase 1, pero están subredondeados.

*Clase 3:* Los granos son prismáticos cortos, con una proporción largo/ancho  $< 2 - > 1,2$  y están prácticamente sin redondear a muy pobremente redondeados.

*Clase 4:* Los granos son similares a los de la Clase 3, pero se encuentran subredondeados.

*Clase 5:* Los circones son ovoides, tienen una proporción largo/ancho  $\leq 1,9 - \geq 1,3$  y están redondeados.

*Clase 6:* Los granos son ecuantas con una proporción largo/ancho  $\leq 1,2 - 1$ , y están subredondeados.

*Clase 7:* Los granos son similares a los de la Clase 6, pero redondeados.



	Clase 1	Clase 2	Clase 3	Clase 4	Clase 5	Clase 6	Clase 7
<b>Forma del grano</b>	prismático	prismático	prism. corto	prism. corto	ovoide	ecuate	ecuate
<b>Proporc. largo/ancho</b>	≥ 2	≥ 2	< 2 - > 1,2	< 2 - > 1,2	≤ 1,9 - ≥ 1,3	≤ 1,2 - 1	≤ 1,2 - 1
<b>Redondeamiento</b>	PSR-MPR	SRED	PSR-MPR	SRED	RED	SRED	RED

**Tabla 7.1.** Clases morfológicas de los circones detríticos de las rocas metasedimentarias de la Formación Nahuel Niyeu. PSR-MPR: prácticamente sin redondear a muy pobremente redondeado. SRED: subredondeado. RED: redondeado.

Las clases morfológicas presentes en cada muestra, incluyendo longitud de los cristales, proporción largo/ancho, color, estado de conservación y cantidad de granos, están delineadas en la **Tabla 7.2**. La muestra V11-81 presenta granos de circones de las clases 2, 4 y 6 (46 granos) y de las clases 5 y 7 (29 granos). La muestra V11-170 exhibe una gran cantidad de circones de las clases 2, 4 y 6 (57 granos) y en menor proporción de las clases 1 y 3 (9 granos), y 5 y 7 (10 granos). La muestra V11-51 tiene un gran número de circones de las clases 1 y 3 (40 granos) y en menor medida de las clases 2, 4 y 6 (32 granos), y 5 y 7 (13 granos).

	Muestra V11-81 - Litofacies verde grisácea				
	Clase 2	Clase 4	Clase 5	Clase 6	Clase 7
<b>Long. máx-mín (µm)</b>	193 - 130	170 - 111	159 - 94	152 - 99	118 - 83
<b>Prop. largo/ancho</b>	2,7 - 2	1,9 - 1,3	1,8 - 1,3	1,2 - 1	1,2 - 1
<b>Color</b>	incolores, algunos marrón rojizo	incolores	incolores	incolores, algunos marrón rojizo	marrón rojizo
<b>Estado de conservación</b>	sin fragmentar	muchos fragmentados	sin fragmentar	sin fragmentar	sin fragmentar
<b>n</b>	17	23	18	6	11

	Muestra V11-170 - Litofacies marrón amarillenta						
	Clase 1	Clase 2	Clase 3	Clase 4	Clase 5	Clase 6	Clase 7
<b>Long. máx-mín (µm)</b>	187 - 150	191 - 137	164 - 106	164 - 96	138 - 108	117 - 93	137 - 90
<b>Prop. largo/ancho</b>	2,5 - 2,3	2,7 - 2	1,9 - 1,4	1,9 - 1,3	1,9 - 1,4	1,2 - 1	1,1 - 1
<b>Color</b>	incolores						
<b>Estado de conservación</b>	sin fragmentar	sin fragmentar, pocos fragmentados	fragmentados	muchos fragmentados	sin fragmentar	sin fragmentar, pocos fragmentados	sin fragmentar
<b>n</b>	3	17	6	31	7	9	3

	Muestra V11-51 - Litofacies roja						
	Clase 1	Clase 2	Clase 3	Clase 4	Clase 5	Clase 6	Clase 7
<b>Long. máx-mín (µm)</b>	203 - 112	187 - 124	163 - 88	168 - 105	152 - 94	129 - 89	130 - 93
<b>Prop. largo/ancho</b>	3,1 - 2	2,9 - 2	1,8 - 1,3	1,9 - 1,3	1,7 - 1,3	1,2 - 1	1,2 - 1,1
<b>Color</b>	incolores	incolores, algunos marrón rojizo	incolores				
<b>Estado de conservación</b>	sin fragmentar, pocos fragmentados	sin fragmentar	muchos fragmentados	fragmentados	sin fragmentar	sin fragmentar, pocos fragmentados	sin fragmentar, pocos fragmentados
<b>n</b>	26	11	14	16	8	5	5

**Tabla 7.2.** Propiedades físicas de los circones detríticos de cada clase morfológica de las muestras V11-81, V11-170 y V11-51.

### 7.3.2.2. Resultados U-Pb LA-MC-ICP-MS

Los resultados U-Pb incluyendo ubicación del sitio de análisis (spot), características y clases morfológicas, estructura interna y origen ígneo o metamórfico inferido de los circones detríticos (según estructura interna y relación Th/U) están resumidos en las **Tablas A2, A3 y A4** del apéndice de este capítulo. Las características detalladas de las poblaciones de circones están presentes en las **Tablas 7.3, 7.4 y 7.5**. Los resultados de los análisis U-Pb filtrados se exponen en diagramas U-Pb Concordia (**Figs. 7.2a, b y c**) y diagramas de probabilidad relativa y frecuencia de edades (**Figs. 7.3a, b y c**). Las figuras **7.4, 7.5 y 7.6** muestran las imágenes de catodoluminiscencia de las poblaciones de circones de cada muestra.

**Muestra V11-81.** Se descartaron dieciséis circones de noventa y uno analizados, por su alto contenido de  $^{206}\text{Pb}$  de origen común (> 6%). Las edades de los circones definen una distribución heterogénea (**Tabla 7.3; Figs. 7.2a, 7.3a y 7.4**). Esta distribución presenta: (1) una población P1 (17% de la distribución) de circones principalmente ígneos y algunos metamórficos, pertenecientes a las clases morfológicas 2, 4, 5 y 6, con edades en el rango de 515 Ma a 558 Ma; (2) una población P2 (33% de la distribución) de granos de circones de origen ígneo y metamórfico con edades entre 561 Ma y 634 Ma pertenecientes a las clases morfológicas 2, 4, 5, 6 y 7; (3) una población P3 (16% de la distribución) de granos principalmente ígneos con edades que oscilan entre 663 Ma y 925 Ma, de las clases morfológicas 2, 4, 5, 6 y 7; (4) una población P4 (28% de la distribución) de origen ígneo y metamórfico, de las clases morfológicas 2, 4, 5, 6 y 7, con edades entre 961 Ma y 1239 Ma; (5) tres edades paleoproterozoicas y una arqueana completan la distribución y corresponden a las poblaciones P5 y P6, respectivamente. La población discreta más joven de tres granos, de origen ígneo, resulta en una edad media ponderada de  $516,6 \pm 4,7$  Ma (MSWD = 0,094), la cual limita la depositación de los protolitos silicoclásticos de la litofacies verde grisácea a la Época 2 del Cámbrico o más joven (**Fig. 7.3a**). Esta edad es similar al pico de probabilidad más joven de la muestra, el cual tiene una edad de 516 Ma.

	Muestra V11-81 - Litofacies verde grisácea					
Población	P1	P2	P3	P4	P5	P6
Edad Máx - Mín (Ma)	515 - 558	561 - 634	663 - 925	961 - 1239	1863 - 2001	2554
Probabilidad mayor (Ma)	558	585	778	1020	1987	2554
Probabilidad menor (Ma)	516, 536, 542	615	663, 710, 734, 758, 833, 860, 890, 925	963, 1060, 1160, 1174, 1239	1863	
n	13	25	12	21	3	1
% del total de la distribución	17	33	16	28	4	1
Clase 1 (n)	0	0	0	0	0	0
Clase 2 (n)	1	3	4	7	1	1
Clase 3 (n)	0	0	0	0	0	0
Clase 4 (n)	7	5	3	7	1	0
Clase 5 (n)	3	9	2	4	0	0
Clase 6 (n)	2	2	1	1	0	0
Clase 7 (n)	0	6	2	2	1	0
Circones magmáticos (n)	8	11	10	12	2	1
Circones metamórficos (n)	5	14	2	9	1	0
Total circones magmáticos (n)	44 (59 %)					
Totalcircones metamórficos (n)	31 (41 %)					

**Tabla 7.3.** Características detalladas de las poblaciones de circones de la muestra V11-81. n = número de granos de circón.

**Muestra V11-170.** Se descartaron nueve circones de ochenta y cinco ejecutados debido a su alto contenido de  $^{206}\text{Pb}$  de origen común (> 6%). Las edades de los circones describen la siguiente distribución (Tabla 7.4, Figs. 7.2b, 7.3b y 7.5): (1) una población principal P1 (58% de la distribución) esencialmente compuesta de circones magmáticos de las clases morfológicas 1, 2, 3, 4 y 6, con edades en el rango de 511 Ma a 556 Ma (Figs. 7.7a y 7.5); (2) poblaciones secundarias P2 y P3 de circones principalmente ígneos, de las clases morfológicas 2, 4, 5 y 6, con edades entre 563 Ma a 650 Ma (13% de la distribución) y 673 Ma a 833 Ma (13% de la distribución), respectivamente; (3) dos poblaciones menores de circones ígneos y metamórficos de las clases morfológicas 4, 5 y 7, con edades en el rango de 964 Ma a 1054 Ma (P4, 8% de la distribución) y 1839 Ma a 2028 Ma (P5, 5% de la distribución); (4) dos edades aisladas de 1418 Ma y 2634 Ma, la última corresponde a la población P6. Los diez granos más jóvenes (todos de origen ígneo) dan una edad media ponderada de  $515 \pm 3,3$  Ma (MSWD = 0,060), sugiriendo una edad de depositación en la Época 2 del Cámbrico o más joven para los protolitos de la litofacies marrón amarillenta (Fig. 7.3b).

Muestra V11-170 - Litofacies marrón amarillenta							
Población	P1	P2	P3	P4	P5	P6	edad aislada
Edad Máx - Mín (Ma)	511 - 556	563 - 650	673 - 833	964 - 1054	1839 - 2028	2634	1418
Probabilidad mayor (Ma)	521	610	705	985, 1054	1839, 1876, 1967, 2028	2634	1418
Probabilidad menor (Ma)	553	561, 583	673, 744, 770, 810, 833	1010, 1050			
n	44	10	10	6	4	1	1
% del total de la distribución	58	13	13	8	5	1.5	1.5
Clase 1 (n)	3	0	0	0	0	0	0
Clase 2 (n)	11	2	3	0	0	1	0
Clase 3 (n)	6	0	0	0	0	0	0
Clase 4 (n)	20	3	5	2	1	0	0
Clase 5 (n)	0	1	2	2	2	0	0
Clase 6 (n)	4	4	0	0	0	0	1
Clase 7 (n)	0	0	0	2	1	0	0
Circones magmáticos (n)	43	8	7	4	2	0	1
Circones metamórficos (n)	1	2	3	2	2	1	0
Total circones magmáticos (n)	65 (86 %)						
Total circones metamórficos (n)	11 (14 %)						

**Tabla 7.4.** Características detalladas de las poblaciones de circones de la muestra V11-170. n = número de granos de circón.

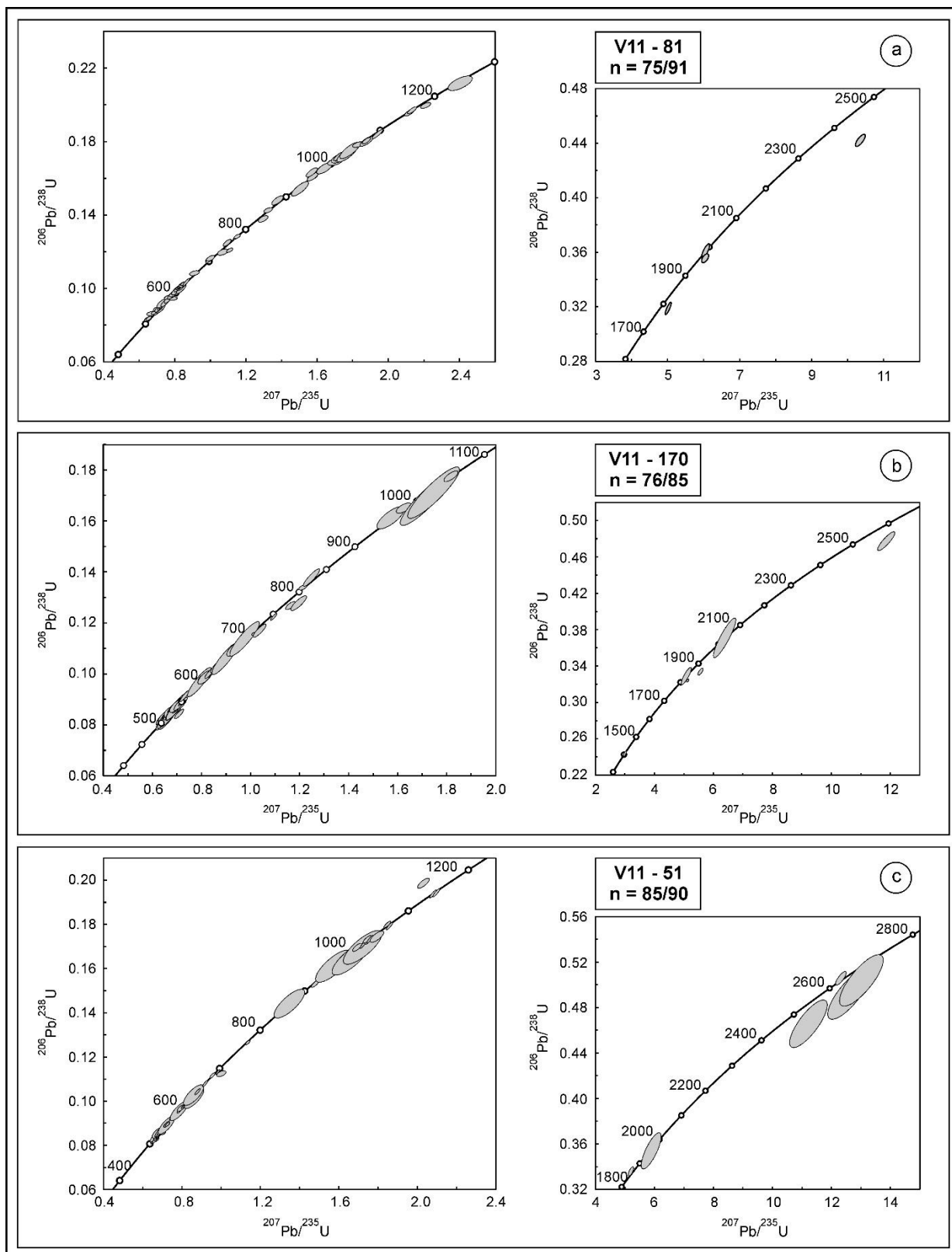
**Muestra V11-51.** Se descartaron cinco de noventa circones analizados debido a su alto contenido de  $^{206}\text{Pb}$  de origen común (> 6%). La distribución de las edades de los circones muestra (Tabla 7.5; Figs. 7.2c, 7.3c y 7.6): (1) una población principal P1 (52% de la distribución) fundamentalmente compuesta por granos de las clases morfológicas 1 y 3, de origen ígneo y con edades entre 512 Ma y 553 Ma (Fig. 7.7b); (2) una población P2 (13% de la distribución) de circones ígneos y algunos metamórficos, de las clases morfológicas 2, 4, 5 y 6, cuyas edades van de 569 Ma a 640 Ma; (3) una población P3 (8% de la distribución), principalmente formada por circones ígneos y metamórficos, de las clases morfológicas 3, 4, 6 y 7, con edades de 662 Ma a 920 Ma; (4) una población P4 (20% de la distribución) de granos de origen principalmente ígneo, de las clases morfológicas 2, 4, 5 y 7, con edades entre 963 Ma y 1168 Ma; (5) dos poblaciones menores de edades



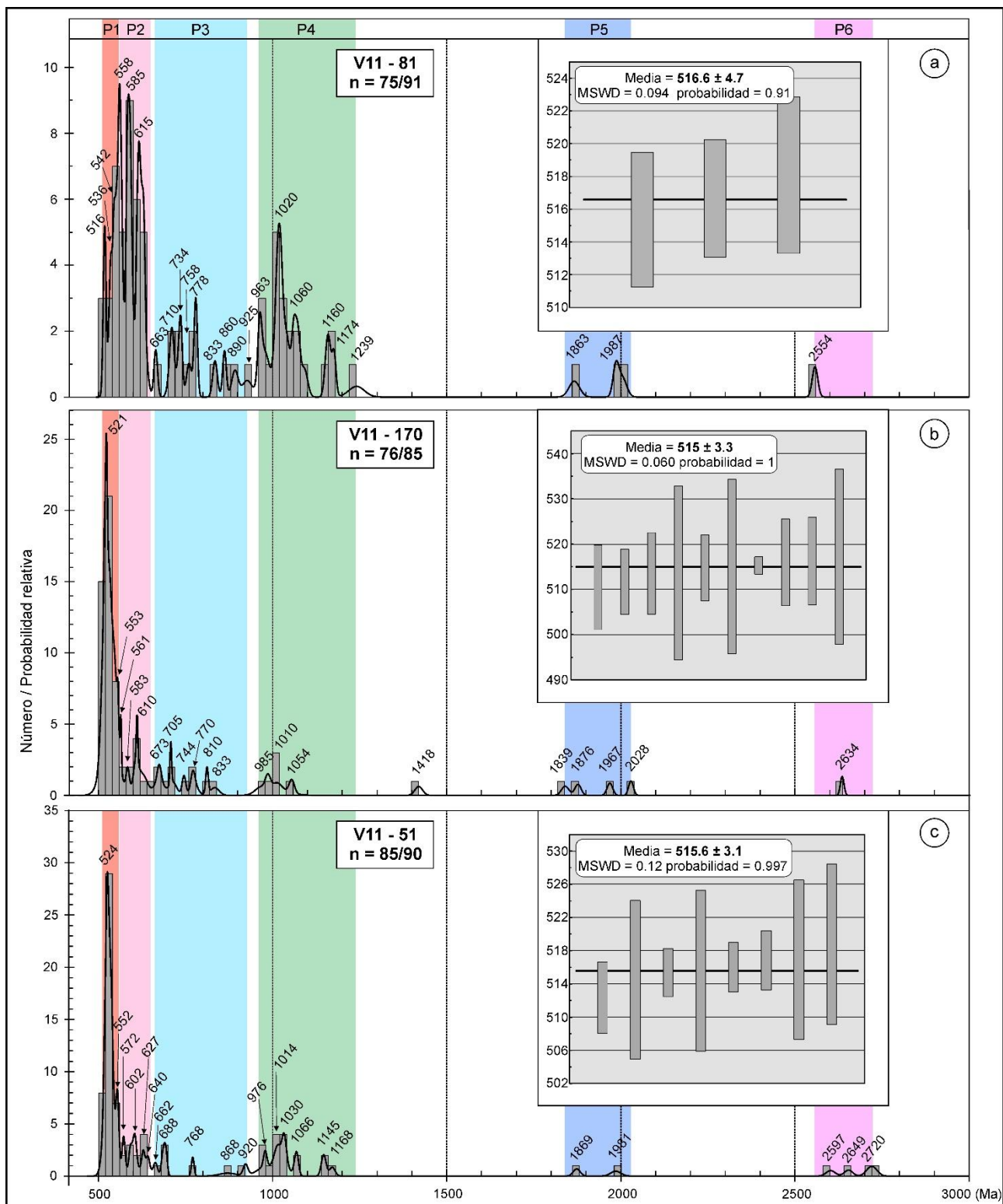
paleoproterozoicas (P5) y arqueanas (P6). La edad media ponderada de los ocho circones más jóvenes (todos de origen ígneo) es de  $515,6 \pm 3,1$  Ma (MSWD = 0,12). Esta edad indica una edad de depositación en la Época 2 del Cámbrico o más joven para los protolitos de la litofacies roja (Fig. 7.3c).

	Muestra V11-51 - Litofacies roja					
Población	P1	P2	P3	P4	P5	P6
Edad Máx - Mín (Ma)	512 - 553	569 - 640	662 - 920	963 - 1168	1869 - 1981	2597 - 2722
Probabilidad mayor (Ma)	524	602	688	1030	1869 - 1981	2597, 2649, 2720
Probabilidad menor (Ma)	552	572, 627, 640	662, 768, 868, 920	976, 1014, 1066, 1145, 1168		
n	44	11	7	17	2	4
% del total de la distribución	52	13	8	20	2	5
Clase 1 (n)	26	0	0	0	0	0
Clase 2 (n)	0	5	0	6	0	0
Clase 3 (n)	13	0	1	0	0	0
Clase 4 (n)	3	4	3	5	0	1
Clase 5 (n)	0	1	0	5	1	1
Clase 6 (n)	2	1	1	0	1	0
Clase 7 (n)	0	0	2	1	0	2
Circones magmáticos (n)	43	9	4	14	1	3
Circones metamórficos (n)	1	2	3	3	1	1
Total circones magmáticos (n)	74 (87 %)					
Total circones metamórficos (n)	11 (13 %)					

**Tabla 7.5.** Características detalladas de las poblaciones de circones de la muestra V11-51. n = número de granos de circón.

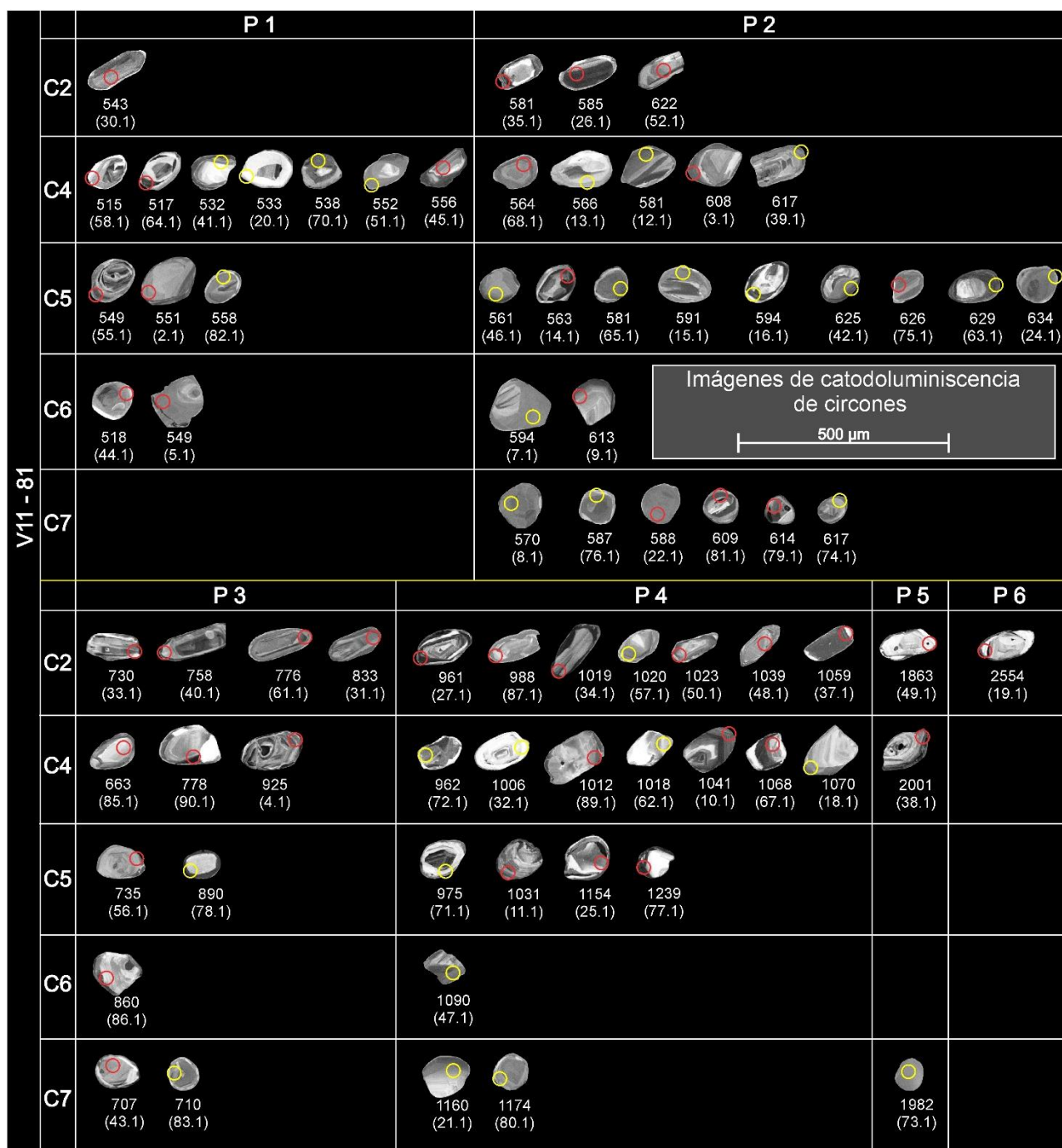


**Figura 7.2.** Diagramas Concordia de los datos U-Pb LA-MC-ICP-MS de los circones detríticos analizados. Para cada muestra los datos U-Pb están representados en dos diagramas, que abarcan edades más jóvenes (hasta 1100-1300 Ma) y más antiguas, para su mejor observación. Las elipses grises están dadas a un nivel de confianza de 1  $\sigma$ . (a), (b) y (c) corresponden a las muestras V11-81, V11-170 y V11-51, respectivamente. n = granos individuales filtrados (con menos de 6% de  $^{206}\text{Pb}$  de origen común y con menos de 10% de discordancia) / granos totales analizados.

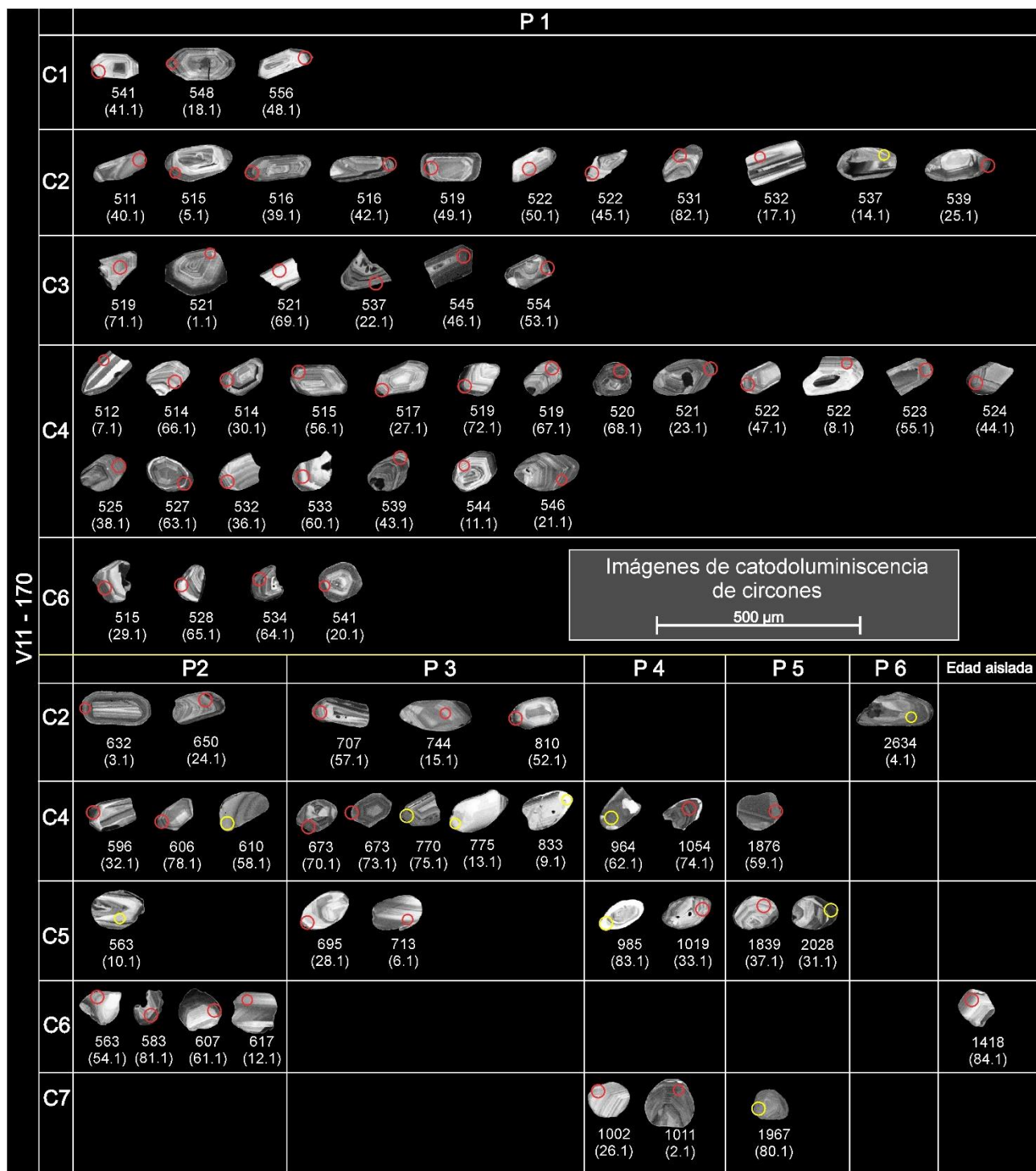


**Figura 7.3.** Diagramas de probabilidad relativa (curvas) y frecuencia (barras grises) de las edades de circones detríticos, y edad media ponderada de la población discreta más joven de granos de circón de las muestras V11-81 (a), V11-170 (b) y V11-51 (c). n = granos filtrados (con menos de 6% de  $^{206}\text{Pb}$  de origen común y con menos de 10% de discordancia) / granos totales analizados. Los números encima de las curvas indican la edad del pico de probabilidad. Las barras de colores representan las edades de las poblaciones de los granos de circón. Todas las poblaciones discretas de circones más jóvenes tienen un origen ígneo. La incertidumbre para las medias ponderadas está dada en 2 sigmas. La altura de las barras de las medias ponderadas (edad de cada grano de la población más joven) está dada a 1  $\sigma$  de error.





**Figura 7.4.** Imágenes de catodoluminiscencia de las poblaciones de circones de la muestra V11-81 agrupados de acuerdo a sus clases morfológicas (C2, C4, C5, C6 y C7). Cada spot analizado está indicado con un círculo (rojo, dato interpretado como de origen ígneo; amarillo, dato interpretado como de origen metamórfico). El origen ígneo o metamórfico fue interpretado teniendo en cuenta conjuntamente la estructura interna y la relación Th/U medida. El tamaño del spot es de 32  $\mu\text{m}$ . Edad de las poblaciones de circones: población P1 (515-558 Ma), población P2 (561-634 Ma), población P3 (663-925 Ma), población P4 (961-1239 Ma), población P5 (1863-2001 Ma), población P6 (2554 Ma). Edades U-Pb debajo de cada imagen. Para granos con edad  $\geq 1300$  Ma se utilizó la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , mientras que para granos con edad  $\leq 1300$  Ma se utilizó la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . El número de spot está entre paréntesis. Sólo se muestran los circones correspondientes a los datos filtrados.

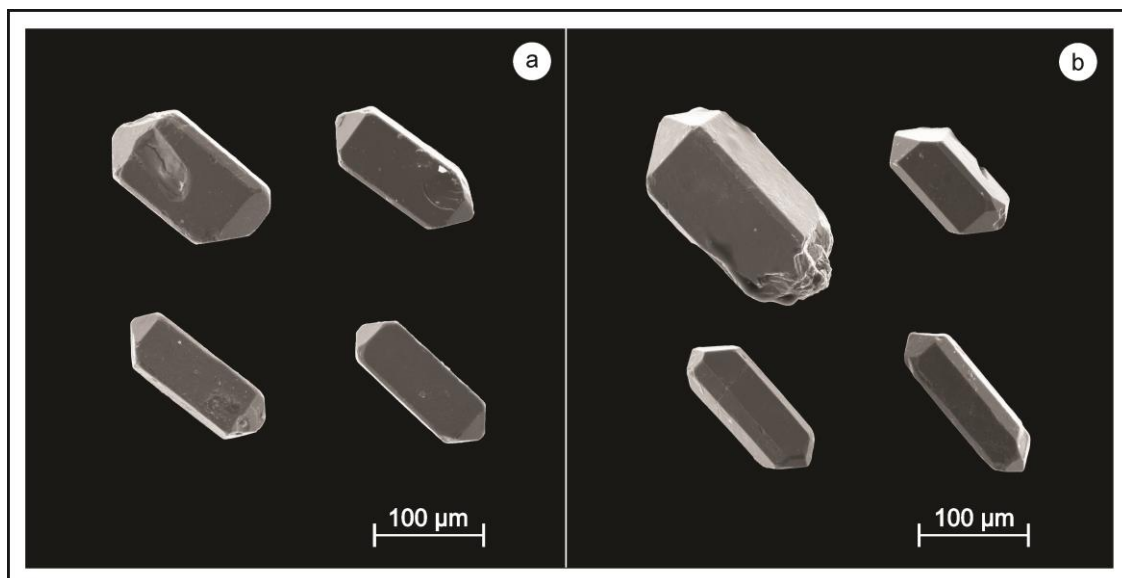


**Figura 7.5.** Imágenes de catodoluminiscencia de las poblaciones de circones de la muestra V11-170 agrupados de acuerdo a sus clases morfológicas (C1-C7). Cada spot analizado está indicado con un círculo (rojo, dato interpretado como de origen ígneo; amarillo, dato interpretado como de origen metamórfico). El origen ígneo o metamórfico fue interpretado teniendo en cuenta conjuntamente la estructura interna y la relación Th/U medida. El tamaño del spot es de 32  $\mu$ m. Edad de las poblaciones de circones: población P1 (551-556 Ma), población P2 (563-650 Ma), población P3 (673-833 Ma), población P4 (964-1054 Ma), población P5 (1839-2028 Ma), población P6 (2634 Ma). Edades U-Pb debajo de las imágenes. Para granos con edad  $\geq 1300$  Ma se utilizó la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , mientras que granos con edad  $\leq 1300$  Ma se utilizó la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Los números de spot están entre paréntesis. Sólo se muestran los circones correspondientes a los datos filtrados.



**Figura 7.6.** Imágenes de catodoluminiscencia de las poblaciones de circones de la muestra V11-51 agrupados de acuerdo a sus clases morfológicas (C1-C7). Cada spot analizado está indicado con un círculo (rojo, dato interpretado como de origen ígneo; amarillo, dato interpretado como de origen metamórfico). El origen ígneo o metamórfico fue interpretado teniendo en cuenta conjuntamente la estructura interna y la relación Th/U medida. El tamaño del spot es de 32 μm. Edad de las poblaciones de circones: población P1 (512-553 Ma), población P2 (569-640 Ma), población P3 (662-920 Ma), población P4 (963-1168 Ma), población P5 (1869-1981 Ma), población P6 (2597-2722 Ma). Edades U-Pb debajo de las imágenes. Para granos con edad  $\geq 1300$  Ma se utilizó la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , mientras que granos con edad  $\leq 1300$  Ma se utilizó la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . El número de spot está entre paréntesis. Sólo se muestran los circones correspondientes a los datos filtrados.





**Figura 7.7.** Imágenes de electrones retrodispersados de circones prácticamente sin redondear a muy pobremente redondeados. **(a)** Granos de circón de las clases morfológicas 1 y 3 de la muestra V11-170. **(b)** Granos de circón de la clase morfológica 1 de la muestra V11-51.

# APÉNDICE

Tabla A.1: resultados U-Pb SHRIMP de la muestra V11-148

Spot	Estructura interna	Proporción largo/anchura	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	% 206 Pb común	Relaciones										Edades (Ma)	
							238U/206Pb	% error	207Pb/206Pb	% error	207Pb/235U	% error	206Pb/238U	% error correl.	206Pb/238U	±	% Disc.	
1.1	osc	2,0	2231	3586	1,66	3,82	18,12	1,5	0,0562	9,8	0,4270	10,1	0,0551	1,6	0,1543	345,9	5,2	33
2.1	h	2,2	5327	11025	2,14	11,50	19,56	1,8	0,0530	30,8	0,3722	31,5	0,0509	1,8	0,0579	320,3	5,7	3
3.1	h	1,6	4580	10157	2,29	50,20	36,69	6,9	-	-	-	-	0,0269	7,0	-	170,9	11,8	5
4.1	zs	3,1	908	716	0,81	0,34	12,17	1,5	0,0567	1,7	0,6427	2,3	0,0822	1,5	0,6641	509,0	7,6	-5
5.1	h	1,8	1014	892	0,91	0,81	13,67	1,5	0,0574	2,8	0,5782	3,3	0,0731	1,5	0,4708	454,9	6,7	11
6.1	osc	3,0	865	804	0,96	0,17	12,35	1,5	0,0571	1,1	0,6382	1,9	0,0810	1,5	0,8054	502,1	7,3	-1
7.1	osc	2,4	1011	994	1,02	1,08	12,20	1,5	0,0589	4,5	0,6650	4,8	0,0819	1,5	0,3193	507,7	7,4	11
8.1	osc	1,7	1728	1949	1,17	0,61	13,77	1,5	0,0562	1,9	0,5619	2,5	0,0726	1,5	0,6058	451,7	6,5	1
9.1	osc	1,8	1519	1829	1,24	5,62	11,87	1,6	0,0577	12,2	0,6689	12,7	0,0840	1,6	0,1231	520,2	7,8	0
10.1	h	2,3	2062	2823	1,41	5,28	18,38	1,5	0,0561	11,8	0,4196	12,1	0,0543	1,5	0,1275	340,9	5,1	33
11.1	zs	2,4	1307	1265	1,00	0,31	11,57	1,5	0,0574	1,8	0,6842	2,4	0,0865	1,5	0,6297	534,5	7,7	-5
12.1	osc	1,3	973	862	0,91	2,06	12,74	2,1	0,0568	6,3	0,6139	6,7	0,0784	2,1	0,3074	486,9	9,7	-1
13.1	zs	1,8	3061	4762	1,61	7,75	28,21	1,6	0,0575	16,9	0,2805	17,3	0,0354	1,6	0,0927	224,2	3,5	127
14.1	h	1,5	1923	2400	1,29	0,59	13,38	1,6	0,0563	2,2	0,5806	2,7	0,0747	1,6	0,5789	464,6	7,1	0
15.1	osc	1,7	2461	2345	0,98	1,35	15,79	1,5	0,0547	3,6	0,4774	3,9	0,0633	1,5	0,3778	395,7	5,7	1
16.1	h	2,0	2343	3685	1,62	1,71	15,50	1,5	0,0562	4,1	0,4991	4,5	0,0645	1,5	0,3413	402,7	5,9	14
17.1	osc	2,0	1223	1000	0,84	3,81	13,96	1,5	0,0558	9,2	0,5498	9,5	0,0715	1,5	0,1629	445,3	6,7	-1

Todos los errores analíticos están presentados a un nivel de 1σ.

Estructura interna (imágenes CL): osc=zonación oscilatoria, zs=zonación sectorial, h=homogénea



Tabla A.2: resultados U-Pb LA-MC-ICPMS de la muestra V11-81

Relaciones											Edades (Ma)													
Spot	Sitio;Forma;CL;Red	Longitud (µm)	Ancho (µm)	Proporción largo/ancha	CM	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	% 206 Pb común	238U/206Pb	error	207Pb/206Pb	error	207Pb/235U	error	206Pb/238U	error	206Pb/238U	±	207Pb/206Pb	±	% Conc.	Origen	
2.1	b;ov;zs;rd	159,5	112,6	1,4	5	149,9	191,3	1,28	0,02	11,20	0,1880	0,0587	0,0004	0,7206	0,0158	0,0893	0,0015	0,77	551	8,9	549,5	15,8	100	I
3.1	b;pc;osc;sr	158,2	103,2	1,5	4	322,8	19,3	0,06	4,09	10,11	0,1727	0,0603	0,0003	0,8159	0,0180	0,0990	0,0017	0,78	608	9,9	609,4	11,9	100	I
4.1	b;pc;osc;sr	160,5	88,5	1,8	4	175,2	44,1	0,25	1,57	6,48	0,1092	0,0706	0,0004	1,5040	0,0317	0,1543	0,0026	0,80	925	14,5	945,1	12,0	98	I
5.1	b;ec;ho;sr	125,0	115,1	1,1	6	180,3	309,7	1,72	0,18	11,25	0,1878	0,0586	0,0004	0,7286	0,0158	0,0889	0,0015	0,77	549	8,8	547,7	15,6	100	I
7.1	b;ec;r;ho;sr	151,6	124,5	1,2	6	219,8	151,3	0,69	0,19	10,37	0,1745	0,0599	0,0003	0,7926	0,0167	0,0965	0,0016	0,80	594	9,5	594,4	10,7	100	M
8.1	b;ec;ho;rd	115,7	115,4	1,0	7	285,1	17,1	0,06	0,30	10,83	0,1804	0,0592	0,0003	0,7545	0,0158	0,0924	0,0015	0,80	570	9,1	567,9	12,1	100	M
9.1	b;ec;osc;sr	117,4	112,4	1,0	6	219,3	78,5	0,36	0,49	10,02	0,1668	0,0604	0,0003	0,8440	0,0176	0,0998	0,0017	0,80	613	9,7	611,7	11,8	100	I
10.1	b;pc;osc;sr	128,0	90,6	1,4	4	533,2	177,6	0,33	0,82	5,70	0,0951	0,0741	0,0004	1,7846	0,0372	0,1753	0,0029	0,80	1041	16,0	1044,3	9,8	100	I
11.1	b;ov;osc;rd	127,3	94,2	1,4	5	162,8	92,0	0,56	1,96	5,77	0,0973	0,0736	0,0004	1,7688	0,0373	0,1734	0,0029	0,80	1031	16,1	1031,7	10,4	100	I
12.1	b;pc;ho;sr	129,8	97,7	1,3	4	345,6	98,4	0,28	0,28	10,61	0,1766	0,0596	0,0003	0,7721	0,0161	0,0943	0,0016	0,80	581	9,2	582,4	10,6	100	M
13.1	b;pc;hc;sr	149,4	91,5	1,6	4	91,8	29,9	0,33	0,11	10,90	0,1884	0,0592	0,0006	0,7341	0,0179	0,0917	0,0016	0,71	566	9,4	566,3	23,0	100	M
14.1	b;ov;zs;osc;rd	124,4	91,8	1,4	5	194,7	108,5	0,56	3,01	10,96	0,0739	0,0590	0,0005	0,7455	0,0087	0,0913	0,0006	0,58	563	3,6	560,9	18,0	100	I
15.1	b;ov;r;ho;rd	134,0	90,1	1,5	5	202,4	110,6	0,55	2,02	10,42	0,0685	0,0598	0,0005	0,7887	0,0084	0,0960	0,0006	0,62	591	3,7	589,3	16,4	100	M
16.1	b;ov;ho;rd	141,7	87,1	1,6	5	222,3	34,6	0,16	<0,001	10,35	0,0802	0,0599	0,0007	0,7953	0,0126	0,0966	0,0007	0,49	594	4,4	593,7	25,2	100	M
18.1	b;pc;r;ho;sr	146,8	96,0	1,5	4	244,3	70,0	0,29	1,95	5,54	0,0354	0,0750	0,0003	1,8777	0,0157	0,1806	0,0012	0,77	1070	6,3	1070,7	9,4	100	M
19.1	b;p;r;osc;sr	152,5	75,4	2,0	2	93,2	35,9	0,39	1,93	2,26	0,0150	0,1697	0,0008	10,3504	0,0902	0,4422	0,0029	0,76	2360	13,1	2553,6	7,9	92	I
20.1	b;pc;hc;a;sr	137,2	90,6	1,5	4	58,2	17,2	0,29	5,28	11,59	0,1090	0,0582	0,0015	0,6812	0,0207	0,0863	0,0008	0,31	533	4,8	532,2	54,9	100	M
21.1	b;ec;ho;rd	112,2	91,3	1,2	7	213,9	79,0	0,37	<0,001	5,07	0,0326	0,0785	0,0004	2,1312	0,0169	0,1972	0,0013	0,81	1160	6,8	1163,8	9,0	100	M
22.1	b;ec;ho;zs;rd	107,0	93,4	1,1	7	393,4	297,5	0,76	0,03	10,48	0,0688	0,0598	0,0003	0,7872	0,0067	0,0954	0,0006	0,77	588	3,7	589,1	10,3	100	I
24.1	b;ov;ho;rd	117,8	91,5	1,3	5	709,7	89,4	0,13	<0,001	9,68	0,1301	0,0610	0,0003	0,8706	0,0128	0,1033	0,0014	0,90	634	8,1	632,0	11,0	100	M
25.1	b;ov;osc;rd	127,1	96,7	1,3	5	135,7	108,1	0,80	4,10	5,10	0,0333	0,0783	0,0004	2,1165	0,0182	0,1960	0,0013	0,76	1154	6,9	1157,1	10,2	100	I
26.1	m;p;zs;sr	148,4	70,3	2,1	2	135,2	33,6	0,25	5,10	10,52	0,0780	0,0597	0,0006	0,7621	0,0093	0,0950	0,0007	0,60	585	4,1	585,0	20,7	100	I
27.1	b;p;osc;sr	157,6	80,6	2,0	2	159,3	53,6	0,34	0,30	6,22	0,0367	0,0712	0,0005	1,5743	0,0181	0,1608	0,0009	0,51	961	5,3	963,7	15,5	100	I
30.1	m;p;ho;sr	164,3	64,1	2,6	2	260,1	26,0	0,10	<0,001	11,38	0,0660	0,0585	0,0004	0,7016	0,0084	0,0879	0,0005	0,48	543	3,0	543,3	16,5	100	I
31.1	b;p;zs;sr	141,2	59,8	2,4	2	518,7	47,0	0,09	0,71	7,25	0,0618	0,0684	0,0005	1,2998	0,0178	0,1379	0,0012	0,62	833	6,7	879,3	14,4	95	I
32.1	b;pc;osc;hc;sr	142,5	87,8	1,6	4	51,4	20,6	0,40	5,30	5,92	0,0400	0,0727	0,0008	1,6995	0,0267	0,1689	0,0011	0,43	1006	6,3	1006,5	22,1	100	M
33.1	b;p;zs;sr	145,9	62,8	2,3	2	160,6	52,2	0,33	3,52	8,35	0,0776	0,0641	0,0006	1,0756	0,0196	0,1198	0,0011	0,51	730	6,4	739,8	20,4	99	I

Continúa

Continuación Tabla A.2: resultados U-Pb LA-MC-ICPMS de la muestra V11-81

Spot	Sitio;Forma;CL;Red	Longitud (µm)	Ancho (µm)	Proporción largo/ancha	CM	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	% 206 Pb común	Relaciones								Edades (Ma)			% Conc.	Origen	
										238U/206Pb	error	207Pb/206Pb	error	207Pb/235U	error	206Pb/238U	error	206Pb/238U	±	207Pb/206Pb			±
34.1	b;p;zs;sr	160,1	75,5	2,1	2	176,1	11,6	0,07	0,63	5,84	0,0420	0,0732	0,0005	1,7322	0,0212	0,1712	0,0012	1019	6,8	1021,1	14,1	100	I
35.1	b;p;a;osc;sr	130,5	62,3	2,1	2	379,7	8,3	0,02	5,52	10,59	0,0655	0,0603	0,0005	0,7994	0,0143	0,0944	0,0006	581	3,4	607,3	17,7	96	I
37.1	b;p;osc;sr	138,7	59,7	2,3	2	561,9	154,6	0,28	2,79	5,60	0,0319	0,0746	0,0005	1,8306	0,0197	0,1785	0,0010	1059	5,6	1059,0	13,9	100	I
38.1	b;p;c;osc;sr	142,9	89,3	1,6	4	70,7	64,3	0,91	2,45	2,81	0,0169	0,1231	0,0009	6,0397	0,0647	0,3557	0,0021	1962	10,2	2000,8	12,5	98	I
39.1	b;p;c;ho;sr	131,6	78,7	1,7	4	200,1	1,1	0,01	1,14	9,95	0,0776	0,0605	0,0004	0,8296	0,0104	0,1005	0,0008	617	4,6	616,9	15,9	100	M
40.1	b;p;osc;sr	192,8	73,5	2,6	2	163,9	67,6	0,41	2,76	8,01	0,0806	0,0646	0,0006	1,0994	0,0147	0,1248	0,0013	758	7,2	756,3	20,4	100	I
41.1	b;p;c;a;ho;sr	118,0	80,5	1,5	4	141,3	35,7	0,25	<0,001	11,61	0,1112	0,0582	0,0007	0,6886	0,0084	0,0861	0,0008	532	4,9	530,1	24,9	100	M
42.1	b;ov;ho;osc;rd	114,4	90,4	1,3	5	297,3	15,5	0,05	0,30	9,83	0,0986	0,0607	0,0005	0,8417	0,0108	0,1018	0,0010	625	6,0	623,5	19,3	100	M
43.1	m;ec;zs;rd	117,9	105,0	1,1	7	121,0	48,1	0,40	<0,001	8,63	0,1043	0,0631	0,0006	1,0018	0,0144	0,1159	0,0014	707	8,1	707,0	20,1	100	I
44.1	b;ec;zs;sr	108,0	91,3	1,2	6	139,8	109,4	0,78	4,83	11,95	0,1144	0,0579	0,0007	0,6634	0,0099	0,0837	0,0008	518	4,8	521,1	27,0	99	I
45.1	b;p;c;osc;sr	135,7	71,9	1,9	4	206,2	261,9	1,27	0,94	11,11	0,1052	0,0588	0,0005	0,7328	0,0082	0,0900	0,0009	556	5,0	554,1	19,2	100	I
46.1	b;ov;ho;rd	113,4	86,4	1,3	5	294,0	46,8	0,16	0,15	11,00	0,1002	0,0590	0,0005	0,7372	0,0077	0,0909	0,0008	561	4,9	559,1	17,7	100	M
47.1	b;ec;ho;sr	98,8	87,9	1,1	6	352,0	60,1	0,17	1,10	5,43	0,0496	0,0758	0,0006	1,9403	0,0198	0,1842	0,0017	1090	9,2	1091,0	16,4	100	M
48.1	c;p;osc;sr	140,5	52,3	2,7	2	318,0	162,5	0,51	3,04	5,72	0,0519	0,0739	0,0006	1,7901	0,0180	0,1748	0,0016	1039	8,7	1040,7	16,4	100	I
49.1	b;p;osc;sr	137,4	69,1	2,0	2	64,8	67,2	1,04	2,14	3,14	0,0295	0,1138	0,0010	5,0161	0,0550	0,3189	0,0030	1784	14,7	1863,2	15,2	96	I
50.1	b;p;osc;sr	132,5	59,2	2,2	2	327,1	104,2	0,32	3,51	5,81	0,0531	0,0733	0,0006	1,7206	0,0185	0,1720	0,0016	1023	8,6	1023,3	17,5	100	I
51.1	b;p;c;ho;sr	123,3	74,0	1,7	4	511,9	84,9	0,17	5,50	11,18	0,1081	0,0588	0,0006	0,7237	0,0086	0,0894	0,0009	552	5,1	553,5	21,7	100	M
52.1	m;p;zs;sr	130,7	59,1	2,2	2	264,2	-12,7	-0,05	<0,001	9,88	0,0947	0,0607	0,0005	0,8363	0,0093	0,1012	0,0010	622	5,7	621,1	17,5	100	I
55.1	b;ov;a;osc;rd	128,3	90,5	1,4	5	212,0	124,0	0,58	2,00	11,25	0,0800	0,0587	0,0010	0,7069	0,0118	0,0889	0,0006	549	3,7	549,0	36,7	100	I
56.1	b;ov;osc;rd	123,7	84,3	1,5	5	231,0	60,2	0,26	2,83	8,28	0,0536	0,0639	0,0004	1,1134	0,0117	0,1208	0,0008	735	4,5	734,4	14,0	100	I
57.1	m;p;ho;sr	131,0	64,0	2,0	2	435,7	17,7	0,04	0,67	5,83	0,0363	0,0733	0,0003	1,7365	0,0141	0,1714	0,0011	1020	5,9	1021,7	7,4	100	M
58.1	b;p;c;osc;sr	115,9	68,2	1,7	4	260,3	59,6	0,23	0,95	12,01	0,0995	0,0578	0,0005	0,6540	0,0101	0,0832	0,0007	515	4,1	514,4	17,0	100	I
61.1	b;p;zs;sr	156,0	74,3	2,1	2	375,5	112,3	0,30	0,59	7,81	0,0567	0,0651	0,0003	1,1500	0,0107	0,1280	0,0009	776	5,3	773,9	9,9	100	I
62.1	b;p;c;ho;sr	115,6	73,1	1,6	4	61,8	34,1	0,55	0,73	5,85	0,0595	0,0733	0,0011	1,7239	0,0286	0,1711	0,0017	1018	9,6	1022,1	30,1	100	M
63.1	b;ov;ho;rd	130,7	72,0	1,8	5	212,7	68,9	0,32	4,26	9,76	0,0610	0,0609	0,0004	0,8527	0,0089	0,1025	0,0006	629	3,7	628,7	15,9	100	M
64.1	b;p;c;zs;sr	122,6	75,7	1,6	4	322,7	107,8	0,33	3,86	11,98	0,0864	0,0579	0,0004	0,6617	0,0077	0,0834	0,0006	517	3,6	518,0	14,5	100	I
65.1	b;ov;ho;rd	107,8	79,4	1,4	5	164,0	57,6	0,35	0,89	10,61	0,0709	0,0596	0,0007	0,7718	0,0117	0,0943	0,0006	581	3,7	582,1	26,4	100	M

Continúa

Continuación Tabla A.2: resultados U-Pb LA-MC-ICPMS de la muestra V11-81

Relaciones														Edades (Ma)				Origen					
Spot	Sitio;Forma;CL;Red	Longitud (µm)	Ancho (µm)	Proporción largo/ancha	CM	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	% 206 Pb común	238U/206Pb	error	207Pb/206Pb	error	207Pb/235U	error	206Pb/238U	error		206Pb/238U	±	207Pb/206Pb	±	% Conc.
67.1	m;pc;zs;sr	110,5	79,5	1,4	4	157,3	78,4	0,50	0,96	5,55	0,0537	0,0751	0,0004	1,8790	0,0239	0,1802	0,0017	0,76	1068	9,5	1071,5	11,6	100
68.1	b;pc;osc;sr	119,4	74,1	1,6	4	462,0	185,3	0,40	1,32	10,94	0,1053	0,0591	0,0005	0,7410	0,0099	0,0914	0,0009	0,72	564	5,2	565,1	17,2	100
70.1	b;pc;ho;sr	124,8	92,3	1,4	4	223,9	43,0	0,19	2,94	11,49	0,1142	0,0584	0,0006	0,6934	0,0109	0,0871	0,0009	0,63	538	5,1	538,8	23,3	100
71.1	b;ov;a;hc;rd	125,0	84,5	1,5	5	243,4	93,7	0,38	0,45	6,12	0,0627	0,0717	0,0004	1,5703	0,0209	0,1633	0,0017	0,77	975	9,3	977,4	11,7	100
72.1	b;pc;ho;sr	121,3	72,6	1,7	4	183,4	38,0	0,21	2,91	6,21	0,0598	0,0713	0,0005	1,5761	0,0202	0,1610	0,0015	0,75	962	8,6	964,2	13,4	100
73.1	c;ec;ho;rd	95,6	77,3	1,2	7	250,0	181,0	0,72	0,04	2,77	0,0262	0,1218	0,0006	6,0567	0,0721	0,3611	0,0034	0,79	1987	16,1	1982,5	8,2	100
74.1	b;ec;a;ho;rd	88,9	76,5	1,2	7	337,4	101,0	0,30	3,80	9,96	0,1017	0,0605	0,0004	0,8403	0,0113	0,1004	0,0010	0,76	617	6,0	614,6	15,8	100
75.1	b;ov;zs;rd	99,2	72,9	1,4	5	340,1	61,2	0,18	2,55	9,80	0,1048	0,0607	0,0005	0,8523	0,0138	0,1020	0,0011	0,66	626	6,4	624,1	17,2	100
76.1	b;ec;a;ho;rd	97,0	86,9	1,1	7	487,9	23,1	0,05	0,51	10,49	0,1008	0,0597	0,0003	0,7832	0,0096	0,0953	0,0009	0,78	587	5,4	585,7	11,0	100
77.1	b;ov;ho;rd	100,5	73,7	1,4	5	158,0	104,9	0,66	4,31	4,72	0,0581	0,0814	0,0009	2,3985	0,0448	0,2119	0,0026	0,66	1239	13,9	1235,8	22,5	100
78.1	b;ov;ho;rd	94,1	72,8	1,3	5	118,4	26,9	0,23	3,59	6,76	0,0750	0,0687	0,0006	1,3775	0,0214	0,1480	0,0016	0,72	890	9,2	888,7	18,4	100
79.1	m;ec;zs;rd	89,1	80,2	1,1	7	315,4	101,8	0,32	<0,001	10,01	0,0569	0,0604	0,0003	0,8272	0,0069	0,0999	0,0006	0,69	614	3,3	612,4	9,4	100
80.1	b;ec;ho;rd	90,5	80,4	1,1	7	206,2	44,8	0,22	1,34	5,00	0,0264	0,0804	0,0004	2,2069	0,0189	0,1998	0,0011	0,62	1174	5,7	1211,1	9,0	97
81.1	b;ec;zs;rd	91,0	80,5	1,1	7	256,5	218,0	0,85	1,75	10,10	0,0591	0,0603	0,0004	0,8160	0,0086	0,0990	0,0006	0,56	609	3,4	608,9	14,1	100
82.1	b;ov;ho;rd	95,6	72,5	1,3	5	297,9	59,2	0,20	1,15	11,06	0,0625	0,0590	0,0004	0,7309	0,0072	0,0904	0,0005	0,57	558	3,0	559,5	13,1	100
83.1	b;ec;zs;ho;rd	83,4	85,4	1,0	7	303,5	37,1	0,12	1,78	8,59	0,0748	0,0631	0,0005	1,0072	0,0146	0,1164	0,0010	0,60	710	5,9	707,5	15,5	100
85.1	m;pc;zs;sr	138,2	82,1	1,7	4	61,5	33,2	0,54	1,91	9,23	0,0748	0,0619	0,0010	0,9169	0,0181	0,1083	0,0009	0,41	663	5,1	663,7	35,8	100
86.1	m;ec;osc;sr	103,4	96,5	1,1	6	89,3	29,0	0,33	1,79	7,01	0,0454	0,0678	0,0006	1,3256	0,0159	0,1427	0,0009	0,54	860	5,2	860,7	19,8	100
87.1	b;p;a;ho;sr	147,3	67,1	2,2	2	87,2	33,1	0,38	<0,001	6,04	0,0740	0,0719	0,0011	1,6417	0,0288	0,1656	0,0020	0,70	988	11,2	984,2	32,5	100
89.1	b;pc;osc;sr	164,1	92,3	1,8	4	237,8	68,5	0,29	3,98	5,88	0,0334	0,0733	0,0004	1,7215	0,0162	0,1700	0,0010	0,60	1012	5,3	1022,5	9,8	99
90.1	b;pc;osc;sr	169,8	92,6	1,8	4	98,1	83,1	0,85	<0,001	7,79	0,0463	0,0652	0,0006	1,1559	0,0118	0,1284	0,0008	0,58	778	4,4	776,0	19,9	100
1.1	b;ov;osc;rd	191,1	103,6	1,8	4	469,7	101,6	0,22	12,05	7,72	0,1296	0,0656	0,0004	1,1950	0,0259	0,1296	0,0022	0,77	1922,4	28,5	1999,0	8,1	96
6.1	b;pc;osc;sr	138,7	96,9	1,4	5	97,0	83,9	0,87	28,24	6,07	0,0828	0,0719	0,0008	1,6383	0,0309	0,1648	0,0022	0,72	785,6	12,4	789,4	13,1	100
17.1	b;ov;a;ho;rd	150,8	83,6	1,8	5	416,4	6,0	0,01	7,78	6,06	0,0392	0,0736	0,0005	1,6470	0,0171	0,1651	0,0011	0,62	569,4	3,6	570,6	13,2	100
23.1	b;ov;ho;rd	119,4	85,3	1,4	5	234,4	184,3	0,79	6,14	5,97	0,0360	0,0724	0,0005	1,7082	0,0204	0,1675	0,0010	0,51	555,7	3,8	554,5	19,3	100
28.1	b;p;zs;sr	152,1	75,0	2,0	4	205,8	189,9	0,92	8,10	6,32	0,0773	0,0706	0,0009	1,5276	0,0332	0,1583	0,0019	0,56	1829,2	9,3	1902,1	11,4	96
29.1	b;ov;ho;rd	135,8	88,5	1,5	5	171,2	32,1	0,19	16,15	2,88	0,0495	0,1230	0,0006	5,9840	0,1266	0,3474	0,0060	0,81	998,3	5,6	998,5	14,9	100

Continúa



Continuación Tabla A.2: resultados U-Pb LA-MC-ICPMS de la muestra V11-81

Concentración: 1000 mg/kg; 10																		
---	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

Todos los errores analíticos están presentados a un nivel de 1σ

**Sitio (de análisis):** b (borde), m (medio), c (centro)

**Forma:** p (prismática); pc (prismática corta), ov (ovoide), ec (ecuante)

**CL (Estructura interna, imágenes CL):** osc=zonación oscilatoria, zs=zonación sectorial, ho=homogénea oscura, hc=homogénea clara, a (anillo), rec (recristalización)

**Red (grado de redondeamiento):** prd (prácticamente sin redondear a muy pobremente redondeado), sr (subredondeado), rd: redondeado

Para el % Concordancia, 100% denota un análisis concordante

**Origen:** origen inferido, I (igneo), M (metamórfico)

**CM:** clase morfológica

Tabla A.3: resultados U-Pb LA-MC-ICPMS de la muestra V11-170

Spot	Sitio; Forma; CL; Red	Longitud (µm)	Ancho (µm)	Proporción largo/ancho	CM	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	% 206 Pb común	Relaciones								Edades (Ma)			% Conc.	Origen		
										238U/206Pb	error	207Pb/206Pb	error	207Pb/235U	error	206Pb/238U	error	error correl.	206Pb/238U	±			207Pb/206Pb	±
1.1	b;pc;osc;prd	164,5	119,2	1,4	3	151,9	98,7	0,65	1,06	11,89	0,1783	0,0579	0,0005	0,6751	0,0123	0,0841	0,0013	0,82	520,5	7,5	519,4	17,8	100	I
2.1	b;ec;osc;rd	137,4	134,1	1,0	7	475,3	114,8	0,24	<0,001	5,89	0,0860	0,0730	0,0002	1,7489	0,0291	0,1698	0,0025	0,88	1011,3	13,7	1014,3	6,5	100	I
3.1	b;p;a;osc;sr	190,5	81,9	2,3	2	266,9	20,3	0,08	1,17	9,71	0,1432	0,0609	0,0003	0,8590	0,0145	0,1030	0,0015	0,88	631,8	8,9	629,4	10,4	100	I
4.1	m;p;ho;sr	187,4	85,1	2,2	2	258,5	61,9	0,24	<0,001	2,09	0,0303	0,1779	0,0005	11,8647	0,1950	0,4776	0,0069	0,88	2516,8	30,1	2634,5	5,3	96	M
5.1	b;p;osc;sr	182,7	83,4	2,2	2	297,5	76,1	0,26	0,21	12,03	0,1765	0,0577	0,0004	0,6711	0,0118	0,0831	0,0012	0,83	514,8	7,3	513,1	13,3	100	I
6.1	b;ov;osc;rd	128,4	76,7	1,7	5	100,8	36,2	0,36	<0,001	8,54	0,1256	0,0633	0,0003	1,0376	0,0176	0,1170	0,0017	0,87	713,4	9,9	713,2	10,8	100	I
7.1	b;pc;osc;sr	149,2	79,1	1,9	4	214,4	171,0	0,80	0,39	12,10	0,1772	0,0577	0,0003	0,6619	0,0112	0,0826	0,0012	0,87	511,7	7,2	513,0	12,8	100	I
8.1	b;pc;osc;sr	162,6	99,2	1,6	4	176,6	138,3	0,78	0,25	11,86	0,1751	0,0580	0,0005	0,7086	0,0122	0,0843	0,0012	0,86	521,9	7,4	523,1	18,3	100	I
9.1	b;p;a;hc;sr	144,0	84,3	1,7	4	47,0	13,9	0,30	0,35	7,25	0,1185	0,0670	0,0005	1,2493	0,0218	0,1379	0,0023	0,90	832,5	12,8	834,5	15,4	100	M
10.1	m;ov;hc;rd	137,8	100,0	1,4	5	88,9	34,9	0,39	<0,001	10,95	0,1712	0,0591	0,0005	0,7309	0,0124	0,0913	0,0014	0,90	563,4	8,4	564,1	18,0	100	M
11.1	b;pc;osc;sr	134,1	87,7	1,5	4	133,2	104,1	0,78	<0,001	11,36	0,1725	0,0585	0,0003	0,7205	0,0119	0,0880	0,0013	0,90	543,7	7,9	543,2	11,6	100	I
12.1	b;ec;zs;sr	108,2	104,4	1,0	6	133,2	182,4	1,37	<0,001	9,96	0,1464	0,0606	0,0003	0,8336	0,0137	0,1004	0,0015	0,90	616,8	8,6	618,5	11,1	100	I
13.1	b;pc;hc;sr	163,8	86,1	1,9	4	121,0	28,1	0,23	<0,001	7,82	0,1173	0,0653	0,0004	1,1967	0,0212	0,1278	0,0019	0,85	775,3	10,9	778,7	12,3	100	M
14.1	b;p;a;ho;sr	175,2	82,0	2,1	2	154,4	68,2	0,44	3,50	11,52	0,0879	0,0584	0,0004	0,7092	0,0051	0,0868	0,0007	0,90	536,8	3,9	538,9	15,1	100	M
15.1	m;p;osc;sr	189,0	80,3	2,4	2	124,6	36,4	0,29	<0,001	8,17	0,0604	0,0643	0,0004	1,0948	0,0087	0,1224	0,0009	0,90	744,4	5,2	745,8	14,5	100	I
17.1	b;p;zs;sr	165,2	82,7	2,0	2	107,2	43,2	0,40	<0,001	11,63	0,0931	0,0582	0,0005	0,6854	0,0054	0,0860	0,0007	0,90	531,6	4,1	530,1	17,6	100	I
18.1	b;p;osc;prd	187,2	77,0	2,4	1	314,6	190,8	0,61	<0,001	11,27	0,0768	0,0587	0,0004	0,7256	0,0058	0,0888	0,0006	0,85	548,2	3,6	549,3	13,7	100	I
20.1	b;ec;osc;sr	101,4	88,7	1,1	6	354,7	143,1	0,40	<0,001	11,42	0,0753	0,0585	0,0004	0,7177	0,0059	0,0876	0,0006	0,80	541,2	3,4	540,5	14,2	100	I
21.1	b;pc;osc;sr	160,2	99,4	1,6	4	235,8	116,4	0,49	<0,001	11,31	0,0791	0,0586	0,0004	0,7137	0,0054	0,0884	0,0006	0,90	546,3	3,7	547,5	13,2	100	I
22.1	b;pc;osc;prd	120,4	71,8	1,7	3	273,4	110,3	0,40	4,62	11,51	0,4473	0,0584	0,0005	0,6954	0,0279	0,0869	0,0034	0,90	537,1	20,0	538,4	19,3	100	I
23.1	b;pc;osc;sr	159,3	87,2	1,8	4	355,7	209,0	0,59	2,32	11,88	0,4611	0,0579	0,0003	0,6719	0,0266	0,0842	0,0033	0,90	521,2	19,4	519,9	11,7	100	I
24.1	m;p;osc;sr	161,5	75,7	2,1	2	511,4	172,6	0,34	0,03	9,43	0,3661	0,0615	0,0003	0,8963	0,0354	0,1060	0,0041	0,90	649,5	23,9	650,7	9,2	100	I
25.1	b;p;osc;sr	167,7	80,2	2,1	2	372,1	193,3	0,52	1,56	11,47	0,4451	0,0584	0,0003	0,6979	0,0276	0,0872	0,0034	0,90	538,7	20,0	539,2	11,4	100	I
26.1	b;ec;osc;rd	108,7	96,8	1,1	7	98,3	57,3	0,58	1,94	5,94	0,2312	0,0725	0,0004	1,7148	0,0680	0,1682	0,0065	0,90	1002,4	36,0	998,9	10,2	100	I
27.1	b;pc;osc;sr	138,3	73,8	1,9	4	181,0	90,3	0,50	2,41	11,97	0,4654	0,0578	0,0004	0,6600	0,0266	0,0835	0,0032	0,90	517,3	19,3	516,2	16,5	100	I
28.1	b;ov;osc;rd	135,1	76,2	1,8	5	110,2	24,7	0,22	2,75	8,79	0,3442	0,0627	0,0006	0,9760	0,0400	0,1138	0,0045	0,90	694,9	25,8	694,1	19,8	100	I
29.1	b;ec;osc;sr	104,0	102,9	1,0	6	240,8	119,0	0,49	0,38	12,02	0,4671	0,0578	0,0004	0,6659	0,0266	0,0832	0,0032	0,90	515,1	19,2	515,5	13,8	100	I

Continúa

Continuación Tabla A.3: resultados U-Pb LA-MC-ICPMS de la muestra V11-170

Spot	Sitio;Forma;CL;Red	Longitud (µm)	Ancho (µm)	Proporción largo/ancho	CM	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	% 206 Pb común	Relaciones								Edades (Ma)			% Conc.	Origen		
										238U/206Pb	error	207Pb/206Pb	error	207Pb/235U	error	206Pb/238U	error	error correl.	206Pb/238U	±			207Pb/206Pb	±
30.1 b;pc;osc;sr		131,9	72,8	1,8	4	195,2	115,6	0,59	2,64	12,06	0,4685	0,0577	0,0005	0,6542	0,0265	0,0829	0,0032	0,90	513,7	19,2	512,9	18,1	100	I
31.1 b;ov;a;ho;rd		107,7	77,4	1,4	5	217,3	10,7	0,05	0,17	2,69	0,1046	0,1251	0,0005	6,3787	0,2517	0,3712	0,0144	0,90	2035,2	67,4	2028,0	6,9	100	M
32.1 b;pc;osc;sr		113,6	72,4	1,6	4	216,5	129,4	0,60	0,61	10,33	0,4033	0,0599	0,0004	0,7912	0,0320	0,0968	0,0038	0,90	595,7	22,2	593,8	15,0	100	I
33.1 b;ov;osc;rd		125,1	79,4	1,6	5	108,1	98,7	0,91	1,98	5,84	0,2268	0,0733	0,0004	1,7480	0,0697	0,1712	0,0066	0,90	1018,6	36,5	1022,2	12,3	100	I
36.1 b;pc;osc;sr		115,3	87,5	1,3	4	104,1	73,6	0,71	<0,001	11,63	0,2231	0,0582	0,0007	0,6858	0,0162	0,0860	0,0017	0,81	531,8	9,8	531,6	24,6	100	I
37.1 b;ov;osc;rd		116,2	83,7	1,4	5	70,1	67,6	0,96	1,89	3,04	0,0573	0,1123	0,0007	5,0780	0,1117	0,3293	0,0062	0,86	1835,0	30,1	1839,0	10,8	100	I
38.1 b;pc;osc;sr		123,0	81,9	1,5	4	196,8	105,9	0,54	1,55	11,78	0,2221	0,0580	0,0005	0,6769	0,0158	0,0849	0,0016	0,81	525,2	9,5	524,5	19,2	100	I
39.1 b;p;osc;sr		165,7	66,2	2,5	2	230,2	117,6	0,51	<0,001	12,00	0,2316	0,0578	0,0005	0,6501	0,0175	0,0833	0,0016	0,72	516,0	9,6	516,4	19,1	100	I
40.1 b;p;ho;sr		153,1	58,8	2,6	2	157,2	149,1	0,95	0,10	12,13	0,2310	0,0576	0,0006	0,6381	0,0153	0,0824	0,0016	0,80	510,5	9,3	510,1	22,7	100	I
41.1 b;p;osc;prd		149,9	64,4	2,3	1	57,2	30,5	0,53	1,93	11,43	0,2226	0,0585	0,0008	0,6970	0,0180	0,0875	0,0017	0,76	540,8	10,1	541,6	31,4	100	I
42.1 b;p;osc;sr		174,9	64,0	2,7	2	287,1	177,6	0,62	3,84	11,99	0,2338	0,0578	0,0004	0,6586	0,0148	0,0834	0,0016	0,87	516,3	9,7	516,2	14,7	100	I
43.1 b;pc;osc;sr		127,5	81,0	1,6	4	228,8	95,7	0,42	0,48	11,47	0,2138	0,0584	0,0003	0,7025	0,0154	0,0872	0,0016	0,85	538,8	9,6	540,0	10,0	100	I
44.1 b;pc;osc;sr		127,7	69,9	1,8	4	310,2	100,6	0,32	0,73	11,80	0,2199	0,0581	0,0003	0,6793	0,0150	0,0847	0,0016	0,85	524,4	9,4	525,7	10,6	100	I
45.1 b;p;osc;sr		140,2	62,2	2,3	2	88,3	47,5	0,54	<0,001	11,85	0,2267	0,0580	0,0006	0,6690	0,0161	0,0844	0,0016	0,80	522,5	9,6	522,0	23,4	100	I
46.1 b;pc;osc;prd		126,3	81,2	1,6	3	583,9	217,4	0,37	0,82	11,33	0,2109	0,0586	0,0002	0,7112	0,0156	0,0883	0,0016	0,85	545,2	9,7	545,1	8,1	100	I
47.1 b;pc;osc;sr		105,1	75,8	1,4	4	196,5	98,5	0,50	1,26	11,86	0,0439	0,0579	0,0005	0,6683	0,0057	0,0843	0,0003	0,44	521,7	1,9	520,9	17,8	100	I
48.1 b;p;osc;prd		155,0	62,0	2,5	1	118,9	48,1	0,40	3,32	11,09	0,0633	0,0588	0,0010	0,7237	0,0122	0,0901	0,0005	0,34	556,3	3,0	554,0	35,2	100	I
49.1 b;p;osc;sr		150,4	73,7	2,0	2	140,7	69,7	0,50	0,03	11,93	0,0532	0,0579	0,0004	0,6657	0,0056	0,0838	0,0004	0,53	519,0	2,2	519,6	16,2	100	I
50.1 b;p;osc;sr		137,1	60,5	2,3	2	118,9	101,9	0,86	0,55	11,85	0,0646	0,0579	0,0008	0,6718	0,0102	0,0844	0,0005	0,36	522,2	2,7	520,2	28,6	100	I
52.1 b;p;osc;sr		142,3	69,9	2,0	2	262,8	71,6	0,27	3,52	7,47	0,0364	0,0663	0,0005	1,2133	0,0105	0,1340	0,0007	0,56	810,4	3,7	811,1	15,0	100	I
53.1 b;pc;zs;prd		136,8	71,9	1,9	3	253,5	138,2	0,55	1,86	11,15	0,0506	0,0588	0,0005	0,7218	0,0064	0,0897	0,0004	0,51	553,5	2,4	553,5	17,4	100	I
54.1 b;ec;osc;sr		116,6	94,2	1,2	6	210,2	74,9	0,36	1,62	10,96	0,0372	0,0591	0,0004	0,7406	0,0058	0,0913	0,0003	0,43	563,0	1,8	564,3	15,8	100	I
55.1 b;pc;osc;sr		114,9	75,7	1,5	4	263,6	20,4	0,08	2,60	11,84	0,0726	0,0580	0,0005	0,6676	0,0077	0,0845	0,0005	0,53	522,9	3,1	521,6	17,2	100	I
56.1 b;pc;osc;sr		150,1	87,2	1,7	4	145,7	76,8	0,53	2,58	12,02	0,0460	0,0578	0,0007	0,6637	0,0088	0,0832	0,0003	0,29	515,3	1,9	514,2	27,9	100	I
57.1 b;p;osc;sr		143,8	69,5	2,1	2	304,0	96,3	0,32	0,85	8,63	0,0301	0,0631	0,0004	1,0154	0,0066	0,1158	0,0004	0,53	706,5	2,3	707,4	11,9	100	I
58.1 b;pc;ho;sr		143,0	82,2	1,7	4	150,5	28,2	0,19	0,42	10,08	0,0385	0,0603	0,0005	0,8265	0,0077	0,0992	0,0004	0,41	609,8	2,2	607,5	17,9	100	M
59.1 b;pc;osc;sr		122,6	92,8	1,3	4	240,2	243,7	1,01	0,24	3,08	0,0102	0,1147	0,0006	5,1231	0,0299	0,3242	0,0011	0,57	1810,4	5,2	1875,8	9,0	97	I

Continúa



Continuación Tabla A.3: resultados U-Pb LA-MC-ICPMS de la muestra V11-170

Spot	Sitio;Forma;CL;Red	Longitud (µm)	Ancho (µm)	Proporción largo/ancho	CM	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	% 206 Pb común	Relaciones								Edades (Ma)				% Conc.	Origen	
										238U/206Pb	error	207Pb/206Pb	error	207Pb/235U	error	206Pb/238U	error correl.	206Pb/238U	±	207Pb/206Pb	±			
60.1 b;pc;osc;sr		128,7	80,1	1,6	4	115,2	62,7	0,54	<0,001	11,60	0,2131	0,0582	0,0006	0,6904	0,0168	0,0862	0,0016	0,75	533,2	9,4	531,4	20,7	100	I
61.1 b;ec;osc;sr		114,6	101,0	1,1	6	182,4	77,5	0,42	1,11	10,13	0,1825	0,0603	0,0004	0,8145	0,0196	0,0987	0,0018	0,75	606,9	10,4	608,6	15,0	100	I
62.1 b;pc;ho;sr		108,7	71,7	1,5	4	196,1	8,9	0,05	0,30	6,20	0,1113	0,0712	0,0003	1,5720	0,0369	0,1613	0,0029	0,76	964,3	16,1	961,7	7,9	100	M
63.1 b;pc;osc;sr		126,8	84,4	1,5	4	286,4	222,7	0,78	0,79	11,75	0,2119	0,0581	0,0004	0,6714	0,0162	0,0851	0,0015	0,75	526,5	9,1	527,2	15,1	100	I
64.1 b;ec;osc;sr		101,2	97,5	1,0	6	235,5	105,6	0,45	0,64	11,59	0,2105	0,0582	0,0004	0,6867	0,0171	0,0863	0,0016	0,73	533,5	9,3	532,7	16,7	100	I
65.1 b;ec;osc;sr		96,7	83,3	1,2	6	91,3	40,9	0,45	2,51	11,71	0,2153	0,0581	0,0012	0,6792	0,0213	0,0854	0,0016	0,59	528,4	9,3	526,3	45,4	100	I
66.1 b;pc;osc;sr		112,0	87,5	1,3	4	114,0	58,6	0,51	0,95	12,06	0,2197	0,0577	0,0006	0,6593	0,0170	0,0829	0,0015	0,71	513,6	9,0	513,3	23,5	100	I
67.1 b;pc;osc;sr		113,4	82,7	1,4	4	181,5	95,3	0,52	2,44	11,92	0,2150	0,0578	0,0005	0,6638	0,0164	0,0839	0,0015	0,73	519,2	9,0	517,2	19,3	100	I
68.1 b;pc;osc;sr		110,3	82,2	1,3	4	588,6	287,9	0,49	3,68	11,91	0,2168	0,0579	0,0003	0,6711	0,0160	0,0840	0,0015	0,77	519,8	9,1	518,2	9,7	100	I
69.1 b;pc;osc;prd		105,5	67,2	1,6	3	93,1	66,5	0,71	2,00	11,89	0,2197	0,0579	0,0009	0,6698	0,0192	0,0841	0,0016	0,65	520,7	9,2	521,4	34,1	100	I
70.1 b;pc;osc;sr		118,5	72,9	1,6	4	310,4	84,6	0,27	3,84	9,09	0,1655	0,0622	0,0003	0,9375	0,0227	0,1100	0,0020	0,75	673,0	11,6	674,4	10,4	100	I
71.1 c;pc;osc;prd		123,7	89,6	1,4	3	162,5	98,7	0,61	5,06	11,92	0,2158	0,0579	0,0007	0,6666	0,0175	0,0839	0,0015	0,69	519,5	9,0	520,1	25,5	100	I
72.1 b;pc;osc;sr		119,1	80,0	1,5	4	106,4	50,7	0,48	<0,001	11,93	0,2207	0,0579	0,0004	0,6651	0,0158	0,0838	0,0016	0,78	518,9	9,2	520,4	14,3	100	I
73.1 b;pc;osc;sr		106,4	61,7	1,7	4	576,7	498,9	0,87	5,25	9,08	0,0827	0,0623	0,0007	0,9458	0,0156	0,1101	0,0010	0,55	673,3	5,8	679,7	24,6	99	I
74.1 m;pc;osc;sr		95,7	64,9	1,5	4	518,2	52,8	0,10	0,03	5,63	0,0436	0,0745	0,0003	1,8186	0,0191	0,1776	0,0014	0,74	1053,9	7,5	1056,7	9,6	100	I
75.1 b;pc;ho;sr		97,1	74,3	1,3	4	370,6	50,7	0,14	5,32	7,88	0,0647	0,0657	0,0004	1,1634	0,0132	0,1269	0,0010	0,72	769,9	6,0	794,1	13,4	97	M
78.1 b;pc;osc;sr		104,8	58,0	1,8	4	164,9	184,2	1,12	3,38	10,15	0,0948	0,0602	0,0008	0,8080	0,0137	0,0985	0,0009	0,55	605,9	5,4	603,4	27,5	100	I
80.1 b;ec;ho;rd		89,8	78,7	1,1	7	163,0	23,0	0,14	0,63	2,99	0,0232	0,1208	0,0006	5,5597	0,0580	0,3340	0,0026	0,74	1857,7	12,5	1967,4	8,1	94	I
81.1 b;ec;osc;sr		92,8	79,0	1,2	6	310,4	162,2	0,52	0,75	10,57	0,0854	0,0596	0,0004	0,7792	0,0092	0,0946	0,0008	0,68	582,7	4,5	582,2	14,7	100	I
82.1 b;p;osc;sr		121,9	58,2	2,1	2	136,0	86,2	0,63	4,22	11,65	0,0964	0,0582	0,0008	0,6980	0,0108	0,0858	0,0007	0,53	530,8	4,2	529,4	30,2	100	I
83.1 b;ov;a;hc;rd		132,4	71,3	1,9	5	79,3	42,6	0,54	2,05	6,06	0,0486	0,0720	0,0005	1,6257	0,0200	0,1651	0,0013	0,65	985,2	7,3	984,6	15,6	100	M
84.1 b;ec;osc;sr		101,1	88,3	1,1	6	110,6	104,4	0,94	1,58	4,10	0,0334	0,0894	0,0005	2,9947	0,0336	0,2437	0,0020	0,73	1405,8	10,3	1418,5	11,1	99	I
16.1 b;p;osc;sr		179,3	72,3	2,5	2	233,0	122,6	0,53	10,15	11,82	0,0881	0,0580	0,0006	0,6602	0,0076	0,0846	0,0006	0,65	523,6	3,8	524,0	20,7	100	Datos rechazados
19.1 b;pc;osc;sr		168,2	92,5	1,8	4	392,2	179,0	0,46	23,23	5,89	0,0538	0,0767	0,0006	1,7741	0,0204	0,1697	0,0016	0,79	1010,4	8,5	1115,9	16,5	91	
34.1 b;pc;osc;sr		120,8	86,3	1,4	4	121,0	38,6	0,32	17,31	11,98	0,2385	0,0581	0,0008	0,6713	0,0180	0,0835	0,0017	0,74	516,9	9,9	527,1	28,8	98	
35.1 b;pc;osc;prd		134,2	73,1	1,8	3	145,3	81,5	0,56	14,61	12,13	0,2332	0,0577	0,0007	0,6519	0,0158	0,0825	0,0016	0,80	510,8	9,4	511,5	24,8	100	
51.1 b;p;osc;sr		160,4	63,6	2,5	2	414,0	295,3	0,71	6,19	12,53	0,0542	0,0572	0,0005	0,6296	0,0067	0,0798	0,0003	0,40	494,8	2,1	492,0	20,6	101	

Continúa

Continuación Tabla A.3: resultados U-Pb LA-MC-ICPMS de la muestra V11-170

Spot	Sitio;Forma;CL;Red	Longitud (µm)	Ancho (µm)	Proporción largo/anchura	CM	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	% 206 Pb común	Relaciones								Edades (Ma)				Origen		
										238U/206Pb	error	207Pb/206Pb	error	207Pb/235U	error	206Pb/238U	error	206Pb/238U	error	206Pb/238U	±		207Pb/206Pb	±
76.1	b;ec;zs;sr	77,3	77,3	1,0	6	79,2	77,8	0,98	8,86	3,04	0,0271	0,1176	0,0008	5,3027	0,0653	0,3285	0,0029	0,72	1831,1	14,2	1920,3	11,3	95	Datos rechazados
77.1	b;ov;ho;rd	105,5	71,3	1,5	5	260,9	134,8	0,52	6,57	9,08	0,0792	0,0622	0,0004	0,9468	0,0116	0,1102	0,0010	0,71	673,8	5,6	676,5	13,7	100	
79.1	b;ov;ho;rd	108,8	56,0	1,9	5	228,0	32,8	0,14	20,15	5,95	0,0563	0,0725	0,0005	1,6798	0,0233	0,1681	0,0016	0,68	1001,6	8,8	1000,0	14,9	100	
85.1	b;pc;osc;prd	107,3	66,9	1,6	3	426,0	24,2	0,06	11,06	11,59	0,1512	0,0583	0,0005	0,6899	0,0121	0,0863	0,0011	0,74	533,5	6,7	533,8	18,7	100	

Todos los errores analíticos están presentados a un nivel de 1σ

**Sitio (de análisis):** b (borde), m (medio), c (centro)

**Forma:** p (prismática); pc (prismática corta), ov (ovoide), ec (ecuante)

**CL (Estructura interna, imágenes CL):** osc=zonación oscilatoria, zs=zonación sectorial, ho=homogénea oscura, hc=homogénea clara, a (anillo), rec (recristalización)

**Red (grado de redondeamiento):** prd (prácticamente sin redondear a muy pobremente redondeado), sr (subredondeado), rd: redondeado

Para el % Concordancia, 100% denota un análisis concordante

**Origen:** origen inferido, l (ígneo), M (metamórfico)

**CM:** clase morfológica

Tabla A.4: resultados U-Pb LA-MC-ICPMS de la muestra V11-51

Spot	Sitio;Forma;CL;Red	Longitud (µm)	Ancho (µm)	Proporción largo/ancho	CM	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	% 206 Pb común	Relaciones								Edades (Ma)				% Conc.	Origen	
										238U/206Pb	error	207Pb/206Pb	error	207Pb/235U	error	206Pb/238U	error	206Pb/238U	error	206Pb/238U	±			207Pb/206Pb
1.1	b;ov;a;hc;rd	151,6	87,1	1,7	5	251,7	13,7	0,05	1,51	9,87	0,2935	0,0607	0,0005	0,8614	0,0326	0,1013	0,0030	0,79	621,9	17,6	623,6	17,8	100	M
3.1	b;pc;osc;sr	131,4	91,8	1,4	4	209,8	103,0	0,49	1,74	5,89	0,1750	0,0732	0,0006	1,7219	0,0648	0,1697	0,0050	0,79	1010,3	27,7	1020,8	16,1	99	I
4.1	b;ov;osc;rd	126,7	82,6	1,5	5	348,2	132,7	0,38	0,40	6,08	0,1804	0,0735	0,0006	1,6608	0,0624	0,1646	0,0049	0,79	982,0	27,0	1026,9	15,7	96	I
5.1	b;eq;osc;sr	101,6	99,2	1,0	6	377,3	40,0	0,11	3,25	11,21	0,3339	0,0587	0,0005	0,7208	0,0273	0,0892	0,0027	0,79	550,6	15,7	549,4	19,1	100	I
6.1	b;ov;ho;rd	129,2	92,6	1,4	5	166,9	110,1	0,66	0,19	1,98	0,0589	0,1874	0,0014	13,0162	0,4893	0,5040	0,0150	0,79	2630,8	63,8	2722,4	13,0	97	I
7.1	b;pc;osc;sr	157,3	102,5	1,5	4	345,7	44,5	0,13	0,39	10,47	0,3108	0,0598	0,0005	0,7841	0,0296	0,0955	0,0028	0,79	588,2	16,7	589,7	17,6	100	I
8.1	m;pc;osc;sr	152,7	81,4	1,9	4	131,1	129,1	0,99	<0,001	6,20	0,1850	0,0712	0,0006	1,5722	0,0596	0,1612	0,0048	0,79	963,5	26,6	961,8	17,2	100	I
9.1	b;pc;osc;sr	114,7	84,9	1,4	4	133,7	126,3	0,94	1,66	6,93	0,2068	0,0681	0,0006	1,3480	0,0515	0,1442	0,0043	0,78	868,4	24,2	868,9	18,6	100	I
10.1	b;pc;osc;sr	129,6	98,7	1,3	4	73,9	39,2	0,53	1,44	9,73	0,2909	0,0608	0,0008	0,8590	0,0339	0,1028	0,0031	0,76	630,7	17,9	627,7	27,9	100	I
11.1	b;eq;hc;sr	128,9	103,5	1,2	6	49,4	22,6	0,46	4,35	2,83	0,0841	0,1217	0,0010	5,8843	0,2224	0,3540	0,0105	0,79	1953,5	50,0	1981,2	14,6	99	I
12.1	b;eq;ho;rd	127,2	101,9	1,2	7	147,8	243,8	1,65	0,39	2,15	0,0637	0,1741	0,0013	11,2204	0,4220	0,4658	0,0138	0,79	2465,1	60,5	2597,4	13,1	95	I
13.1	b;eq;zs;rd	129,9	108,6	1,2	7	146,3	101,3	0,69	<0,001	2,03	0,0603	0,1859	0,0014	12,5930	0,4732	0,4919	0,0146	0,79	2578,8	62,8	2708,7	12,8	95	I
14.1	b;pc; osc;ur	123,0	98,0	1,3	3	230,5	93,2	0,40	0,19	11,98	0,2310	0,0578	0,0004	0,6704	0,0141	0,0835	0,0016	0,90	516,9	9,6	517,3	13,9	100	I
15.1	b;pc;osc;ur	144,5	99,0	1,5	3	234,6	113,0	0,48	0,57	11,81	0,2279	0,0580	0,0003	0,6761	0,0141	0,0847	0,0016	0,90	524,2	9,7	524,0	12,4	100	I
16.1	b;pc;osc;sr	138,7	90,0	1,5	4	498,3	442,6	0,89	0,44	6,10	0,1170	0,0726	0,0002	1,6399	0,0331	0,1640	0,0031	0,90	978,9	17,4	1002,3	6,1	98	I
17.1	b;pc;osc;ur	121,9	89,2	1,4	3	311,9	216,0	0,69	1,16	11,93	0,2315	0,0579	0,0005	0,6572	0,0143	0,0838	0,0016	0,89	518,8	9,7	519,0	17,9	100	I
18.1	b;p;osc;ur	201,1	88,9	2,3	1	168,5	76,6	0,45	0,01	11,46	0,2243	0,0584	0,0006	0,6991	0,0159	0,0872	0,0017	0,86	539,2	10,1	539,0	23,1	100	I
19.1	b;p;osc;ur	203,0	76,9	2,6	1	657,1	350,7	0,53	0,81	11,36	0,2288	0,0586	0,0003	0,7109	0,0153	0,0880	0,0018	0,90	543,8	10,5	544,2	12,1	100	I
20.1	b;pc;osc;ur	163,3	100,2	1,6	3	160,6	62,1	0,39	<0,001	11,57	0,2276	0,0583	0,0005	0,6850	0,0151	0,0864	0,0017	0,89	534,4	10,1	533,6	19,2	100	I
21.1	b;p;osc;ur	121,4	55,7	2,2	1	144,5	72,6	0,50	2,20	11,56	0,2249	0,0583	0,0005	0,6932	0,0150	0,0865	0,0017	0,90	534,9	10,0	534,3	19,0	100	I
22.1	b;p;zs;ur	141,3	48,3	2,9	1	317,5	191,6	0,60	0,20	12,04	0,2326	0,0578	0,0002	0,6605	0,0136	0,0831	0,0016	0,90	514,5	9,6	514,4	7,4	100	I
23.1	b;p;osc;ur	172,4	63,7	2,7	1	209,7	96,8	0,46	0,88	11,60	0,2234	0,0582	0,0003	0,6908	0,0144	0,0862	0,0017	0,90	533,1	9,9	531,8	10,8	100	I
24.1	b;p;osc;ur	160,0	54,6	2,9	1	144,2	108,7	0,75	<0,001	11,79	0,2290	0,0580	0,0004	0,6776	0,0142	0,0848	0,0016	0,90	524,8	9,8	523,1	16,4	100	I
25.1	b;p;osc;ur	157,6	69,6	2,3	1	153,9	85,6	0,56	<0,001	12,01	0,2344	0,0578	0,0005	0,6635	0,0145	0,0833	0,0016	0,89	515,6	9,7	516,8	19,9	100	I
26.1	b;p;osc;ur	140,6	60,1	2,3	1	264,3	137,4	0,52	0,05	11,68	0,2259	0,0582	0,0003	0,6879	0,0143	0,0856	0,0017	0,90	529,5	9,8	529,6	10,5	100	I
27.1	b;p;osc;ur	128,0	62,8	2,0	1	268,7	181,7	0,68	0,63	11,56	0,0994	0,0583	0,0005	0,6942	0,0068	0,0865	0,0007	0,87	534,7	4,4	535,0	17,8	100	I
28.1	b;pc;osc;ur	144,3	79,3	1,8	3	121,5	63,3	0,52	1,17	11,18	0,1039	0,0588	0,0007	0,7207	0,0093	0,0895	0,0008	0,72	552,3	4,9	552,0	24,0	100	I

Continúa



Continuación Tabla A.4: resultados U-Pb LA-MC-ICPMS de la muestra V11-51

Spot	Sitio; Forma; CL; Red	Longitud (µm)	Ancho (µm)	Proporción largo/ancho	CM	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	% 206 Pb común	Relaciones										Edades (Ma)			% Conc.	Origen
										238U/206Pb	error	207Pb/206Pb	error	207Pb/235U	error	206Pb/238U	error	206Pb/238U	error	206Pb/238U	±	207Pb/206Pb	±	
30.1	b;p;osc;sr	132,6	66,3	2,0	2	326,4	147,5	0,45	0,84	9,59	0,0821	0,0612	0,0005	0,8794	0,0088	0,1043	0,0009	0,86	639,7	5,2	640,4	18,4	100	I
31.1	b;p;c;osc;ur	121,7	75,1	1,6	3	190,3	114,9	0,60	0,02	11,78	0,1043	0,0581	0,0005	0,6806	0,0066	0,0849	0,0008	0,90	525,3	4,5	526,8	18,5	100	I
32.1	b;p;osc;ur	171,9	69,8	2,5	1	428,0	140,0	0,33	<0,001	11,58	0,0975	0,0583	0,0004	0,6968	0,0064	0,0863	0,0007	0,90	533,8	4,3	535,0	16,7	100	I
33.1	b;p;osc;ur	176,2	78,6	2,2	1	144,5	76,2	0,53	<0,001	11,43	0,1008	0,0585	0,0005	0,7031	0,0073	0,0875	0,0008	0,85	540,7	4,6	541,1	19,9	100	I
34.1	b;p;z;ur	150,6	73,0	2,1	1	166,2	125,4	0,75	0,14	11,16	0,1056	0,0588	0,0007	0,7216	0,0088	0,0896	0,0008	0,77	553,1	5,0	553,0	26,7	100	I
35.1	b;p;c;osc;ur	131,2	82,2	1,6	3	602,0	156,4	0,26	0,71	9,25	0,0859	0,0618	0,0005	0,9191	0,0092	0,1081	0,0010	0,90	661,6	5,8	661,5	16,3	100	I
36.1	b;p;c;osc;ur	123,9	77,9	1,6	3	220,8	113,7	0,51	0,25	11,86	0,1022	0,0579	0,0005	0,6691	0,0065	0,0843	0,0007	0,88	521,8	4,3	520,1	18,6	100	I
37.1	b;p;c;osc;ur	118,6	87,0	1,4	3	248,0	180,6	0,73	0,14	12,09	0,1051	0,0578	0,0006	0,6700	0,0087	0,0827	0,0007	0,67	512,4	4,3	514,3	23,0	100	I
38.1	b;p;c;osc;sr	167,6	91,3	1,8	4	63,7	55,6	0,87	<0,001	10,33	0,0983	0,0599	0,0008	0,7933	0,0113	0,0968	0,0009	0,67	595,8	5,4	594,3	29,7	100	I
39.1	b;p;osc;ur	171,0	70,1	2,4	1	242,3	152,8	0,63	<0,001	11,67	0,1003	0,0582	0,0005	0,6840	0,0072	0,0857	0,0007	0,82	529,9	4,4	530,8	19,1	100	I
40.1	b;p;c;ho;sr	134,2	89,5	1,5	4	205,8	34,7	0,17	0,32	7,90	0,0413	0,0650	0,0005	1,1360	0,0077	0,1266	0,0007	0,77	768,3	3,8	768,3	15,8	100	M
41.1	b;p;rec;r	172,7	73,5	2,4	2	193,6	30,9	0,16	0,65	6,12	0,0323	0,0725	0,0005	1,6387	0,0099	0,1635	0,0009	0,87	976,1	4,8	1000,7	13,5	98	M
42.1	c;p;osc;ur	161,9	70,9	2,3	1	220,5	142,5	0,65	<0,001	11,62	0,0594	0,0582	0,0004	0,6881	0,0049	0,0861	0,0004	0,72	532,3	2,6	532,8	16,4	100	I
43.1	b;p;osc;sr	178,7	65,6	2,7	2	170,5	65,3	0,38	<0,001	5,55	0,0296	0,0749	0,0005	1,8482	0,0117	0,1800	0,0010	0,84	1067,2	5,2	1067,5	13,5	100	I
44.1	b;p;osc;ur	163,3	57,9	2,8	1	433,0	160,0	0,37	0,26	11,52	0,0558	0,0584	0,0004	0,6945	0,0042	0,0868	0,0004	0,81	536,5	2,5	536,7	14,5	100	I
45.1	b;p;osc;ur	183,3	63,5	2,9	1	222,4	15,3	0,07	0,21	11,81	0,0642	0,0580	0,0005	0,6698	0,0062	0,0847	0,0005	0,59	524,2	2,7	524,6	20,6	100	I
46.1	m;p;osc;ur	181,1	70,0	2,6	1	214,8	96,7	0,45	<0,001	11,71	0,0729	0,0581	0,0005	0,6810	0,0054	0,0854	0,0005	0,79	528,3	3,2	526,9	17,1	100	I
47.1	b;p;z;sr	187,1	64,8	2,9	2	108,2	51,4	0,48	<0,001	5,93	0,0473	0,0726	0,0008	1,6858	0,0181	0,1686	0,0013	0,74	1004,1	7,4	1003,7	21,3	100	I
48.1	b;p;osc;ur	167,2	53,6	3,1	1	178,5	89,1	0,50	<0,001	11,87	0,0614	0,0579	0,0005	0,6779	0,0058	0,0842	0,0004	0,61	521,4	2,6	519,5	20,3	100	I
50.1	b;p;osc;sr	150,0	63,0	2,4	2	599,9	225,7	0,38	1,28	10,84	0,0712	0,0592	0,0005	0,7448	0,0059	0,0922	0,0006	0,83	568,8	3,6	568,2	18,1	100	I
51.1	b;p;c;ho;ur	127,0	100,3	1,3	3	510,6	169,4	0,33	0,44	12,00	0,0713	0,0578	0,0005	0,6600	0,0064	0,0833	0,0005	0,61	516,1	3,0	514,9	19,4	100	I
52.1	b;p;z;ur	125,7	58,7	2,1	1	151,2	84,1	0,56	<0,001	11,72	0,0684	0,0581	0,0006	0,6816	0,0068	0,0853	0,0005	0,58	527,8	3,0	526,2	23,5	100	I
53.1	m;p;c;osc;ur	126,7	71,4	1,8	3	84,9	50,8	0,60	0,45	11,67	0,0805	0,0582	0,0008	0,7011	0,0103	0,0857	0,0006	0,47	530,1	3,5	529,9	29,2	100	I
55.1	b;p;ho;ur	124,6	62,8	2,0	1	294,5	312,8	1,06	1,19	11,46	0,0870	0,0585	0,0006	0,7031	0,0087	0,0873	0,0007	0,61	539,4	3,9	541,5	22,1	100	I
56.1	b;p;hc;sr	135,4	63,2	2,1	2	80,3	85,9	1,07	<0,001	10,77	0,0787	0,0593	0,0006	0,7592	0,0103	0,0928	0,0007	0,54	572,1	4,0	570,8	23,0	100	I
57.1	b;p;c;osc;sr	113,7	71,0	1,6	4	169,5	107,2	0,63	0,42	11,19	0,0761	0,0588	0,0005	0,7231	0,0072	0,0894	0,0006	0,68	551,9	3,6	551,5	17,2	100	I
58.1	b;p;z;ur	125,4	47,7	2,6	1	331,1	133,3	0,40	0,25	11,85	0,0710	0,0579	0,0004	0,6748	0,0060	0,0844	0,0005	0,67	522,3	3,0	521,1	15,3	100	I

Continúa

Continuación Tabla A.4: resultados U-Pb LA-MC-ICPMS de la muestra V11-51

Spot	Sitio; Forma; CL; Red	Longitud (µm)	Ancho (µm)	Proporción largo/ancho	CM	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	% 206 Pb común	Relaciones										Edades (Ma)			% Conc.	Origen
										error	207Pb/206Pb	error	207Pb/235U	error	206Pb/238U	error	206Pb/238U	error	206Pb/238U	207Pb/206Pb	±	±		
59.1	b;p;osc;ur	127,8	46,4	2,8	1	132,4	71,7	0,54	0,02	0,0860	0,0578	0,0005	0,6656	0,0078	0,0835	0,0006	0,61	0,0006	516,9	3,6	517,4	19,8	100	I
60.1	b;p;ho;ur	112,2	45,3	2,5	1	156,8	96,2	0,61	2,47	0,0777	0,0579	0,0005	0,6698	0,0072	0,0842	0,0006	0,61	0,0006	520,9	3,3	521,2	18,5	100	I
61.1	b;p;osc;ur	129,5	93,7	1,4	3	514,0	226,7	0,44	0,35	0,0696	0,0578	0,0004	0,6636	0,0059	0,0832	0,0005	0,65	0,0005	515,4	2,9	516,0	15,0	100	I
62.1	b;p;ho;ur	146,3	81,9	1,8	3	130,0	69,4	0,53	1,12	0,0739	0,0580	0,0005	0,6748	0,0069	0,0845	0,0005	0,61	0,0005	522,7	3,1	521,8	19,6	100	I
63.1	b;p;osc;ur	129,7	60,4	2,1	1	258,1	115,2	0,45	0,15	0,0697	0,0581	0,0004	0,6832	0,0061	0,0853	0,0005	0,67	0,0005	527,6	3,0	527,6	15,1	100	I
64.1	b;p;osc;ur	145,2	58,9	2,5	1	194,1	98,7	0,51	0,01	0,0750	0,0579	0,0004	0,6748	0,0064	0,0843	0,0005	0,67	0,0005	521,5	3,2	520,2	16,9	100	I
65.1	b;p;osc;sr	130,7	63,6	2,1	2	190,5	89,8	0,47	3,51	0,0555	0,0755	0,0006	1,7951	0,0230	0,1745	0,0017	0,76	0,0017	1037,1	9,3	1084,3	15,1	96	I
67.1	b;eq;osc;sr	101,8	83,8	1,2	6	208,0	71,1	0,34	0,27	0,0649	0,0625	0,0005	0,9551	0,0087	0,1117	0,0008	0,80	0,0008	682,5	4,7	684,1	15,8	100	I
68.1	b;ov;ho;rd	108,2	79,9	1,4	5	197,9	85,2	0,43	1,43	0,0418	0,0730	0,0006	1,6947	0,0156	0,1697	0,0012	0,77	0,0012	1010,6	6,6	1013,6	15,7	100	I
69.1	b;p;ho;sr	117,0	80,4	1,5	4	701,3	374,0	0,53	0,41	0,0684	0,0609	0,0004	0,8578	0,0075	0,1021	0,0007	0,80	0,0007	626,5	4,2	628,9	15,3	100	M
70.1	b;p;osc;sr	152,4	75,0	2,0	2	199,1	168,9	0,85	0,39	0,0891	0,0601	0,0005	0,8115	0,0095	0,0978	0,0009	0,74	0,0009	601,5	5,0	600,8	19,1	100	I
71.1	b;p;ca;rec;sr	127,8	66,8	1,9	4	219,4	47,6	0,22	0,85	0,0156	0,1794	0,0013	12,3190	0,1202	0,5058	0,0040	0,81	0,0040	2638,7	17,0	2648,6	12,0	100	M
72.1	b;eq;osc;rd	107,5	87,7	1,2	7	187,3	56,0	0,30	1,18	0,0501	0,0698	0,0005	1,4814	0,0137	0,1534	0,0012	0,83	0,0012	919,8	6,6	922,3	15,4	100	I
73.1	b;eq;zs;sr	112,9	97,6	1,2	6	492,0	359,0	0,73	0,17	0,0756	0,0598	0,0004	0,7852	0,0071	0,0957	0,0007	0,80	0,0007	589,0	4,1	588,4	15,8	100	I
74.1	b;p;zs;sr	111,1	86,3	1,3	4	299,9	168,7	0,56	<0,001	0,0788	0,0588	0,0005	0,7273	0,0070	0,0896	0,0006	0,73	0,0006	553,2	3,7	553,7	17,8	100	I
75.1	b;p;osc;sr	129,3	86,5	1,5	4	120,7	105,3	0,87	<0,001	0,0868	0,0583	0,0006	0,6939	0,0078	0,0864	0,0006	0,67	0,0006	534,3	3,8	534,0	23,1	100	I
76.1	b;p;ho;sr	119,6	73,6	1,6	4	115,5	46,3	0,40	4,64	0,0698	0,0625	0,0009	1,0007	0,0155	0,1125	0,0009	0,51	0,0009	687,1	5,1	687,0	29,1	100	M
77.1	b;p;osc;ur	88,0	70,0	1,3	3	174,8	107,8	0,62	0,60	0,0880	0,0581	0,0005	0,6851	0,0070	0,0849	0,0006	0,73	0,0006	525,3	3,8	527,5	19,4	100	I
78.1	b;eq;ho;rd	92,8	84,7	1,1	7	293,9	98,9	0,34	1,05	0,0564	0,0627	0,0003	0,9832	0,0067	0,1133	0,0007	0,90	0,0007	691,7	4,2	693,1	10,9	100	M
79.1	b;eq;osc;rd	95,4	83,6	1,1	7	96,3	36,0	0,37	0,77	0,0382	0,0736	0,0005	1,7450	0,0140	0,1733	0,0011	0,82	0,0011	1030,3	6,3	1030,2	14,0	100	I
80.1	b;ov;zs;rd	113,7	82,4	1,4	5	526,4	1322,6	2,51	<0,001	0,0329	0,0779	0,0003	2,0981	0,0120	0,1944	0,0012	0,90	0,0012	1145,4	6,7	1147,8	8,5	100	I
81.1	b;p;osc;sr	128,7	60,8	2,1	2	495,5	177,0	0,36	1,32	0,0805	0,0602	0,0003	0,8140	0,0065	0,0982	0,0008	0,90	0,0008	603,8	4,6	605,3	10,5	100	I
82.1	b;ov;osc;rd	115,8	75,0	1,5	5	118,9	18,8	0,16	2,09	0,0382	0,0750	0,0004	2,0324	0,0198	0,1987	0,0015	0,78	0,0015	1168,5	8,1	1070,3	10,4	109	I
83.1	b;eq;ho;sr	88,6	86,5	1,0	6	268,3	34,3	0,13	<0,001	0,2103	0,0582	0,0004	0,6745	0,0173	0,0857	0,0015	0,70	0,0015	529,9	9,2	530,7	14,2	100	M
84.1	b;p;ho;sr	112,6	71,2	1,6	4	529,8	31,5	0,06	0,12	0,0392	0,0735	0,0003	1,7608	0,0109	0,1734	0,0012	0,90	0,0012	1031,0	6,5	1027,6	8,6	100	M
85.1	b;p;ho;sr	105,0	82,0	1,3	4	141,8	60,2	0,42	0,40	0,0385	0,0735	0,0004	1,7540	0,0128	0,1728	0,0012	0,90	0,0012	1027,6	6,3	1029,3	11,4	100	M
86.1	b;p;osc;sr	132,7	64,3	2,1	2	275,7	59,4	0,22	0,51	0,0353	0,0749	0,0003	1,8592	0,0113	0,1793	0,0011	0,90	0,0011	1063,4	6,2	1068,3	8,7	100	I

Continúa

Continuación Tabla A.4: resultados U-Pb LA-MC-ICPMS de la muestra V11-51

Spot	Sitio;Forma;CL;Red	Longitud (µm)	Ancho (µm)	Proporción largo/ancho	CM	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	% 206 Pb común	Relaciones								Edades (Ma)				% Conc.	Origen	
										238U/206Pb	error	207Pb/206Pb	error	207Pb/235U	error	206Pb/238U	error	error	error	206Pb/238U	±			207Pb/206Pb
87.1	b;ov;hc;rd	101,6	76,3	1,3	5	65,5	32,2	0,49	0,28	2,98	0,0237	0,1142	0,0007	5,1967	0,0589	0,3359	0,0027	0,70	1866,9	12,9	1869,3	10,1	100	M
88.1	c;ov;zs;rd	94,2	71,6	1,3	5	398,7	217,5	0,55	0,16	5,16	0,0323	0,0778	0,0003	2,0816	0,0119	0,1939	0,0012	0,90	1142,4	6,6	1145,6	8,4	100	I
89.1	b;p;osc;ur	134,8	68,6	2,0	1	243,5	129,0	0,53	0,33	11,82	0,0775	0,0580	0,0003	0,6799	0,0046	0,0846	0,0006	0,90	523,4	3,3	521,9	11,2	100	I
90.1	b;p;osc;sr	123,9	58,4	2,1	2	149,8	47,4	0,32	0,72	5,85	0,0374	0,0732	0,0003	1,7242	0,0100	0,1709	0,0011	0,90	1016,8	6,0	1020,8	9,3	100	I
2.1	b;ov;osc;rd	162,6	101,4	1,6	5	200,7	102,0	0,51	7,08	7,25	0,2171	0,0675	0,0006	1,3042	0,0496	0,1380	0,0041	0,79	833,5	23,4	848,9	18,3	98	Datos rechazados
29.1	b;p;osc;ur	136,8	67,6	2,0	1	432,7	201,0	0,46	8,94	12,17	0,1038	0,0579	0,0005	0,6537	0,0071	0,0822	0,0007	0,79	509,0	4,2	518,0	20,1	98	
49.1	b;pc;osc;sr	121,3	86,7	1,4	4	182,5	66,0	0,36	7,03	8,55	0,0492	0,0634	0,0006	1,0269	0,0130	0,1170	0,0007	0,45	713,1	3,9	715,7	20,1	100	
54.1	b;p;osc;ur	117,5	52,7	2,2	1	265,6	293,5	1,10	8,92	12,59	0,0922	0,0571	0,0005	0,6203	0,0072	0,0794	0,0006	0,63	492,7	3,5	490,3	20,4	100	
66.1	b;ov;osc;rd	121,6	75,7	1,6	5	241,8	106,1	0,44	27,02	6,02	0,0448	0,0732	0,0005	1,6796	0,0158	0,1660	0,0012	0,79	990,1	6,8	1020,8	15,2	97	

Todos los errores analíticos están presentados a un nivel de 1σ

**Sitio (de análisis):** b (borde), m (medio), c (centro)

**Forma:** p (prismática); pc (prismática corta), ov (ovoide), ec (ecuante)

**CL (Estructura interna, imágenes CL):** osc=zonación oscilatoria, zs=zonación sectorial, ho=homogénea oscura, hc=homogénea clara, a (anillo), rec (recristalización)

**Red (grado de redondeamiento):** prd (prácticamente sin redondear a muy pobremente redondeado), sr (subredondeado), rd: redondeado

Para el % Concordancia, 100% denota un análisis concordante

**Origen:** origen inferido, I (ígneo), M (metamórfico)

**CM:** clase morfológica



## **CAPÍTULO 8**

### **DISCUSIÓN**

En los capítulos precedentes se describió la litología de la Formación Nahuel Niyeu en las áreas de Aguada Cecilio, arroyo Pajalta, arroyo Valcheta y Ruta Nacional 23, así como la relación geológica entre esta unidad y las rocas magmáticas de los complejos plutónicos del Paleozoico. En dichas áreas predominan ampliamente las rocas metasedimentarias sobre las rocas metaígneas. Sin embargo, estas últimas se hallan presentes en la mayoría de las áreas analizadas. A su vez, en las metamorfitas mencionadas se describieron y analizaron las estructuras y microestructuras presentes y los grados metamórficos alcanzados. Parte de estas rocas se caracterizaron geoquímicamente y además, se estimaron las condiciones P-T del clímax metamórfico en tres metasedimentitas. Adicionalmente, se obtuvo una edad de cristalización magmática en una roca metaígneas y edades de circones detríticos en tres rocas metasedimentarias.

Toda esta información, junto a la información antecedente, se utilizará en el presente capítulo para analizar y discutir los distintos aspectos cruciales que permitan comprender en términos concretos la evolución geológica integral de la Formación Nahuel Niyeu. Para ello, se comenzará por considerar la relación entre los protolitos sedimentarios e ígneos y sus edades, lo que permitirá ajustar la edad de depositación de la secuencia sedimentaria. Luego, se analizarán las texturas sedimentarias relícticas, la composición mineralógica de los detritos, y características y edades de los circones detríticos de las metasedimentitas para poder interpretar la madurez de los protolitos y su proveniencia sedimentaria. Estas características junto a los resultados obtenidos de los análisis geoquímicos permitirán subsiguientemente dilucidar un ambiente tectónico de formación de los protolitos sedimentarios e ígneos. Posteriormente, se analizarán y discutirán integralmente todos los resultados vinculados a las distintas etapas de deformación y metamorfismo asociado y su relación con el magmatismo del Ordovícico y Pérmico, para así establecer un esquema de evolución tectónica y metamórfica para la Formación Nahuel Niyeu.

Una vez concluido el análisis integral de la Formación Nahuel Niyeu, se comparará a esta unidad con otras de las unidades metamórficas del noreste del Macizo Norpatagónico, para finalmente esbozar la evolución geodinámica durante el Paleozoico de todas estas unidades.

#### **8.1. RELACIÓN Y EDAD DE LOS PROTOLITOS ÍGNEOS Y SEDIMENTARIOS DE LA FORMACIÓN NAHUEL NIYEU**

Una actividad volcánica sin-sedimentaria ocurrida durante la depositación de los protolitos silicoclásticos de la Formación Nahuel Niyeu puede ser interpretada a partir del flujo de lava metaandesítico que yace intercalado en la secuencia metasedimentaria del área de Aguada Cecilio (Figs. 4.1, 4.4f y 8.1). Además, como la lava muestra estructuras tipo lava en almohadilla y peperitas, el volcanismo pudo haber ocurrido en un ambiente subácueo.

TIEMPO GEOLOGICO		DEFORMACIÓN Y ESTRUCTURA	METAMORFISMO	MAGMATISMO
¿Pérmico tardío o más joven?	D <sub>3</sub>	Pliegues kink y abiertos F <sub>3</sub> de rumbo NO-SE a NNO-SSE; locales; etapa final de deformación; compresión ~E-O (von Gosen, 2003)		
	D <sub>1</sub>	Pliegues F <sub>1</sub> de rumbo NE-SO sin vergencia definida que se intensifican de SE a NO (pliegues kink locales, Aguada Cecilio; pliegue abierto kilométrico, arroyo Pajalta; pliegues cerrados arroyo Valcheta, pliegues apretados y fallas inversas con transporte tectónico hacia el SE, Ruta Nacional 23 y sur de Nahuel Niyeu, Chernicoff y Caminos 1996a y Von Gosen, 2003); compresión ~ NO-SE  Estructuras D <sub>1</sub> son conspicuas entre el arroyo Valcheta y Nahuel Niyeu y cambian el rumbo original (ONO-ESE) de la fábrica D <sub>1</sub> -D <sub>2</sub> -D <sub>3</sub> de la Formación Nahuel Niyeu	Metamorfismo de muy bajo grado (¿regional?)  Edad: más joven que ~ 260 Ma	
Pérmico tardío	D <sub>3</sub>	Pliegues F <sub>3</sub> apretados a isoclinales de rumbo ONO-ESE y fallas inversas de alto ángulo; clivaje de crenulación de plano axial S <sub>3</sub> ; ejes de pliegues F <sub>3</sub> paralelos a los ejes F <sub>1</sub> y F <sub>2</sub> ; transporte tectónico hacia el SSO; compresión ~ NNE-SSO  Sur de Nahuel Niyeu: corrimientos con transporte hacia el S y SO (von Gosen, 2003); pliegues con vergencia al SO (Chernicoff y Caminos 1996a)	Metamorfismo regional M <sub>1</sub> en facies esquistos verde, zona clorita  Edades de enfriamiento K-Ar en biotita: 257 Ma dique de microgranodiorita (Aguada Cecilio, Varela et al., 2001), ca. 258 y 262 Ma Plutón San Martín (López de Luchi et al., 2008; Gozálvez, 2009b)	
Pérmico temprano		Condiciones frágiles (Formación Nahuel Niyeu rígida y "fría")	Metamorfismo de contacto local: hornfelses, porfiroblastos de andalusita y biotita, crecimiento estático de los filosilicatos de S <sub>1</sub> -S <sub>2</sub>	Complejo Plutónico Navarrete: Plutón Navarrete (edad de cristalización magmática U-Pb SHRIMP en circones 281 Ma, Pankhurst et al., 2006), tonalita Ruta Nacional 23
Ordovícico Temprano		Condiciones frágiles  Enclaves angulosos de roca de caja y bordes pegmatíticos en diques de leucogranito (Ruta Nacional 23)  Enclaves angulosos de roca de caja en diques de microgranodiorita (Aguada Cecilio)		Plutón Valcheta y diques de leucogranito (Ruta Nac. 23), edad de enfriamiento Ar-Ar en muscovita de 470 Ma y 468 Ma (Gozálvez, 2009; Rapalini et al., 2013)  Diques de microgranodiorita (Aguada Cecilio)
Época 2 del Cámbrico a Ordovícico Temprano		Levantamiento y enfriamiento cortical postorogénico  Condiciones estáticas	Etapa retrógrada del metamorfismo regional M <sub>1</sub> , en zona clorita	
	D <sub>2</sub>	Pliegues F <sub>2</sub> isoclinales y similares de rumbo ONO-ESE; los pliegues F <sub>2</sub> son coaxiales con los pliegues F <sub>1</sub> ; foliación penetrativa de plano axial S <sub>2</sub> ; lineación L <sub>2</sub> de rumbo ONO; compresión ~NNE-SSO	Metamorfismo regional M <sub>1</sub> en facies esquistos verdes, zona biotita (Aguada Cecilio, arroyos Pajalta y Valcheta y Ruta Nacional 23)	Climax metamórfico (0,22 a 0,31 GPa y 363 a 372 °C), zona biotita
	D <sub>1</sub>	Pliegues F <sub>1</sub> isoclinales y similares de rumbo ONO-ESE; foliación penetrativa de plano axial S <sub>1</sub> ; compresión ~NNE-SSO	Sur de Nahuel Niyeu: facies esquistos verde grado clorita	Etapa progradada desde zona clorita a zona biotita
Época 2 del Cámbrico		Protolitos sedimentarios: depósitos turbidíticos inmaduros  Litofacies verde grisácea: grauvacas feldespáticas y líticas masivas, grauvacas feldespáticas laminadas, lutitas y conglomerados líticos  Litofacies marrón amarillenta: grauvacas feldespáticas laminadas y lutitas  Litofacies roja: areniscas feldespáticas, grauvacas feldespáticas, grauvacas feldespáticas masivas, lutitas  Edad de deposición en Aguada Cecilio: entre 516,6 - 515 Ma y 513,6 Ma  Edad máxima de deposición 515 Ma a 507 Ma en el sur de la localidad de Nahuel Niyeu (Pankhurst et al., 2006; Rapalini et al., 2013). Similares a las edades de deposición.  Rocas fuente de los protolitos sedimentarios (ubicadas en áreas proximales a la cuenca): (1) rocas ígneas de < 520 Ma (arco magmático activo) (2) rocas ígneas de ~555-520 Ma (3) rocas metasedimentarias de alto y bajo grado con edades máximas de sedimentación en torno a los ~560-550 Ma y posible metamorfismo a ~540-530 Ma (en las de alto grado)  Ambiente tectónico: cuenca de margen continental asociada con un arco magmático activo		Magmatismo sin-sedimentario: flujo de lava andesítica, delgados niveles de tobas en litofacies roja (Aguada Cecilio)  Magmatismo posterior a la consolidación de la secuencia clástica (513,6 ± 3,3 Ma): filones capa simples de gabro/diorita y peridotita, filones capa compuestos de granodiorita-gabro/diorita y gabro/diorita-peridotita

**Figura 8.1.** Interpretación de los diferentes eventos en la Formación Nahuel Niyeu (tabla simplificada y esquemática). La orientación de las estructuras de deformación D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub> y D<sub>3</sub> corresponden a aquellas descritas en los afloramientos de Aguada Cecilio, donde muestran su orientación original (ver texto sección 8.4.2).

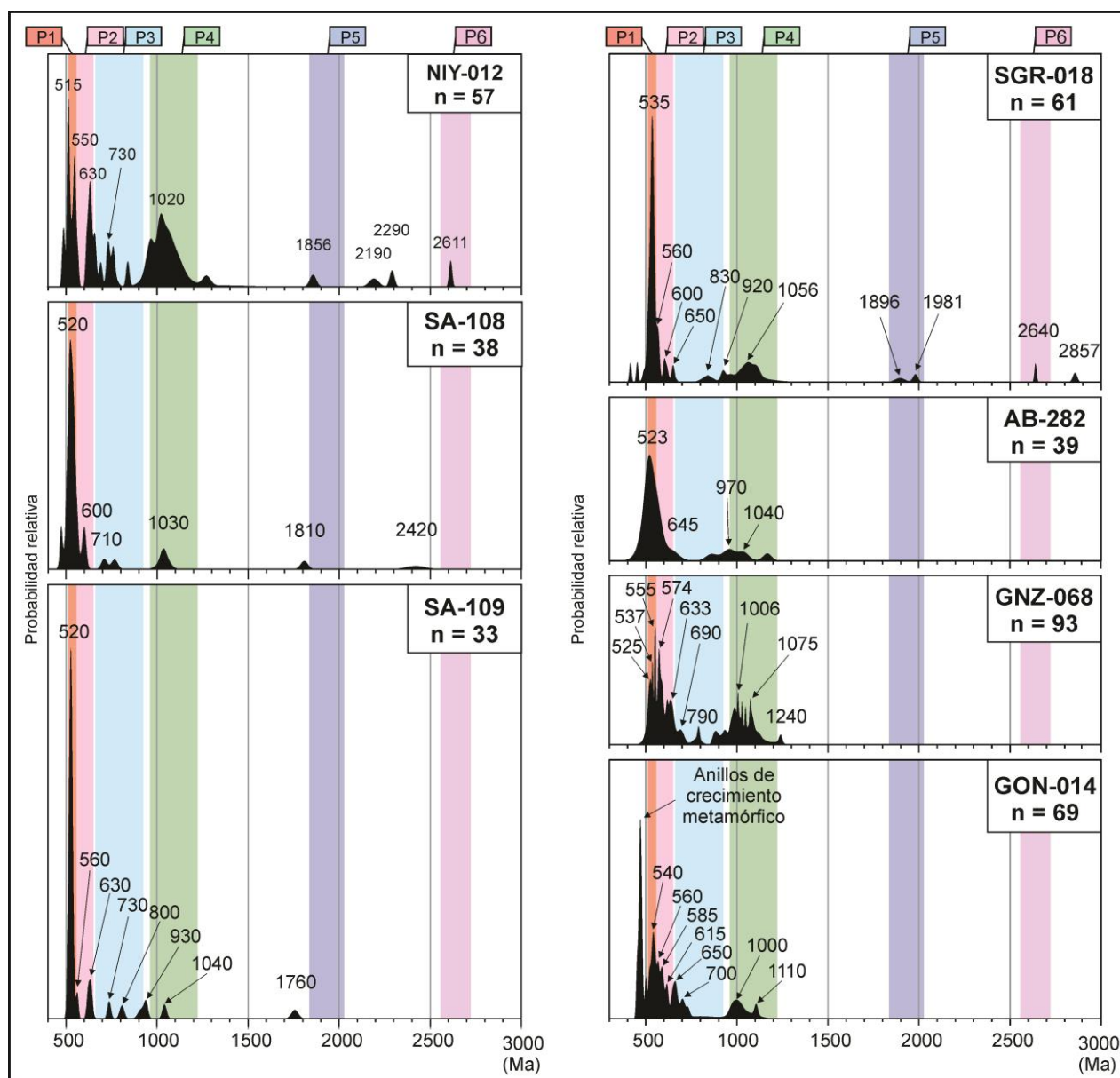
Los contactos netos que muestran los filones capa, paralelos a la estratificación sedimentaria relíctica  $S_0$  de las rocas metasedimentarias (Figs. 4.1, 4.2, 4.4a, 4.15, 4.22 y 4.23c), sugieren que su inyección ocurrió con posterioridad a la consolidación de la secuencia clástica pero con anterioridad al comienzo de la deformación y el metamorfismo, ya que estos cuerpos ígneos comparten las mismas estructuras de deformación y el metamorfismo asociado con sus rocas de caja metasedimentarias (Fig. 8.1). Con respecto a esto, los filones capa podrían estar genéticamente conectados con el flujo de lava andesítico.

El mapeo de la Formación Nahuel Niyeu ha mostrado que sólo en el área de Aguada Cecilio los filones capa presentan variaciones composicionales y se pueden agrupar en un enjambre (Figs. 4.1 y 4.2). Tomando en consideración todas las áreas estudiadas, los filones capa simples de metagabro/diorita dominan sobre el resto de las composiciones y sólo dos filones capa compuestos están presentes en el área de Aguada Cecilio (Figs. 4.1, 4.2, 4.15, 4.22). No obstante, futuros mapeos de detalle podrían revelar la existencia de más filones capa comparables a estos últimos. Como los contactos internos entre las facies ígneas son transicionales y sin bordes enfriados, los cumulos metaperidotíticos en la base del filón capa compuesto de metagabro/diorita-peridotita podrían ser el producto de segregación gravitacional o por flujo desde el magma gabroico (Fig. 4.1). Además, el contacto transicional entre el metagabro/diorita basal y la metagranodiorita en el filón capa compuesto más grande sugiere un proceso de diferenciación magmática en común para estas facies ígneas. De la misma forma, los lentes de metagranito, como diferenciados magmáticos, en la metagranodiorita indican un proceso similar (Figs. 4.1 y 4.4c). A partir de lo expuesto, es posible una relación espacial, temporal y genética entre las facies ígneas gabro/diorítica, peridotítica, granodiorítica y granítica. La vinculación genética de estas rocas puede delinearse, además, químicamente, dado que todas son de afinidad tholeiítica. Por lo tanto, se puede asignar la edad de cristalización magmática de  $513,6 \pm 3,3$  Ma, obtenida en el diferenciado metagranítico (Fig. 7.1b), a todo el enjambre de filones capa presente en el área de Aguada Cecilio. Adicionalmente y en base a que todos los filones capa mapeados presentan las mismas relaciones geológicas con sus rocas de caja metasedimentarias, se puede inferir una edad similar para aquellos cuerpos ígneos presentes en las áreas del arroyo Pajalta y arroyo Valcheta (Fig. 8.1).

El análisis de las edades de circones detríticos presentado en esta tesis sugiere una edad de depositación de los protolitos silicoclásticos de las tres litofacies de la Formación Nahuel Niyeu, en el área de Aguada Cecilio, en la Época 2 del Cámbrico o más joven (Figs. 7.3a-c). El límite superior de la depositación está dado por la edad de cristalización de los filones capa intercalados en la secuencia metasedimentaria. Por lo tanto, la depositación de los protolitos sedimentarios en el área de Aguada Cecilio puede ajustarse a la Época 2 del Cámbrico entre los 516,6-515 Ma (edad máxima de sedimentación) y 513,6 Ma (inyección de los filones capa) (Fig. 8.1). Además, la similitud entre las edades máximas de depositación calculadas y de



deposición ajustada sugiere que las edades de los circones detríticos más jóvenes servirían para datar la deposición en esta unidad. Teniendo en cuenta la edad de deposición obtenida en esta tesis para el área de Aguada Cecilio y las edades máximas de deposición informadas por [Pankhurst et al. \(2006\)](#) (muestra NIY-012, ~515 Ma) y [Rapalini et al. \(2013\)](#) (muestras SA108, ~515 Ma y SA109, ~507 Ma) al sur de Nahuel Niyeu y oeste de Valcheta ([Figs. 1.1b y 8.2](#)), se interpreta que la edad de deposición para toda la Formación Nahuel Niyeu ocurrió en la Época 2 del Cámbrico.



**Figura 8.2.** Diagramas de probabilidad relativa de las edades de circones detríticos para las rocas del basamento metasedimentario del Macizo Norpatagónico obtenidas por otros autores. Las muestras NIY-012 ([Pankhurst et al., 2006](#)), SA-108 y SA-109 ([Rapalini et al., 2013](#)) corresponden a la Formación Nahuel Niyeu. Las muestras SGR-018 ([Pankhurst et al., 2006](#)) y AB-282 ([Naipauer et al., 2010](#)) corresponden a la Formación El Jagüelito. Las muestras GNZ-068 ([Greco et al., 2014](#)) y GON-014 ([Pankhurst et al., 2006](#)) corresponden al Complejo Mina Gonzalito. El pico de probabilidad más joven en la muestra GON-014 es resultado del análisis en bordes de crecimiento metamórfico en los circones detríticos. n = número de granos analizados. Los números sobre las curvas indican la edad de los picos. Para poder establecer una comparación, las barras de color son las mismas que en la Figura 7.3 y representan el rango de edades de las poblaciones de granos de zircón establecidas para la Formación Nahuel Niyeu. La localización de las muestras se encuentra en las figura 1.1b-d.

## 8.2. MADUREZ DE LOS PROTOLITOS SILICOCLÁSTICOS DE LA FORMACIÓN NAHUEL NIYEU Y SUS ROCAS FUENTE

El análisis global de las características sedimentarias relícticas (textura y composición mineralógica de los detritos) junto a las características morfológicas, origen y edades de los circones detríticos de las metasedimentitas de la Formación Nahuel Niyeu aportan una valiosa información sobre el grado de madurez de sus protolitos silicoclásticos y sus rocas fuente.

En este sentido, las metagrauvacas de las tres litofacies metasedimentarias, las cuales constituyen la litología dominante junto a las filitas, preservan características comunes como detritos de granulometría arena subredondeados a subangulosos y pobremente a muy pobremente seleccionados (p.ej. Figs. 4.8a, b, 4.10a, b, e, y 4.20a, b). Estas características junto a la abundante cantidad de matriz recrystalizada que rodea a los granos detríticos sugieren que los protolitos silicoclásticos de estas rocas eran texturalmente inmaduros, según el concepto de Folk (1951). De la misma forma, los metaconglomerados de la litofacies verde grisácea presentan características relícticas similares a las metagrauvacas, por lo que también podrían considerarse a sus protolitos texturalmente inmaduros (Figs. 4.21a y b). En el caso de las metaarenitas feldespáticas de la litofacies roja, las cuales tienen poca representación areal (Fig. 4.1), su escasa matriz recrystalizada y sus detritos subangulosos a subredondeados muy pobremente seleccionados indicarían que sus protolitos eran texturalmente submaduros (Figs. 4.10c y d), según Folk (1951). Además, la variedad de clases morfológicas de circones detríticos que presentan estas rocas también indican que son texturalmente inmaduras (Tabla 7.2). En síntesis, en líneas generales los protolitos silicoclásticos de la Formación Nahuel Niyeu son texturalmente inmaduros. La inmadurez textural es típica de sedimentos que no han sido sometidos a suficiente transporte y retrabajo como para remover el material fino y producir una buena selección y redondez de los granos previamente a su depositación (Boggs, 2009, p. 52). Por otro lado, la gran cantidad de detritos lábiles que presentan todas estas rocas, como plagioclasa, feldespatos alcalinos y fragmentos líticos, los cuales permitieron clasificarlas como feldespáticas y líticas, indican que sus protolitos eran composicionalmente inmaduros. Esta característica es típica de sedimentos ubicados cerca de sus rocas fuente o que han sido rápidamente transportados y depositados con escaso retrabajo desde un área fuente que involucraba meteorización química y física limitada (Tucker, 2001, p. 48). Por lo tanto, podría considerarse que los protolitos silicoclásticos de la Formación Nahuel Niyeu eran inmaduros y que habrían provenido de rocas fuente proximales. Adicionalmente, la composición de los fragmentos líticos indica que las rocas fuente eran ígneas (volcanitas ácidas y granitoides) y metamórficas de bajo (pizarras y filitas) y ¿alto grado? (¿cuarzo policristalino proveniente de gneises?) (p.ej. Figs. 4.8a, b, 4.21a y b). Esto también se ve reflejado en la coexistencia de granos de circones detríticos tanto de origen ígneo como metamórfico (Tablas 7.3, 7.4 y 7.5). Todas estas particularidades son consistentes con estudios petrográficos previos en las

metasedimentitas de esta unidad, al sur de la localidad de Nahuel Niyeu, que indican que los protolitos silicoclásticos fueron depósitos turbidíticos inmaduros con proveniencia desde volcanitas ácidas y rocas plutónicas y metamórficas (Cagnoni et al., 1993; Caminos, 2001).

Considerando la inmadurez textural y composicional de los protolitos silicoclásticos, a continuación se analizan las poblaciones de circones detríticos y sus edades identificadas en las tres metagrauvas estudiadas con el fin de examinar en detalle las rocas fuente proximales, ígneas y metamórficas, de los protolitos silicoclásticos de la Formación Nahuel Niyeu, y además definir sus edades.

Los circones ígneos más jóvenes (< 520 Ma) dentro de la población P1 registrados en las metagrauvas de las tres litofacies analizadas (Figs. 7.3a-c; Tablas 7.3, 7.4, 7.5, A.2, A.3 y A.4), sugieren rocas fuente magmáticas proximales y contemporáneas con la sedimentación de los protolitos de la Formación Nahuel Niyeu. Circones detríticos con edades equivalentes también están presentes en las muestras analizadas por Pankhurst et al. (2006) (muestra NIY-012) y Rapalini et al. (2013) (muestras SA-108 y SA-109). Las diferentes proporciones en que aparecen estos granos en las metagrauvas analizadas indicarían un aporte más o menos restringido desde estas rocas fuente.

La abundante proporción de circones ígneos con edades entre 556 y ~520 Ma en la población P1 de las metagrauvas de las litofacies roja (muestra V11-51) y marrón amarillenta (muestra V11-170) (Figs. 7.3b y c; Tablas 7.4, 7.5, A.3 y A.4), indica también que rocas magmáticas proximales con estas edades serían una de las fuentes principales de los protolitos de estas metasedimentitas. En cambio, la metagrauva de la litofacies verde grisácea (muestra V11-81) muestra una ausencia absoluta de circones ígneos con edades entre 530 y 520 Ma y sólo presenta 5 circones ígneos con edades entre 556 y 543 Ma, lo cual indica un aporte restringido desde esta fuente magmática (Tabla A.2). Posibles fuentes de los granos ígneos con edades entre ~530 y ~520 Ma podrían haber sido rocas ígneas temporalmente equivalentes a la Granodiorita Tardugno, la cual posee edades de cristalización entre 528 y 522 Ma (Fig. 1.b; Rapalini et al., 2013; Pankhurst et al., 2014). De la misma forma, Rapalini et al. (2013) asignaron grandes cantidades de circones detríticos del Cámbrico Temprano, presentes en las muestras SA108 y SA109, a la misma fuente (Fig. 8.2).

Las poblaciones más antiguas de circones detríticos (P2- Ediacariano-Criogeniano, 561-650 Ma; P3- Criogeniano-Toniano, 662-925 Ma; P4- Toniano-Steniano, 961-1239 Ma; P5- Paleoproterozoico, 1839-2028 Ma y P6- Arqueano, 2557-2722 Ma) identificadas en las metagrauvas analizadas (Figs. 7.3a-c; Tablas 7.3, 7.4, 7.5, A.2, A.3 y A.4) son similares a las distribuciones de edades más antiguas descriptas por Pankhurst et al. (2006) y Rapalini et al. (2013) en las muestras NIY-012, SA-108 y SA-109 (Figs. 1.1b y 8.2). Pankhurst et al. (2006) se refirieron a este patrón de distribución de edades de circones detríticos como una proveniencia de detritos típicamente de Gondwana.

Patrones de edades de circones detríticos similares a los de las poblaciones más antiguas de la Formación Nahuel Niyeu (P2, P3, P4, P5 y P6; Figs. 7.3 y 8.2) fueron obtenidos por Pankhurst et al. (2003) (muestra PAT.008.4) y Chernicoff et al. (2010) (muestra MG96) en rocas metasedimentarias de bajo grado en los alrededores del área de estudio, hacia el sur y norte del Macizo Norpatagónico, en el Macizo del Deseado y en la provincia de La Pampa, respectivamente (Figs. 8.3a-c). La roca analizada por Pankhurst et al. (2003) es una filita (muestra PAT.008.4) que pertenece al Complejo Río Deseado (Viera y Pezzuchi, 1976) y corresponde a los afloramientos de la estancia Dos Hermanos. Esta roca presenta una edad máxima de sedimentación de *ca.* 565 Ma (Ediacárico) y está intercalada con anfibolitas cuya edad mínima fue establecida en 540 Ma (K-Ar en anfíbol, Pezzuchi, 1978). Esta edad mínima fue considerada cercana al metamorfismo de las filitas (Giacosa et al., 2002; Pankhurst et al., 2003). Por otra parte, la roca analizada por Chernicoff et al. (2010) es una metapelita de bajo grado (muestra MG96) del Complejo metamórfico Las Piedras (Tickyj, 1999) de los afloramientos de la estancia homónima. Estos autores establecieron una edad máxima de deposición para estas rocas de *ca.* 555 Ma (Ediacárico). Una edad Ar-Ar en muscovita de 523 Ma en filitas del mismo complejo, en la Estancia Antimán que se encuentra cercana a la Estancia Las Piedras, es considerada como una mezcla entre la edad del protolito y la edad del metamorfismo de estas rocas (Tickyj, 1999). Los datos expuestos indican que las rocas metasedimentarias de la Provincia de la Pampa y del Macizo del Deseado pueden ser más antiguas que la edad de deposición de los protolitos sedimentarios de la Formación Nahuel Niyeu. La similitud en la distribución de los patrones de edades de circones detríticos de las rocas de los complejos Río Deseado y Las Piedras con aquellos de las poblaciones P2 a P6 de la Formación Nahuel Niyeu consiste en que las primeras presentan (Figs. 8.3b y c): 1- proveniencia típicamente Gondwánica y edades máximas de deposición de *ca.* 555-565 Ma (Ediacárico), 2- picos de probabilidad más jóvenes cercanos en edad al límite entre las poblaciones P1 y P2 de la Formación Nahuel Niyeu, y 3- picos de probabilidad más antiguos temporalmente equivalentes con las edades de las poblaciones P2, P3, P4, P5 y P6.

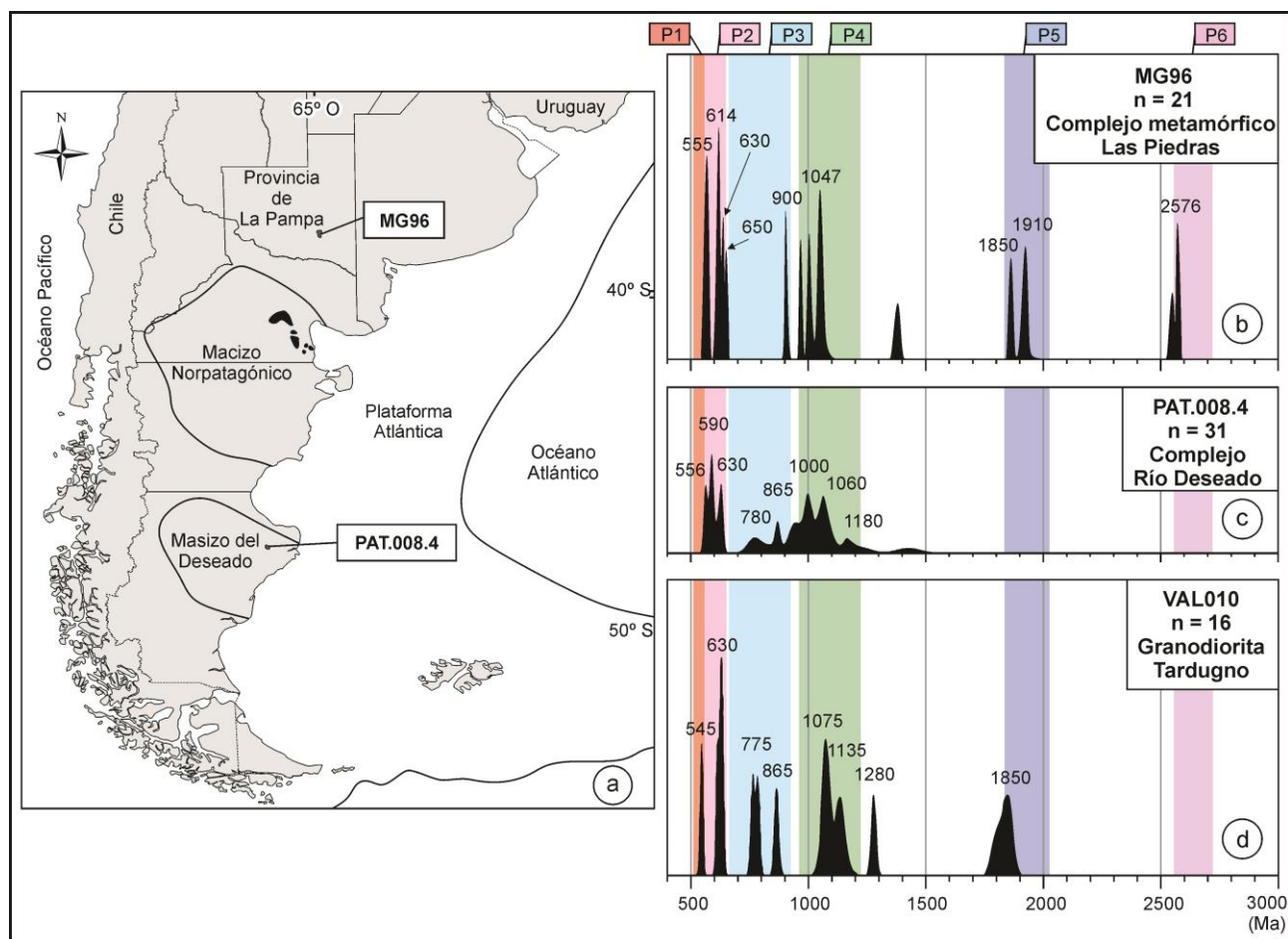
A partir de lo expuesto, es posible considerar que las rocas fuente proximales metamórficas establecidas anteriormente para los protolitos silicoclásticos de la Formación Nahuel Niyeu podrían haber sido metasedimentitas análogas a las descritas al norte y sur del Macizo Norpatagónico, pero ubicadas en las cercanías de la cuenca de deposición de los protolitos de esta unidad (dentro del Macizo Norpatagónico). Estas rocas habrían sido recicladas aportando los circones detríticos de variado origen y clases morfológicas de las poblaciones más antiguas de la Formación Nahuel Niyeu, y también los detritos metamórficos. Desafortunadamente, rocas equivalentes no afloran en el Macizo Norpatagónico. Sin embargo, núcleos heredados con edades Neoproterozoico (545-863 Ma), Mesoproterozoico (1069-1276 Ma) y Paleoproterozoico (1800-1851 Ma) en circones magmáticos de la Granodiorita Tardugno (muestra VAL010 edad de cristalización magmática U-Pb SHRIMP 526 Ma, Pankhurst et al., 2014) fueron interpretados por



Pankhurst et al. (2014) como provenientes de rocas sedimentarias o metasedimentarias del Cámbrico Temprano o Neoproterozoico tardío, las cuales representarían material polireciclado del margen de Gondwana en la corteza superior. Las edades de estos núcleos heredados son equivalentes a las edades más antiguas de la población P1 y a las edades de las poblaciones P2 a P5 de la Formación Nahuel Niyeu (Fig. 8.3d). Además, xenolitos de varios metros de longitud de gneises reportados por Gozálvez (2009b) en el plutón ordovícico Valcheta podrían ser fragmentos de rocas metasedimentarias de alto grado, más antiguas que la Formación Nahuel Niyeu. Esto sumado a los circones detríticos de origen metamórfico más jóvenes (con edades entre 538 y 532 Ma) reconocidos en la población P1 de las muestras analizadas (Tablas A.2, A.3 y A.4) y a los clastos de cuarzo policristalino (¿metamorfitas de alto grado?) podrían indicar que parte de estas rocas metasedimentarias fuente habrían sido de alto grado metamórfico. Por lo tanto, las metasedimentitas fuente podrían corresponder al sustrato no aflorante de la Formación Nahuel Niyeu y también a la roca de caja de la Granodiorita Tardugno, la cual no aflora. Además, estas rocas deberían haber estado en un área sometida a erosión para proveer los detritos a la cuenca.

Las rocas metasedimentarias proximales inferidas pudieron haber sido la fuente principal de la litofacies verde grisácea, ya que las poblaciones P2, P3, P4, P5 y P6 de la metagrauvaca de esta litofacies acumulan el 83 % de la distribución de edades de los circones detríticos (muestra V11-81, Tabla 7.3). Esto podría estar reflejado en la abundante proporción de líticos metamórficos que preserva esta muestra (pizarras, filitas y cuarzo policristalino), y en general las rocas de esta litofacies. En cambio, en las metagrauvacas analizadas de las litofacies roja y marrón amarillenta las poblaciones P2 a P6 acumulan el 42 y 48 %, respectivamente (Tablas 7.4 y 7.5), indicando que estas metamorfitas serían una fuente secundaria en relación a las rocas ígneas fuente de menos de 556 Ma discutidas anteriormente. Esta relación además se observa petrográficamente en la baja proporción de líticos metamórficos encontrados en las rocas de estas litofacies. Por otro lado, no se puede descartar que estas posibles rocas fuente hayan aportado algunos de los circones con edades cercanas a ~550 Ma presentes en la población P1 de cada metagrauvaca analizada (Tablas A.2, A.3 y A.4).

De acuerdo con las características litológicas y el análisis de las poblaciones de circones detríticos discutidos anteriormente, la mezcla en diferentes proporciones de detritos provenientes de (1) rocas ígneas de < 520 Ma, (2) rocas ígneas de ~555-520 Ma y (3) rocas metasedimentarias de alto y bajo grado con edades máximas de sedimentación en torno a los ~560-550 Ma y posible metamorfismo a ~540-530 Ma (en las de alto grado), podrían dar cualquiera de los patrones de circones detríticos (tipo Gondwánico) reconocidos en la Formación Nahuel Niyeu. Las tres fuentes deberían haber estado en áreas proximales sometidas a erosión para proveer los detritos a la cuenca donde se depositaban los protolitos inmaduros turbidíticos de esta unidad (Fig. 8.1).



**Figura 8.3. (a)** Mapa esquemático de la situación regional de los afloramientos de rocas de basamento del Macizo Norpatagónico (en negro) y ubicación de las muestras de las metasedimentitas con edades máximas de sedimentación en el Ediacárico, al norte y sur del macizo Norpatagónico (en gris oscuro). **(b) y (c)** Diagramas de probabilidad relativa de las edades de circones detríticos de las rocas metasedimentarias del norte y sur del Macizo Norpatagónico. Complejo metamórfico Las Piedras (metapelita de bajo grado, Estancia Las Piedras, muestra MG96, [Chernicoff et al., 2010](#)). Complejo Río Deseado (filita, Estancia Dos Hermanos, muestra PAT.008.4, [Pankhurst et al., 2003](#)). n = número de granos analizados. Los números sobre las curvas indican las edades de los picos de probabilidad. A modo de comparación, las barras de color indican el rango de edades de las poblaciones de circones establecidas para la Formación Nahuel Niyeu (P1, P2, P3, P4, P5 y P6). Notar la ausencia de edades correspondientes a la población P1 establecidas para las rocas de la Formación Nahuel Niyeu. **(d)** Diagramas de probabilidad relativa de las edades de núcleos de circones de la Granodiorita Tardugno (muestra VAL010, edad de cristalización U-Pb SHRIMP 526 Ma, [Pankhurst et al., 2014](#)). Este diagrama fue tomado de [Pankhurst et al., 2014](#).

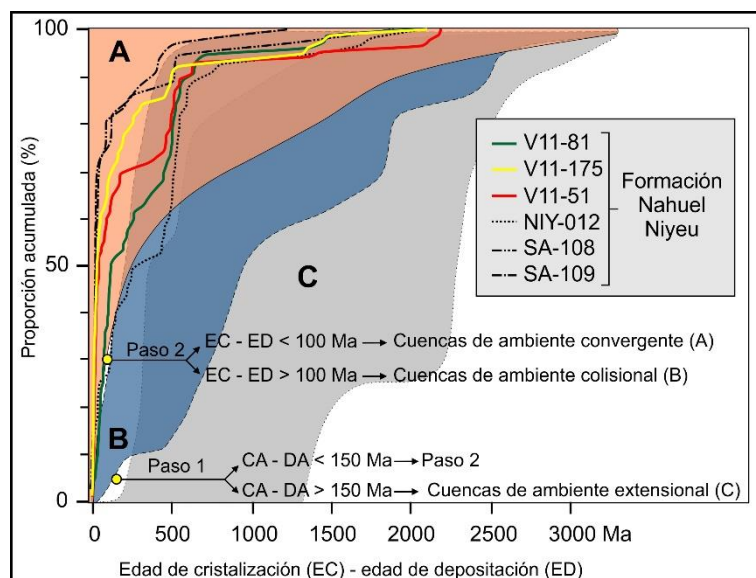
### 8.3. AMBIENTE TECTÓNICO DE LOS PROTOLITOS DE LA FORMACIÓN NAHUEL NIYEU

A pesar de que la deformación dúctil y el metamorfismo obscurecieron las características originales de los protolitos sedimentarios e ígneos de la Formación Nahuel Niyeu, el análisis de sus circones detríticos y de las características geoquímicas y litológicas primarias permiten asociarlos a un determinado ambiente tectónico.

Al respecto, [Cawood et al. \(2012\)](#) sugirieron que el ambiente tectónico de una cuenca puede aproximarse a partir de los patrones de edades de circones detríticos. Estos autores indicaron que esta aproximación es posible porque los patrones de edades de circones detríticos están principalmente controlados por: (1) el volumen de magma generado y preservado en cada ambiente tectónico, resultando en una entrada variable de circones al registro sedimentario, (2) la facilidad con que los granos de circón de

variadas edades y orígenes son incorporados al registro sedimentario, y (3) el registro de circones antiguos incorporados a los sedimentos. A partir de esto, [Cawood et al. \(2012\)](#) propusieron un modelo que permite predecir el ambiente tectónico de una cuenca sedimentaria, planteando la distribución de la diferencia entre la edad medida de cristalización de cada grano de circon detrítico (EC) y la edad de deposición de la sucesión sedimentaria que contiene a los granos (ED). De acuerdo a este modelo, casi todas las muestras de la Formación Nahuel Niyeu, incluyendo las muestras presentadas en esta tesis (muestras V11-81, V11-170 y V11-51) y aquellas reportadas por [Pankhurst et al. \(2006\)](#) (muestra NIY-012) y [Rapalini et al. \(2013\)](#) (muestras SA-108 y SA-109), grafican en el campo de ambiente convergente ([Fig. 8.4](#)). Este ambiente incluye a todas las cuencas ubicadas dentro de una zona de supra-subducción, desde cuencas de trinchera hasta de trasarco ([Cawood et al., 2012](#)). La alta proporción de circones detríticos de origen ígneo y edades cercanas a la edad de sedimentación (< 520 Ma), especialmente en las muestras V11-170 y V11-51 ([Fig. 7.3](#)), refleja una actividad magmática contemporánea con la sedimentación de los protolitos silicoclásticos de la Formación Nahuel Niyeu, la cual es típica de las cuencas de margen convergente. De hecho, los delgados niveles de metatobas intercalados en las metasedimentitas de la litofacies roja en el área de Aguada Cecilio son una evidencia directa del funcionamiento de un arco magmático durante la sedimentación de esta unidad ([Fig. 4.3f](#)). En forma equivalente, [Pankhurst et al. \(2006\)](#) indicaron que el pico de probabilidad prominente y más joven de la distribución de las edades de circones detríticos en la muestra NIY-012 se corresponde con la erosión de un arco magmático activo cercano.

Por otra parte, las características geoquímicas de las metasedimentitas analizadas en el área de Aguada Cecilio y del arroyo Valcheta vinculan a los protolitos de estas rocas a una cuenca de margen continental activo ([Figs. 5.2b-d](#)); análisis geoquímicos en metasedimentitas realizados por [Cagnoni et al. \(1993\)](#) al sur de Nahuel Niyeu y [Giacosa \(1994a\)](#) en Aguada Cecilio, arrojan los mismos resultados. Además, los protolitos sedimentarios inmaduros turbidíticos y las rocas fuente proximales sugeridas para la Formación Nahuel Niyeu en la sección anterior, son consistentes con una cuenca de margen continental activo. Este ambiente también es sustentado por las características geoquímicas de los filones intercalados en las metasedimentitas, las cuales indican magmatismo tholeiítico relacionado a subducción e intervención de la corteza continental en los procesos magmáticos ([Fig. 5.1](#)).



**Figura 8.4.** Proporción acumulada de la variación de la diferencia entre la edad de cristalización medida de un grano de circón detrítico (EC) y la edad de deposición de la sucesión metasedimentaria de la Formación Nahuel Niyeu (ED). Este diagrama está basado en [Cawood et al., 2012](#). En este caso la edad de deposición está ajustada entre 516,6-515 Ma y 513,6 Ma (ver texto en la sección 8.1). Para simplificar se adoptó una edad de sedimentación de 515 Ma. Las zonas de color representan ambientes convergentes (A: naranja), colisionales (B: azul) y extensionales (C: gris). Las cuencas de ambientes extensionales tienen EC-ED mayores que 150 Ma en el 5% más joven de los circones (Paso 1). Las cuencas de ambientes convergentes tienen EC-ED menores que 100 Ma en el 30% más joven de los circones (Paso 2). Las cuencas asociadas a ambientes colisionales tienen EC-ED mayores que 100 Ma en el 30% más joven de los circones (Paso 2). Casi todas las muestras caen en el campo de las cuencas de ambiente convergente. Muestras V11-81, V11-170 y V11-51 (esta tesis), NIY-012 ([Pankhurst et al., 2006](#)) y SA-108 y SA-109 ([Rapalini et al., 2013](#)).

En síntesis y de acuerdo a las características geocronológicas, geoquímicas y litológicas discutidas anteriormente, los protolitos sedimentarios inmaduros e ígneos de la Formación Nahuel Niyeu podrían haberse formado en una cuenca de margen continental asociada a un arco magmático activo durante la Época 2 del Cámbrico ([Fig. 8.1](#)). Un ambiente similar fue sugerido por [Pankhurst et al. \(2006\)](#), pero sólo sobre la base de datos de circones detríticos. Dicho arco magmático debió estar activo ya desde el Precámbrico muy tardío como lo indican las rocas ígneas fuente proximales con edades de ~555-520 Ma, interpretadas en la sección anterior. Además, la Granodiorita Tardugno es una evidencia directa de magmatismo de arco durante el Terreneuviense ([Rapalini et al., 2013](#); [Pankhurst et al., 2014](#)).

#### 8.4. SÍNTESIS DE LAS ETAPAS DE DEFORMACIÓN Y METAMORFISMO DE LA FORMACIÓN NAHUEL NIYEU

En la [figura 8.1](#) se han resumido las principales características de la secuencia de etapas de deformación y metamorfismo de la Formación Nahuel Niyeu y su relación con los eventos magmáticos.



#### 8.4.1. Evento tectónico (D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub>) y metamorfismo regional asociado (M<sub>1</sub>) del Paleozoico temprano

El análisis mineralógico, textural y microtectónico a nivel regional de las metasedimentitas sugiere que las etapas de deformación D<sub>1</sub> y D<sub>2</sub> fueron acompañadas por un metamorfismo regional M<sub>1</sub> que alcanzó la facies esquistos verdes, zona biotita de acuerdo a que los clivajes de plano axial S<sub>1</sub> y S<sub>2</sub> de los pliegues coaxiales F<sub>1</sub> y F<sub>2</sub>, respectivamente, están definidos por la misma asociación mineral metamórfica con clorita y biotita como minerales índice. Estas condiciones de metamorfismo se alcanzaron en dos etapas, una primera de metamorfismo progrado desde un grado más bajo en zona clorita hasta un grado más alto en zona biotita y asociado a la etapa de deformación D<sub>1</sub> y una segunda etapa de clímax metamórfico también en zona biotita (Capítulo 6). Esta última, alcanzada en forma contemporánea con la etapa de deformación D<sub>2</sub> ya que los minerales metamórficos que definen el clivaje de crenulación S<sub>2</sub> presentan un tamaño de grano mayor y un aumento de la moda respecto a aquellos que definen el clivaje S<sub>1</sub>. Las condiciones P-T del clímax del metamorfismo regional M<sub>1</sub> fueron estimadas en 0,22 a 0,31 GPa y 363 a 372 °C, a partir de las pseudosecciones construidas en las metasedimentitas (Capítulo 6).

Las rocas metaígneas muestran una evolución del metamorfismo M<sub>1</sub> equivalente a la descrita para las metasedimentitas. Específicamente en aquellos esquistos verdes donde se pudo reconocer las foliaciones S<sub>1</sub> y S<sub>2</sub>, la primera de estas foliaciones está definida por tremolita-actinolita + clorita + epidoto + albita + titanita + calcita + cuarzo indicando condiciones de facies esquistos verdes, mientras que la segunda está definida por las mismas especies minerales que componen la foliación S<sub>1</sub> incluyendo, además, biotita marrón verdosa (sección 4.1.3.2, Fig. 4.11a). Esta biotita reemplaza parcialmente a la clorita y tremolita-actinolita del S<sub>1</sub> y aparece típicamente en la facies esquistos verdes a ~400°C durante el metamorfismo progrado de rocas máficas (Bucher y Grapes, 2011). Por lo tanto, la aparición de esta biotita asociada a la foliación S<sub>2</sub> es consistente con que el clímax del metamorfismo regional M<sub>1</sub> haya ocurrido durante la etapa de deformación D<sub>2</sub>, y además, su temperatura de aparición es coherente con la temperatura estimada del clímax metamórfico.

La clorita retrógrada que reemplaza pseudomórficamente a minerales de la paragénesis de la foliación S<sub>1</sub>-S<sub>2</sub> (biotita en metasedimentitas y tremolita-actinolita y biotita marrón verdosa en metaígneas), y que las evidencias petrográficas indican que es post D<sub>2</sub> - pre D<sub>3</sub>, podría pertenecer a una etapa retrógrada en zona clorita del metamorfismo regional M<sub>1</sub> en condiciones estáticas y asociada a un proceso de hidratación de las rocas. Además, las microestructuras de recrystalización estática post D<sub>2</sub> - pre D<sub>3</sub> (p.ej. textura granoblástica en cuarzo) observadas a nivel regional en las metasedimentitas de las áreas sin efecto térmico de alguna intrusión magmática (p.ej. Aguada Cecilio y arroyo Valcheta), podrían ser una evidencia más de esta etapa retrógrada. Esto es, teniendo en cuenta que estas microestructuras de recrystalización estática no sólo se generan cuando la temperatura es relativamente alta luego del cese de la deformación, sino que

también están comúnmente asociadas con hidratación y transformaciones retrógradas donde hay mucha agua presente en los bordes de los granos (Passchier y Trouw, 2005). Por lo tanto, se considera que el metamorfismo regional  $M_1$  tuvo una etapa retrógrada bajo condiciones estáticas en zona clorita.

En síntesis y en base a la discusión previa, las etapas de deformación  $D_1$  y  $D_2$  son progresivas ya que los pliegues  $F_1$  y  $F_2$  son coaxiales y pueden considerarse como parte de un primer evento tectónico ( $D_1$ - $D_2$ ), el cual fue acompañado por un metamorfismo regional  $M_1$  que alcanzó condiciones de facies esquistos verdes, zona biotita en dos etapas: 1) metamorfismo progrado desde zona clorita hasta zona biotita, asociado a las estructuras de deformación  $D_1$  y 2) clímax metamórfico también en zona biotita y asociado a las estructuras de deformación  $D_2$ . Con posterioridad al clímax metamórfico, una etapa de metamorfismo retrógrado, bajo condiciones estáticas en zona clorita, culmina el metamorfismo regional  $M_1$ .

La edad de las estructuras de deformación  $D_1$  y  $D_2$  está acotada temporalmente entre el emplazamiento de los filones capa precinemáticos y los granitos post  $D_2$  del Complejo Plutónico Punta Sierra. Al respecto, el Plutón granítico Valcheta y los diques de leucogranito muscovítico, todos pertenecientes a este complejo, cortan al clivaje  $S_1$ - $S_2$  de las metasedimentitas de los afloramientos de la Ruta Nacional 23 (Figs. 4.28 y 4.29b). Los diques microgranodioríticos post  $D_2$  del área de Aguada Cecilio, podrían considerarse equivalentes de este complejo, en cuanto a las relaciones estructurales con respecto a la Formación Nahuel Niyeu (Figs. 4.1, 4.2, 4.12a y b). En base a estas relaciones, la intrusión de los cuerpos de granito del Complejo Plutónico Punta Sierra ocurrió luego de la etapa de deformación  $D_2$ . Aunque no existen edades de cristalización U-Pb del Plutón Valcheta, sus edades plateau Ar-Ar en muscovita de 470 y 468 Ma (Gozalvez, 2009b; Rapalini et al., 2013) podrían representar su enfriamiento luego de la cristalización. Por lo tanto, el evento tectónico ( $D_1$ - $D_2$ ) y el clímax del metamorfismo regional  $M_1$  asociado (contemporáneo con  $D_2$ ) de la Formación Nahuel Niyeu pueden ser ajustados entre 513,6 Ma (edad de cristalización de los filones capa) y ca. 470 Ma (enfriamiento del Plutón Valcheta), es decir en el intervalo de tiempo entre la Época 2 del Cámbrico y el Ordovícico Temprano (Fig. 8.1).

Estructuras comparables a las  $D_1$ - $D_2$ , como por ejemplo un clivaje dominante  $S_1$  subparalelo a la estratificación relíctica  $S_0$ , fueron descriptas en la Formación Nahuel Niyeu, al sur del pueblo homónimo, por Chernicoff y Caminos (1996a) y von Gosen (2003). Estos autores identificaron un clivaje  $S_1$  que es comparable con el clivaje  $S_1$ - $S_2$  observado en todo el resto de los afloramientos estudiados en esta tesis. El clivaje  $S_1$  contiene sericita + clorita alineadas, indicando facies esquistos verdes baja (von Gosen, 2003). Esta asociación mineral sugiere un leve incremento en las condiciones del metamorfismo regional  $M_1$  desde grado clorita al sur de Nahuel Niyeu a grado biotita hacia los afloramientos estudiados sobre la Ruta Nacional 23, arroyos Valcheta y Pajalta y Aguada Cecilio (Fig. 1.1), como propusieron previamente Caminos y Llambías (1984).

#### 8.4.2. Evento tectónico (D<sub>3</sub>) y metamorfismo regional asociado (M<sub>2</sub>) del Paleozoico tardío

La edad relativa y condición de intrusión de los diques de leucogranito muscovítico del Complejo Plutónico Punta Sierra del Ordovícico y de los diques microgranodioríticos de Aguada Cecilio (Figs. 4.1, 4.2, 4.28, 4.29b) son fundamentales para discriminar los eventos tectónicos y metamórficos en la Formación Nahuel Niyeu dado que son intrusiones posteriores a D<sub>2</sub> y al clímax del metamorfismo regional M<sub>1</sub> (contemporáneo con D<sub>2</sub>) y previas a la etapa de deformación D<sub>3</sub>. El fuerte contraste reológico entre los diques y las rocas de basamento de bajo grado metamórfico, evidenciado principalmente por enclaves angulosos de la roca de caja y bordes pegmatíticos (Figs. 4.29b y c), indican que la intrusión de los diques ocurrió en condiciones frágiles. Las condiciones frágiles interpretadas pudieron ser alcanzadas a partir de un levantamiento y enfriamiento cortical regional postorogénico, asociados a la etapa retrógrada del metamorfismo regional M<sub>1</sub> considerada en la sección anterior (Fig. 8.1). Este levantamiento cortical perduró hasta los tiempos Silúrico-Devónico ya que sedimentitas asignadas a la Formación Sierra Grande cubren en discordancia a la Formación Nahuel Niyeu. (Fig. 1.1b; Sesana, 1968; Methol y Sesana, 1972; Núñez et al., 1975; Caminos, 1983, 2001; Chernicoff y Caminos, 1996a; von Gosen, 2003). Además, luego de este evento de exhumación, las metamorfitas de la Formación Nahuel Niyeu debieron ser soterradas para ser posteriormente intruidas por cuerpos plutónicos del Complejo Plutónico Navarrete del Pérmico (Fig. 8.1). La tonalita cuyo emplazamiento es post D<sub>2</sub> - pre D<sub>3</sub> (Fig. 4.28, sección 4.4.2), asignada a este complejo por Caminos (2001), presenta evidencias de un fuerte contraste térmico (metamorfismo de contacto; hornfelses, porfiroblastos de andalusita y biotita, crecimiento estático de los filosilicatos de S<sub>1</sub>-S<sub>2</sub>, Figs. 4.29d y e) y reológico (diques sinmagmáticos aplo-pegmatíticos en la tonalita, Caminos, 2001) con las metasedimentitas de la roca de caja, lo cual es típico de plutones emplazados en rocas de caja rígidas y “frías” (Llambías, 2015). Un efecto térmico equivalente a éste y producido probablemente por un intrusivo del Complejo Plutónico Navarrete fue descrito en los afloramientos del oeste del área del arroyo Pajalta (ver sección 4.2.3.1).

A partir de lo expuesto se considera a las estructuras D<sub>3</sub> y su metamorfismo asociado (M<sub>2</sub>) como un evento tectónico y metamórfico diferente y más joven que el evento tectónico (D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub>) y el metamorfismo regional asociado M<sub>1</sub> del Paleozoico temprano (Fig. 8.1).

El análisis mineralógico, textural y microtectónico a nivel regional de las microestructuras de deformación D<sub>3</sub> en las metasedimentitas de las áreas estudiadas muestra: 1- neoformación de clorita y muscovita según el clivaje de crunulación S<sub>3</sub> (Figs. 4.7g, h y 4.20 c, d) y 2- texturas de recrystalización dinámica, deformación interna y recuperación en las vetillas de cuarzo paralelas al clivaje S<sub>1</sub> que han sido plegadas por los micropliegues F<sub>3</sub> (Figs. 4.27d y e). Estas características sugieren que el metamorfismo M<sub>2</sub> es de importancia regional y alcanzó la facies esquistos verdes zona clorita (Fig. 8.1). Además, la asociación mineral metamórfica de los diques microgranodioríticos post D<sub>2</sub> - pre D<sub>3</sub> del área de Aguada Cecilio y las

microestructuras de deformación y recrystalización dinámica que muestra el Plutón Valcheta (Figs. 4.12d, 4.31b y c) son consistentes con la facies metamórfica alcanzada por el metamorfismo  $M_2$  de la Formación Nahuel Niyeu.

Con respecto al tiempo en que ocurrió el evento tectónico ( $D_3$ ) y su metamorfismo regional asociado ( $M_2$ ), estos deberían ser posteriores a la intrusión de la tonalita (post  $D_2$  - pre  $D_3$ ) del Complejo Plutónico Navarrete que aflora sobre la Ruta Nacional 23 (Fig. 4.28). Si bien aún no existen datos geocronológicos que permitan conocer la edad de intrusión de este cuerpo ígneo, se puede realizar una aproximación a partir del Plutón Navarrete (perteneciente a este complejo y que aflora unos 15 km al oeste, Fig. 1.1b), el cual está datado y presenta características similares a la tonalita. El Plutón Navarrete es granodiorítico-tonalítico y corta a la foliación penetrativa de las metasedimentitas, generando una aureola de contacto (Caminos, 2001; von Gosen, 2003). La edad de cristalización magmática U-Pb SHRIMP en circones de este cuerpo es de 281 Ma (Pankhurst et al., 2006), por lo tanto el evento tectónico  $D_3$  y el metamorfismo asociado  $M_2$  deberían ser más jóvenes que esta edad. Además, estos son posteriores a la intrusión de los diques microgranodioríticos post  $D_2$  - pre  $D_3$  del área de Aguada Cecilio (Figs. 4.1 y 4.2). Varela et al. (2011) sugirieron que estos diques pertenecían al magmatismo del Paleozoico tardío, en base a una edad de enfriamiento K-Ar en biotita de  $257 \pm 7$  Ma (ver ubicación de la muestra AB113 en la figura 4.1). No obstante, estos diques parecen estar vinculados al magmatismo del Ordovícico Temprano del Complejo Plutónico Punta Sierra, entonces, la edad de enfriamiento K-Ar podría estar relacionada al metamorfismo  $M_2$ . En el caso de que el metamorfismo  $M_2$  hubiera excedido la temperatura de cierre de la biotita en el sistema K-Ar ( $280 \pm 40^\circ\text{C}$ , Harrison et al., 1985), la edad de enfriamiento podría considerarse cercana a  $D_3$ - $M_2$  y sería consistente con el límite temporal inferior de 281 Ma dado por la cristalización del Plutón Navarrete (Fig. 8.1). Edades de enfriamiento K-Ar en biotita de 262 y 258 Ma reportadas por López de Luchi et al. (2008) y Gozálvez (2009a) en el Plutón San Martín (edad de cristalización magmática U-Pb SHRIMP en circones de  $\sim 267$  Ma, Pankhurst et al., 2006), perteneciente al Complejo Plutónico Navarrete, podrían responder al mismo proceso.

La orientación original de las estructuras  $D_3$  de la Formación Nahuel Niyeu sólo puede ser identificada correctamente en los afloramientos estudiados en el área de Aguada Cecilio (Figs. 4.1 y 4.2), debido a que las estructuras  $D_4$  y  $D_5$  son locales y no modifican sustancialmente la dirección de las mismas (esto mismo ocurre con la orientación de las estructuras  $D_1$  y  $D_2$ ). Por lo tanto, la fábrica  $D_3$ , de probable edad Pérmico tardío ( $\sim 260$  Ma), tiene un rumbo ONO-ESE y una dirección de transporte tectónico hacia el SSO dado por los pliegues  $F_3$  y las fallas inversas asociadas (Figs. 4.5a, b y 8.1). Estas características permiten asociar las estructuras de deformación  $D_3$  con una compresión en sentido  $\sim$ NNE-SSO. Además, el subparalelismo entre los ejes de los pliegues  $B_1$ - $B_2$  y  $B_3$  permite considerar que las estructuras de deformación  $D_1$ - $D_2$  también estuvieron asociadas a una compresión en sentido similar a  $D_3$ . Consecuentemente, la orientación original



de los pliegues  $F_1$ - $F_2$ , previa a la deformación  $D_3$ , debería haber sido semejante a la orientación de los pliegues  $F_3$ . Sin embargo, la vergencia de los pliegues  $F_1$  y  $F_2$  no se puede determinar porque estas estructuras están oscurecidas por la superposición de los pliegues apretados a isoclinales  $F_3$ .

La fábrica  $D_3$  y su dirección de compresión son comparables con estructuras al sur de la localidad de Nahuel Niyeu. Específicamente, [von Gosen \(2003\)](#) describió corrimientos con transporte hacia el S y SO afectando a las formaciones Nahuel Niyeu y Sierra Grande, como productos de una compresión de dirección N-S a NE-SO en el Pérmico. Además, [Chernicoff y Caminos \(1996a\)](#) reportaron en esta área pliegues con vergencia hacia el SO que repliegan la foliación metamórfica principal de la Formación Nahuel Niyeu. Estas estructuras de deformación podrían estar vinculadas a las estructuras  $D_3$  del área de Aguada Cecilio.

### 8.4.3. Etapas finales de deformación

#### 8.4.3.1. Estructuras de deformación $D_4$

A continuación se analiza la variación de las estructuras de deformación  $D_4$  de rumbo NE-SO de la Formación Nahuel Niyeu en sentido perpendicular a su rumbo en las distintas zonas estudiadas ([Fig. 1.1b](#)), comenzando desde el SE (área de Aguada Cecilio) y terminando en el NO (área Ruta Nacional 23).

Como se mencionó anteriormente, las estructuras  $D_4$  en el área de Aguada Cecilio comprenden a pliegues menores  $F_4$  de rumbo NE-SO que no alteran el rumbo original ONO de la fábrica  $D_1$ - $D_2$ - $D_3$  ([Figs. 4.1, 4.2, 4.5a y b](#)). En cambio, en los afloramientos del arroyo Pajalta el antiforme  $F_4$  de rumbo NE-SE ([Fig. 4.13](#)), que es un pliegue abierto de escala kilométrica, constituye una estructura de primer orden que repliega las estructuras de deformación previas, respecto al área de Aguada Cecilio. De esta forma, las estructuras de deformación  $D_1$ ,  $D_2$  y  $D_3$  se orientan en dirección E-O y NNO-SSE en los limbos NO y SE del antiforme  $F_4$ , respectivamente. Hacia el noroeste del arroyo Valcheta ([Figs. 4.22 y 4.24](#)), los pliegues  $F_4$  de rumbo NE-SO difieren en su morfología respecto a la zona anterior. En este caso, los pliegues  $F_4$  son cerrados y controlan definitivamente la orientación de las estructuras  $D_1$ ,  $D_2$  y  $D_3$ , quedando estas últimas subparalelas al rumbo de estos pliegues. Estos pliegues  $F_4$  forman una figura de interferencia de Tipo 2 ([Ramsay, 1962](#)) (ver esquema de la figura [4.26](#)). En los afloramientos estudiados más al noroeste, sobre la Ruta Nacional 23 ([Fig. 4.28](#)), la Formación Nahuel Niyeu también muestra una fábrica dominante de rumbo NE-SO equivalente a la del arroyo Valcheta, sin embargo en esta zona los pliegues  $F_4$  de rumbo NE-SO pasan a ser apretados y se asocian a fallas inversas de alto ángulo con rumbo NE-SO y transporte hacia el SE. Al sur de la localidad de Nahuel Niyeu, [Chernicoff y Caminos \(1996a,b\)](#) y [von Gosen \(2003\)](#) describieron pliegues ampliamente distribuidos de rumbo NE-SO y fallas inversas con rumbo NE-SO y transporte tectónico hacia el SE (p.ej. falla inversa que yuxtapone la Granodiorita Tardugno con la Formación Nahuel Niyeu, [Fig. 1.1b](#)) afectando a las metasedimentitas, a la Granodiorita Tardugno, a la Formación Sierra Grande y a los corrimientos antes

mencionados. Estas estructuras podrían ser equivalentes a las estructuras de deformación  $D_4$  registradas en la Formación Nahuel Niyeu en los afloramientos de la Ruta Nacional 23 y del arroyo Valcheta.

El análisis regional previo de las estructuras de deformación  $D_4$  de la Formación Nahuel Niyeu, indica que los pliegues  $F_4$  de rumbo NE-SO se intensifican desde el SE hacia el NO, donde además están acompañados de fallas inversas con transporte hacia el SE (Figs. 1.1b y 8.1). Al respecto, se puede establecer que las estructuras de deformación  $D_4$  (NE-SO) son las más conspicuas en los afloramientos ubicados entre el arroyo Valcheta y la localidad de Nahuel Niyeu, y que además cambiaron el rumbo original (ONO-ESE, en Aguada Cecilio) de la fábrica  $D_1$ ,  $D_2$  y  $D_3$  de esta unidad. Esto permite comprender la variación en la orientación de las estructuras que presentan esas rocas desde el sur de la localidad de Nahuel Niyeu hasta Aguada Cecilio. El rumbo de los pliegues  $F_4$  y el desplazamiento de las fallas permiten asociar las estructuras de deformación  $D_4$  a una compresión en sentido ~NO-SE, como propuso previamente von Gosen (2003) para las estructuras probablemente equivalentes del sur de Nahuel Niyeu descritas anteriormente. Además, en las zonas donde la deformación  $D_4$  fue más intensa (área Ruta Nacional 23), las estructuras asociadas están acompañadas por un metamorfismo de muy bajo grado, caracterizado por sericita alineada con el clivaje de crenulación  $S_4$  y recristalización dinámica en los cristales de cuarzo (ver sección 4.4.2). Condiciones de metamorfismo similares y asociadas a las estructuras equivalentes a las  $D_4$  del sur de la localidad de Nahuel Niyeu, fueron sugeridas por von Gosen (2003).

Respecto a la edad de las estructuras de deformación  $D_4$ , estas son más jóvenes que las  $D_3$  de probable edad Pérmico tardío (~260 Ma). Además, la orientación de la compresión para las estructuras  $D_4$  (~NO-SE) no es consistente con la establecida para las estructuras  $D_3$  en los afloramientos de Aguada Cecilio (~NNE-SSO). Por lo tanto, las estructuras de deformación  $D_4$  y su metamorfismo asociado de muy bajo grado podrían ser de edad Pérmico como propuso von Gosen (2003) para las estructuras equivalentes en el sur de Nahuel Niyeu, o ser más jóvenes.

#### 8.4.3.2. Estructuras de deformación $D_5$

Los pliegues  $F_5$  de tipo kink y abiertos y con rumbo NO-SE a NNO-SSE, reconocidos en las distintas zonas estudiadas (Figs. 4.1, 4.2, 4.15 y 4.22), corresponden a la etapa final de deformación registrada en las rocas de la Formación Nahuel Niyeu ( $D_5$ ) y por lo tanto son más jóvenes que los pliegues  $D_4$ . Los mismos cambian localmente el rumbo y la inclinación de todas las estructuras previas. El mejor ejemplo de pliegues  $F_5$  lo constituyen aquellos mapeados en los afloramientos del arroyo Valcheta (Fig. 4.22), donde se puede observar como pliegan la traza axial de los pliegues  $F_4$  y también las estructuras más antiguas. Pliegues de rumbo ~N-S a NO-SE fueron descritos por von Gosen (2003) al sur de la localidad de Nahuel Niyeu cortando a las estructuras de rumbo NE-SO descritas anteriormente, consecuentemente, estos pliegues podrían ser

equivalentes a los F<sub>5</sub>. Este autor propuso que estas estructuras representan la etapa final de la historia deformacional compresiva del Pérmico (bajo una compresión ~E-O). Sin embargo, en base a lo discutido en la sección anterior no puede descartarse una edad más joven que Pérmico para las estructuras vinculadas a la etapa de deformación D<sub>5</sub>.

## **8.5. COMPARACIÓN ENTRE LA FORMACIÓN NAHUEL NIYEU Y LAS UNIDADES METAMÓRFICAS DEL NORESTE DEL MACIZO NORPATAGÓNICO**

Un resumen comparativo de las características principales de las formaciones Nahuel Niyeu y El Jagüelito y el Complejo Mina Gonzalito (Figs. 1.1b-d) se muestra en la Figura 8.5.

### **8.5.1. Rocas metasedimentarias e ígneas preorogénicas**

Las metasedimentitas de las formaciones Nahuel Niyeu y El Jagüelito han sido tradicionalmente comparadas en base a su misma litología y al bajo grado metamórfico (Caminos y Llambías, 1984; Giacosa, 1987; von Gosen, 2003). Asimismo, estudios petrográficos y geoquímicos en la Formación El Jagüelito indican fuentes ígneas y metamórficas para sus protolitos sedimentarios relacionadas a un margen activo (Giacosa, 1997; Dalla Salda et al., 2003; González et al., 2011b, 2013a), como las referidas para la Formación Nahuel Niyeu por Cagnoni et al. (1993), Giacosa (1994a), Caminos (2001) y en esta tesis (ver secciones 8.2 y 8.3).

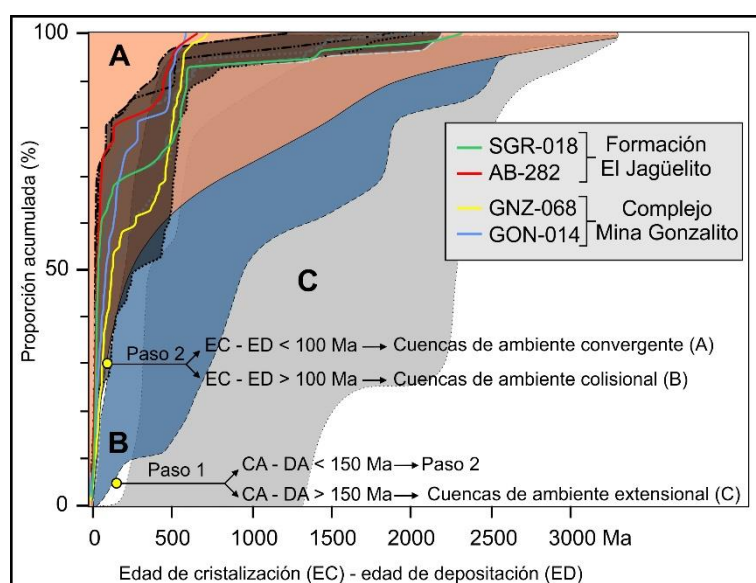
Datos de circones detríticos de los protolitos silicoclásticos de la Formación El Jagüelito muestran edades máximas de depositación de 535 Ma (muestra SGR-018, Pankhurst et al., 2006) y 523 Ma (muestra AB-282, Naipauer et al., 2010) y un patrón de edades de tipo Gondwánico, comparables con los de la Formación Nahuel Niyeu (Figs. 7.3 y 8.2; muestra NIY-012, Pankhurst et al., 2006; muestras SA-108 y SA-109, Rapalini et al., 2013; muestras V11-81, V11-170 y V11-51, esta tesis). Además, a pesar de tener un grado metamórfico mayor, el Complejo Mina Gonzalito también fue comparado con las unidades de bajo grado, en base a edades máximas de depositación y patrones de circones detríticos de sus protolitos silicoclásticos (Fig. 8.2; muestra GON-14, Pankhurst et al., 2006; muestra GNZ-068, Greco et al., 2014). En detalle, el complejo presenta edades máximas de sedimentación de 515 Ma (muestra GNZ-068) y 540-535 Ma (muestra GON-14) y patrones de edades de circones detríticos tipo Gondwánico (Pankhurst et al., 2006; Greco et al., 2014). La edad máxima de sedimentación del Complejo Mina Gonzalito de 515 Ma y aquella de la Formación El Jagüelito de 523 Ma son las más jóvenes y que mejor ajustan este parámetro, y también son similares a la edad de sedimentación considerada para la Formación Nahuel Niyeu (Época 2 del Cámbrico) en esta tesis (ver sección 8.1). Además, la similitud entre los patrones de edades de circones detríticos de las tres unidades podría indicar rocas fuente equivalentes a las establecidas para la Formación Nahuel Niyeu (ver sección 8.2). Las edades de circones detríticos de las tres unidades son coherentes con la edad provista por trazas fósiles (González et al., 2002) y fósiles de arqueociátidos, estos últimos hallados en clastos calcáreos de un

			FORMACIÓN NAHUEL NIYEU	FORMACIÓN EL JAGÜELITO	COMPLEJO MINA GONZALITO	
¿Pérmico tardío? ¿Orogenia Gondwánica?	Metamorfismo		Metamorfismo de muy bajo grado (¿regional?)	?	?	?
	Estructura		Fábrica de rumbo NE-SO, conspicua entre el arroyo Valcheta y sur de Nahuel Niyeu (7); pliegues sin vergencia definida, fallas inversas con transporte tectónico SE			
Pérmico tardío Orogenia Gondwánica	Metamorfismo		M <sub>2</sub> : Regional, facies esquistos verde, zona clorita  Edad: ~260 Ma (dataciones K-Ar sobre diques microgranodioríticos y Plutón San Martín, 10,11)	M <sub>2</sub> : Metamorfismo local en zona de cizalla (5, 6, 9)  Edad: ~260 Ma (datación Rb-Sr en granitoides cámbricos, ordovícicos y pérmicos, 15,17)	M <sub>2</sub> : Metamorfismo local en zona de cizalla (11)  Edad: ~260 Ma (dataciones Rb-Sr y Ar-Ar de un ortogneis y granitoides sin-orogénicos, 10, 12)	Orógeno Terra Australis, margen sur de Gondwana (intervalos Cámbrico-Ordovícico y Pérmico tardío)
	Estructura		Aguada Cecilio (orientación original): Fábrica de rumbo ONO-ESE; transporte tectónico hacia el SSO  Al sur de la localidad de Nahuel Niyeu: corrimientos hacia el S y SO, pliegues con vergencia al SO (6, 7)	Corrimientos hacia el NE y zonas de cizalla frágil-dúctil de rumbo E-O a NO-SE (5, 6, 9)	Zona de cizalla El Jagüelito (11)	
Orogenia Cambro-Ordovícica	Magmatismo		Granitoides ordovícicos postorogénicos (edad de enfriamiento Ar-Ar en muscovita de 470 Ma y 468 Ma, 2, 8) y diques de microgranodiorita	Granitoides ordovícicos postorogénicos (edades U-Pb circón convencionales y SHRIMP de 476-462 Ma) (3, 5, 9, 10, 13, 14, 15, 16, 18)	Granitoides sinorogénicos (edad isocrona Rb-Sr roca total-mineral de 452 Ma 5, 10)	
	Metamorfismo regional		M <sub>1</sub> : facies esquistos verdes (zona clorita, sur de Nahuel Niyeu, 3, 4, 5, 6, 7); zona biotita, Ruta Nac. 23, arroyos Valcheta y Pajalta y Aguada Cecilio)  Edad: pre ~470 Ma	M <sub>1</sub> : facies esquistos verdes (zona clorita) (2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9)  Edad: pre 476 Ma	M <sub>1</sub> : facies anfibolita (zona granate-sillimanita) (3, 4, 5)  Edad: 472 Ma (anillos metamórficos en circones detríticos, 6, 7)	
	Estructura		Aguada Cecilio (orientación original): fábrica polideformacional de rumbo ONO-ESE; transporte tectónico oscurecido por la superposición de la deformación más joven	Fábrica simple de rumbo NNO-SSE a NNE-SSO; transporte tectónico hacia el ~E (2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9)	Fábrica polideformacional de rumbo NNO-SSE a NO-SE; transporte tectónico hacia el ~SO (3, 4, 5)	
Cuenca de margen continental, asociada con un arco magmático activo (Época 2-Cámbrico)	Litología	Rocas ígneas preorogénicas	Flujo de lava metaandesítico; filones capa simples y compuestos, ultramáficos a félsicos (dominantemente máficos); magmatismo tholeiítico  Edad: U-Pb SHRIMP en circones, cristalización magmática de 513,6 Ma (filones capa)	Metatobas, metaignimbritas, metaandesitas y flujos de lava metaríolítica, diques y domos riolíticos; magmatismo calcoalcalino (8)  Edad: Edades de cristalización en metatoba ca. 511 Ma (8, 12)	Anfibolitas (magmatismo tholeiítico, 9); ortogneis granodiorítico (5)  Edad: U-Pb SHRIMP en circones, cristalización magmática de 492 ± 6 Ma (ortogneis granodiorítico, 10)	
		Rocas metasedimentarias	Metagrauvacas, filitas, menor proporción de metaareniscas y metaconglomerados  Edades máximas de depositación: 516,6 Ma a 507 Ma, proveniencia Gondwánica (circones detríticos, 1, 2).	Metagrauvacas, pizarras, filitas, metaareniscas, menor proporción de metaconglomerados (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9)  Edades máximas de depositación de 535 Ma y 523 Ma, proveniencia Gondwánica (circones detríticos, 10, 11), consistentes con arqueociátidos en bloques de caliza (7) y trazas fósiles (4)	Paragneises, esquistos y mármoles (1, 2, 3, 4, 5)  Edades máximas de depositación de 540-535 Ma y 515 Ma, proveniencia Gondwánica (circones detríticos, 6, 7); mármoles con edades de depositación de ca. 550-510 Ma (isótopos de Sr, 8)	
<b>Fuentes:</b> <b>Formación Nahuel Niyeu:</b> Pankhurst et al., 2006 (1); Rapalini et al., 2013 (2); Caminos, 1983 (3), 2001(4); Caminos y Llambías, 1984 (5); Chernicoff y Caminos, 1996a (6); von Gosen, 2003 (7); Gozálvez, 2009a (8); Varela et al., 2001 (9); López de Luchi et al., 2008 (10); Gozálvez, 2009b(11). <b>Formación El Jagüelito :</b> de Alba, 1964 (1); Giacosa y Paredes, 2001(2); von Gosen, 2002 (3); González et al., 2002 (4), 2008a (5), 2011a (6), b (7), 2013a (8), b (13), 2014 (9), resultados inéditos (12); Pankhurst et al., 2006 (10); Naipauer et al., 2010 (11); Varela et al., 1998 (14), 2008 (15), 2009 (17); García et al., 2014a (16), (18) <b>Complejo Mina Gonzalito :</b> Ramos, 1975 (1); Giacosa, 1987 (2), 1994a (3), b (4), 2001 (11); González et al., 2008b (5), datos no publicados (9); Pankhurst et al., 2006 (6); Greco et al., 2014b (7); Varela et al., 2011 (10), 2014 (8); Grecco y Gregori, 2011 (12).						

**Figura 8.5.** Tabla simplificada y comparativa de las formaciones Nahuel Niyeu y El Jagüelito y del Complejo Mina Gonzalito. No se incluye el magmatismo Pérmico.



metaconglomerado (González et al., 2011b) en la Formación El Jagüelito. A su vez, también son consistentes con la edad de deposición de *ca.* 550-510 Ma de los protolitos de los mármoles del Complejo Mina Gonzalito, calculada a partir de una media en las relaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de  $0,708730 \pm 0,000285$  y comparadas con la curva global (Varela et al., 2014). Los límites superiores para la deposición de los protolitos silicoclásticos de la Formación El Jagüelito y el Complejo Mina Gonzalito están dados por una metatoba con una edad correspondiente a la Época 2 del Cámbrico (*ca.* 511 Ma) (González et al., 2013a, datos inéditos) y por un ortogneis preorogénico con una edad U-Pb SHRIMP en circones de cristalización de  $492 \pm 6$  Ma (González et al., 2008b; Varela et al., 2011), respectivamente. Estos límites son consistentes con los datos antes mencionados y con la edad de sedimentación asignada a la Formación Nahuel Niyeu, por lo que es posible considerar que los protolitos sedimentarios de las tres unidades de basamento se depositaron contemporáneamente durante la Época 2 del Cámbrico. Además, los datos de circones detríticos del Complejo Mina Gonzalito y la Formación El Jagüelito, al ser graficados en el diagrama de Cawood et al. (2012) de clasificación del ambiente tectónico de una cuenca, sugieren que sus protolitos se depositaron en una cuenca de ambiente convergente, como en el caso de la Formación Nahuel Niyeu (Fig. 8.6).



**Figura 8.6.** Proporción acumulada de la variación de la diferencia entre la edad de cristalización medida de un grano de circon detrítico (EC) y la edad de deposición de la sucesión metasedimentaria (ED) de la Formación El Jagüelito y el Complejo Mina Gonzalito. Este diagrama está basado en Cawood et al. (2012). Para simplificar se adoptó una edad de sedimentación de 515 Ma, similar a aquella de la figura 8.4 donde se representa la Formación Nahuel Niyeu, ya que se considera que los protolitos sedimentarios de las tres unidades de basamento se depositaron contemporáneamente (ver texto en la sección 8.5.1). Las zonas de color representan ambientes convergentes (A: naranja), colisionales (B: azul) y extensionales (C: gris). Las cuencas de ambientes extensionales tienen EC-ED mayores que 150 Ma en el 5% más joven de los circones (Paso 1). Las cuencas de ambientes convergentes tienen EC-ED menores que 100 Ma en el 30% más joven de los circones (Paso 2). Las cuencas asociadas a ambientes colisionales tienen EC-ED mayores que 100 Ma en el 30% más joven de los circones (Paso 2). El sombreado negro corresponde al área que involucran las muestras de circones detríticos del Formación Nahuel Niyeu (ver figura 8.4 para más detalle). Todas las muestras caen en el campo de las cuencas de ambiente convergente. Muestras SGR-018 y GON-014 (Pankhurst et al., 2006), AB-280 (Naipauer et al., 2010) y GNZ-068 (Greco et al. 2014).

Con respecto al Complejo Yaminué ([Fig. 1.1b](#)), la interpretación de los únicos datos de circones detríticos reportados para el protolito de un paragneis indican una edad máxima de depositación en el Carbonífero tardío ([Chernicoff et al., 2013](#)). Esto, junto a que no está totalmente clara la relación geológica de los paragneises con las rocas ígneas de edades Paleozoico temprano a tardío del complejo ([Basei et al., 2002](#); [Chernicoff et al., 2013](#); [Rapalini et al., 2013](#); [Pankhurst et al., 2014](#)) hace difícil establecer algún punto de comparación entre el Complejo Yaminué y el resto de las rocas de basamento.

En referencia a las rocas metaígneas intercaladas en las secuencias metasedimentarias de las unidades de bajo grado e involucradas en su primer deformación, la Formación Nahuel Niyeu muestra un magmatismo tholeiítico relacionado a subducción y predominantemente máfico, el cual está representado por los filones capa metamáficos y la colada metaandesítica intercalados en los protolitos silicoclásticos. En cambio, las metasedimentitas de la Formación El Jagüelito tienen principalmente intercalaciones de rocas piroclásticas y volcánicas con una signatura geoquímica calcoalcalina que sugieren la proximidad de un arco magmático a esta unidad ([González et al., 2013a](#)), el cual podría constituir las rocas ígneas fuente de < 520 Ma establecidas para la Formación Nahuel Niyeu. Estas rocas incluyen metatobas, metaignimbritas y flujos de lava metariolíticos y metaandesíticos, y domos y diques metariolíticos ([González et al., 2013a](#)). A pesar de las diferencias composicionales y geoquímicas, las rocas metaígneas de ambas unidades indican magmatismo asociado a subducción. Rocas máficas intrusivas intercaladas en las metasedimentitas de la Formación El Jagüelito podrían ser comparables con aquellas de la Formación Nahuel Niyeu ([González et al., 2008a, 2011a](#)). No obstante, una edad de cristalización U-Pb SHRIMP de circones ordovícica ([González et al., en preparación](#)) invalidaría esta comparación. Por otro lado, capas de anfibolitas intercaladas con los paragneises y esquistos del Complejo Mina Gonzalito, fueron interpretadas como flujos máficos de composición tholeiítica intercalados en una secuencia silicoclástica ([González et al., 2008b, en preparación](#)), algo equivalente a lo descrito en la Formación Nahuel Niyeu. Además, la edad de estos flujos máficos quedaría acotada entre la edad máxima de sedimentación de 515 Ma de los protolitos silicoclásticos del Complejo Mina Gonzalito (muestra GNZ-068, [Greco et al., 2014](#)) y la edad de cristalización magmática del ortogneis preorogénico granodiorítico de 492 Ma que intruye este complejo ([González et al., 2008b; Varela et al., 2011](#)), por lo tanto los flujos máficos podrían ser equivalentes a los filones capa de la Formación Nahuel Niyeu descritos y datados en esta tesis. Por lo tanto, y a pesar del diferente grado metamórfico, la Formación Nahuel Niyeu y el Complejo Mina Gonzalito parecen compartir similares protolitos ígneos máficos.

#### **8.5.2. Deformación, metamorfismo y magmatismo del Paleozoico temprano**

La primera estructura de deformación en la Formación El Jagüelito es una fábrica simple, con pliegues volcados de rumbo NNO-SSE a NNE-SSO con vergencia principalmente hacia el este, asociada con metamorfismo regional en zona clorita de la facies esquistos verdes ([Giacosa y Paredes, 2001; González et](#)

al., 2002, 2008a, 2011a, 2014; von Gosen, 2002). Este evento  $D_1$ - $M_1$  es previo a los 476 Ma, en base a la intrusión más antigua del Complejo Plutónico postorogénico Punta Sierra que trunca las estructuras (Varela et al., 1998; von Gosen, 2002; Pankhurst et al., 2006; González et al., 2008a, 2013b; Varela et al., 2008; García et al., 2014, 2015). Esta situación es equivalente a la descrita en la Formación Nahuel Niyeu, donde el primer evento tectónico ( $D_1$ - $D_2$ ) y metamorfismo regional asociado ( $M_1$ ) es también limitado por la intrusión del mismo complejo plutónico (ver sección 8.4.1). Sin embargo, las estructuras deformacionales vinculadas a este evento en la Formación El Jagüelito tienen diferente orientación que las de la Formación Nahuel Niyeu en los alrededores de Aguada Cecilio, donde se sugiere que conservan una posición original (ver sección 8.4.2). Esta diferencia puede ser explicada por: 1- variación interna de la partición de los esfuerzos a lo largo de un mismo orógeno; 2- un efecto de los eventos de deformación más jóvenes que podrían haber cambiado la orientación original de las estructuras, como se demostró en la Formación Nahuel Niyeu (ver sección 8.4.3.1).

El Complejo Mina Gonzalito de alto grado metamórfico presenta pliegues coaxiales  $F_1$  y  $F_2$  de rumbo NNO-SSE a NO-SE con una vergencia hacia el  $\sim$ SO, asociados a foliaciones  $S_1$  ( $F_1$ ) y  $S_2$  ( $F_2$ ). Estos pliegues representan las etapas de deformación  $D_1$  y  $D_2$  del complejo, las cuales estuvieron asociadas a metamorfismo regional en facies anfibolita alta (Giacosa, 1994a, b; González et al., 2008b). El clímax del metamorfismo regional se alcanzó en forma contemporánea con la etapa de deformación  $D_2$  (González et al., 2008b) y fue acotado a los 472 Ma a través de anillos de crecimiento metamórfico en circones detríticos (Fig. 8.2; Pankhurst et al., 2006; Greco et al., 2014). Las estructuras de deformación del Complejo Mina Gonzalito son similares a las descritas para el primer evento tectónico ( $D_1$ - $D_2$ ) del Paleozoico inferior en la Formación Nahuel Niyeu (sección 8.4.1), incluso las orientaciones de las estructuras son comparables con las del área de Aguada Cecilio (Figs. 4.1 y 4.2). Además, en ambas unidades se alcanzó el clímax del metamorfismo regional durante la etapa de deformación  $D_2$ . Sin embargo, el clímax metamórfico y deformación asociada al Complejo Mina Gonzalito son contemporáneos con la intrusión del Complejo Plutónico Punta Sierra, el cual es postorogénico en las unidades de bajo grado metamórfico. Esto indica que la deformación y metamorfismo regional asociado en las rocas de alto grado parece haber ocurrido más tarde que en las rocas supracorticales de bajo grado (formaciones Nahuel Niyeu y El Jagüelito). A pesar del diacronismo, estos procesos podrían ser equivalentes en las tres unidades, ya que esta diferencia de tiempo es típica del metamorfismo regional, el cual es producido por conducción de calor en la corteza (Stüwe, 2007, p. 362). Rocas metamórficas formadas en niveles corticales someros o partes externas de un orógeno (p.ej. formaciones Nahuel Niyeu y El Jagüelito), no se calientan significativamente, alcanzando condiciones de facies esquistos verdes y son las primeras en enfriarse cuando comienza la exhumación del orógeno. En cambio, rocas metamórficas formadas a niveles corticales profundos o partes más centrales de un orógeno

(p.ej. Complejo Mina Gonzalito) tienen más tiempo para alcanzar el equilibrio térmico, incluso mientras comienza la exhumación de los niveles superiores, alcanzando el clímax metamórfico más tarde (Stüwe, 2007, p. 362).

Respecto al magmatismo Ordovícico, la etapa de clímax metamórfico y deformación asociada del Complejo Mina Gonzalito fue acompañada por la intrusión de leucogranitos sinorogénicos (Giacosa, 1994a; González et al., 2008b), los cuales de acuerdo a su condición de intrusión tendrían una edad de cristalización magmática cercana a la edad del clímax metamórfico (472 Ma). Una edad de enfriamiento Rb-Sr isócrona RT-mineral de 452 Ma (Varela et al., 2011) es coherente con esta propuesta. Estas edades son similares a las edades de cristalización del Complejo Plutónico Punta Sierra. De acuerdo a estas características, el magmatismo Ordovícico es sinorogénico en las rocas de alto grado y postorogénico en las de bajo grado (Complejo Plutónico Punta Sierra). La diferencia estructural de emplazamiento de las rocas magmáticas del Ordovícico en las rocas de alto y bajo grado podría explicarse por el diacronismo de los procesos de deformación y metamorfismo regional mencionado anteriormente en estas rocas. Por lo tanto, los leucogranitos del Complejo Mina Gonzalito podrían ser equivalentes al Complejo Plutónico Punta Sierra. Además, estos leucogranitos fueron comparados con el plutón Valcheta y los diques de leucogranito equivalentes, que intruyen a la Formación Nahuel Niyeu, en base a características geoquímicas y litológicas similares (Gozalvez, 2009b).

### 8.5.3. Deformación y metamorfismo del Paleozoico tardío

Estructuras del Paleozoico tardío relacionadas con una compresión ~NE-SO, como las descritas en la Formación Nahuel Niyeu (compresión ~NNE-SSO) han sido reconocidas en otras áreas de la parte nororiental del Macizo Norpatagónico. Las zonas de cizalla Peñas Blancas y El Jagüelito son el producto de una compresión ~NE-SO durante el Pérmico (Fig. 1.1c; Giacosa, 2001; von Gosen, 2002). Las zonas de cizalla fueron comparadas con los corrimientos con transporte S a SO en el sur de Nahuel Niyeu (von Gosen, 2002, 2003). En el área de Sierra Grande-arroyo Salado (Fig. 1.1d), un corrimiento con transporte tectónico al NE y zonas de cizalla frágil-dúctil de rumbo E-O y NO-SE afectan a la Formación El Jagüelito y fueron asignadas al tectonismo del Paleozoico tardío (González et al., 2008a, 2011a, 2014). Sumadas a las estructuras mencionadas, edades isócrona Rb-Sr RT-mineral de ~260 Ma de rocas ígneas con edades de cristalización cámbrica (ortogneis granodiorítico del Complejo Mina Gonzalito), ordovícica (Plutón Mina Hiparsa del Complejo Punta Sierra) y pérmica (Plutón Laguna Medina del Complejo Pailemán) son consideradas como edades de reseteo isotópico, relacionadas a deformación y metamorfismo en el Pérmico (Varela et al., 2008, 2009, 2011). Aunque edades Ar-Ar de 264,4 Ma y 261 Ma obtenidas en biotitas y muscovitas de los leucogranitos sinorogénicos del complejo Mina Gonzalito fueron interpretadas como edades de cristalización (Grecco y Gregori, 2011), estas podrían también representar edades de reseteo isotópico. Las estructuras



descriptas previamente son comparables con las estructuras de deformación D<sub>3</sub> registradas en la Formación Nahuel Niyeu. A su vez, las edades de reseteo isotópicas mencionadas son similares al tiempo estimado en que ocurrió el evento tectónico D<sub>3</sub> y el metamorfismo regional asociado M<sub>2</sub> (~260 Ma, Pérmico tardío), registrados en la Formación Nahuel Niyeu.

Estructuras asociadas a una compresión en sentido ~NO-SE, equivalentes a las distribuidas ampliamente en la Formación Nahuel Niyeu (estructuras D<sub>4</sub>), aún no fueron reconocidas en el resto de las unidades metamórficas del noreste del Macizo Norpatagónico. Lo mismo ocurre con estructuras D<sub>5</sub>. Sin embargo, en el área de Sierra Grande - arroyo Salado, fallas inversas y de rumbo y pliegues abiertos, formados bajo una compresión ~NO-SE a E-O y que afectan a la Formación Sierra Grande fueron descriptos y comparados por (von Gosen, 2002, 2003) con aquellas estructuras del sur de Nahuel Niyeu, equivalentes a las estructuras D<sub>4</sub> y D<sub>5</sub> descriptas en esta tesis.

## **8.6. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DURANTE EL PALEOZOICO DE LAS ROCAS DE BASAMENTO DEL MACIZO NORPATAGÓNICO**

En base a lo discutido en la secciones 8.1 a 8.5, el escenario geodinámico del noreste del Macizo Norpatagónico durante los tiempos Cámbrico-Ordovícico está relacionado a la evolución del margen sur de Gondwana. Protolitos sedimentarios e ígneos de las formaciones Nahuel Niyeu y El Jagüelito y del Complejo Mina Gonzalito pudieron ser formados en una cuenca de margen continental asociada a un arco magmático activo durante la Época 2 del Cámbrico (Fig. 8.5). Esta cuenca fue subsecuentemente involucrada en una orogénesis, es decir, deformada dúctilmente y metamorfozada regionalmente. Estos procesos fueron acompañados por magmatismo de arco que duró hasta el Ordovícico Medio. Este escenario es consistente con los procesos sedimentarios, tectónicos, metamórficos y magmáticos del Paleozoico temprano ocurridos dentro del Orógeno Terra Australis del margen sur de Gondwana (Fig. 8.5; Cawood, 2005). Estos eventos también son coetáneos con la etapa Cámbrico Temprano de la orogenia Pampeana y con la parte Cámbrico Medio-Ordovícico de la orogenia Famatiniana, del centro de Argentina. Sin embargo, la posibilidad de que el Macizo Norpatagónico sea una extensión de los orógenos Pampeano y Famatiniano de la región de las Sierras Pampeanas es materia de intenso debate (p.ej. Pankhurst et al., 2014 y referencias ahí citadas).

Durante el Pérmico tardío (~260 Ma), las rocas de basamento del noreste del Macizo Norpatagónico nuevamente fueron involucradas en un proceso orogénico, asociado a una compresión ~NE-SO, como también lo propusieron Giacosa (2001) y von Gosen (2002, 2003) (Fig. 8.5). Las estructuras y metamorfismo relacionados a esta compresión, en el noreste del Macizo Norpatagónico y hacia el norte, en el Bloque del Chadileuvú y las Sierras Australes, son comparables y considerados como los efectos de la orogenia Gondwánica (von Gosen et al., 1990, 1991; Tickyj y Llambías, 1994; Tickyj et al., 1997, 1999; Giacosa, 2001;

von Gosen, 2002, 2003), la cual pertenece a la evolución del Paleozoico tardío del Orógeno Terra Australis (Cawood, 2005; Ramos, 2008).

Las estructuras de deformación vinculadas a una compresión en sentido NO-SE y el metamorfismo de muy bajo grado asociado, registrados en la Formación Nahuel Niyeu, podrían estar vinculados a la última etapa de la orogenia Gondwánica como propuso von Gosen (2003). Sin embargo, estas estructuras presentan una orientación (NE-SO) y dirección de compresión (~NO-SE) distintas respecto a las estructuras típicamente Gondwánicas (orientación ~NO-SE y compresión ~NE-SO; von Gosen et al., 1990, 1991; Tickyj y Llambías, 1994; Tickyj et al., 1997, 1999; Giacosa, 2001; von Gosen, 2002, 2003). Esto, sumado a que posiblemente la edad de esta deformación y metamorfismo asociado es más joven que ~260 Ma, ponen en duda su asociación a esta orogenia. Lo mismo ocurre con las estructuras (D<sub>5</sub>) que representan la etapa final de deformación.

## CAPÍTULO 9

### CONCLUSIONES

El trabajo de campo, los estudios estructurales, el análisis mineralógico, textural y microtectónico, los datos analíticos de geoquímica y geocronología, la estimación de las condiciones P-T del metamorfismo y el análisis integral del Capítulo 8, permiten arribar a las siguientes conclusiones sobre la evolución geológica de la Formación Nahuel Niyeu y de otras unidades de basamento del noreste del Macizo Norpatagónico.

**1-** Las rocas metasedimentarias de la Formación Nahuel Niyeu se pueden agrupar en tres litofacies distinguibles en base a su litología y coloración:

I)- Litofacies verde grisácea (la más abundante): metagrauvacas masivas feldespáticas y líticas, metagrauvacas feldespáticas foliadas, metagrauvacas feldespáticas laminadas, filitas verde grisáceas e intercalaciones menores de metaconglomerados líticos.

II)- Litofacies marrón amarillenta: metagrauvacas feldespáticas laminadas con intercalaciones menores de filitas verde grisáceas.

III)- Litofacies roja: metaarenitas feldespáticas, metagrauvacas feldespáticas foliadas, metagrauvacas feldespáticas masivas y filitas rojas, e intercalaciones de finos niveles tobáceos.

**2-** Las rocas metasedimentarias contienen intercalaciones de rocas metaígneas ultramáficas a félsicas, las cuales cristalizaron como un flujo de lava subácueo y filones capa. El flujo de lava es una metaandesita. Los filones capa son simples o compuestos. Los filones simples son metagabros/dioritas o metaperidotitas y los compuestos son metagabros/dioritas-peridotitas o metagranodioritas-gabros/dioritas. Los filones capa simples de metagabro/diorita dominan sobre el resto de las composiciones. Los protolitos subvolcánicos están espacial, temporal y genéticamente relacionados.

**3-** Las edades máximas de deposición U-Pb LA-MC-ICP-MS de los protolitos sedimentarios de las tres litofacies varían entre 516,6 y 515 Ma. Una edad U-Pb SHRIMP de  $513,6 \pm 3,3$  Ma de un filón capa puede ser asignada a la edad de cristalización del resto de los cuerpos subvolcánicos. La deposición de los protolitos sedimentarios en el área de Aguada Cecilio puede ajustarse entre los 516,6-515 y 513,6 Ma (Época 2 del Cámbrico).

**4-** La semejanza entre las edades máximas de deposición y de deposición ajustada sugiere que las edades de los circones detríticos más jóvenes podrían utilizarse para datar la deposición en esta unidad. Entonces, en base a los datos obtenidos por otros autores la edad de deposición para toda la Formación Nahuel Niyeu es Época 2 del Cámbrico.

**5-** Los protolitos silicoclásticos de las tres litofacies comparten como carácter común la inmadurez textural y composicional lo que indica que habrían provenido de rocas fuente proximales. Las fuentes

proximales de detritos más probables son: 1) rocas ígneas de < 520 Ma (arco magmático activo), 2) rocas ígneas de ~555-520 Ma y 3) rocas metasedimentarias de alto y bajo grado con edades máximas de sedimentación en torno a los ~560-550 Ma y posible metamorfismo a ~540-530 Ma (en las de alto grado).

**6-** Los protolitos sedimentarios e ígneos de la Formación Nahuel Niyeu habrían sido formados en una cuenca de margen continental asociada a un arco magmático activo durante la Época 2 del Cámbrico.

**7-** Las rocas metasedimentarias y metaígneas comparten todas las estructuras de deformación y el metamorfismo asociado.

**8-** La Formación Nahuel Niyeu registra dos eventos tectónicos principales, cada uno de estos asociado a un metamorfismo regional diferente:

I) Evento tectónico  $D_1$ - $D_2$  acompañado por un metamorfismo regional  $M_1$  que alcanzó condiciones de facies esquistos verdes, zona biotita, acotado entre los 513,6 y *ca.* 470 Ma (Época 2 del Cámbrico - Ordovícico Temprano). Se distinguieron 3 etapas del metamorfismo regional  $M_1$ : 1) metamorfismo progrado desde zona clorita hasta zona biotita, asociado a las estructuras de deformación  $D_1$ , 2) clímax metamórfico también en zona biotita y asociado a las estructuras de deformación  $D_2$  y 3) metamorfismo retrógrado, bajo condiciones estáticas en zona clorita, y asociado a levantamiento y enfriamiento cortical postorogénico. Las condiciones P-T del clímax metamórfico se estimaron en 0,22 a 0,31 GPa y 363 a 372 °C.

II) Evento tectónico  $D_3$  asociado a metamorfismo regional  $M_2$  en facies esquistos verdes zona clorita y ocurrido probablemente en el Pérmico tardío a ~260 Ma.

Las estructuras de deformación de los dos eventos tectónicos  $D_1$ - $D_2$  y  $D_3$  están asociados a una misma dirección de compresión ~NNE-SSO que generó una fábrica de rumbo ONO-ESE compuesta por una sucesión de pliegues con ejes y rumbos paralelos.

**9-** Estructuras de deformación  $D_4$ , de rumbo NE-SO y asociadas a una compresión NO-SE se sobreponen a la fábrica  $D_1$ - $D_2$  y  $D_3$ . Las estructuras  $D_4$  comprenden pliegues  $F_4$  de rumbo NE-SO que se intensifican desde el SE hacia el NO, donde están acompañados de fallas inversas con transporte hacia el SE. Estas estructuras son las más conspicuas en los afloramientos entre el arroyo Valcheta y la localidad de Nahuel Niyeu, ya que cambiaron el rumbo original ONO-ESE de la fábrica  $D_1$ - $D_2$  y  $D_3$  a NE-SO. Las zonas de mayor intensidad de deformación están asociadas con metamorfismo de muy bajo grado. La edad de las estructuras  $D_4$  y el metamorfismo asociado es posterior a los ~260 Ma, pudiendo ser del Pérmico más tardío o más jóvenes.



**10-** Pliegues locales (estructuras D<sub>5</sub>) con rumbo NO-SE a NNO-SSE representan la etapa final de deformación de la Formación Nahuel Niyeu y son más jóvenes que las estructuras D<sub>4</sub>.

**11-** Desde el punto de vista regional del Macizo Norpatagónico, los protolitos sedimentarios e ígneos del Complejo Mina Gonzalito y las formaciones Nahuel Niyeu y El Jagüelito habrían sido formados en una cuenca de margen continental asociada a un arco magmático activo, durante la Época 2 del Cámbrico. Las rocas metamáficas del Complejo Mina Gonzalito pueden ser consideradas como equivalentes de las rocas metamáficas de la Formación Nahuel Niyeu.

**12-** A pesar de los diferentes grados metamórficos, las formaciones Nahuel Niyeu y El Jagüelito y el Complejo Mina Gonzalito registran un primer evento tectónico asociado a metamorfismo regional, equivalente. El mismo ocurrió durante el Paleozoico temprano, probablemente, en el intervalo Época 2 del Cámbrico-Ordovícico Temprano en las unidades de bajo grado, y en el Ordovícico Temprano en las rocas de alto grado. Este diacronismo es típico de rocas de alto y bajo grado metamorizadas regionalmente y explica que granitoides ordovícicos sean postorogénicos en las rocas de bajo grado y sinorogénicos en las rocas de alto grado.

**13-** La evolución Cámbrico-Ordovícico de las rocas de basamento del Macizo Norpatagónico es consistente con los procesos que ocurrieron durante el Paleozoico temprano dentro del Orógeno Terra Australis del margen sur de Gondwana. Esta evolución es también coetánea con las etapas Cámbrico Temprano y Cámbrico Medio-Ordovícico de las orogenias Pampeana y Famatiniana del centro de Argentina, respectivamente.

**14-** Las estructuras de deformación producidas por el evento tectónico del Pérmico tardío, registradas en la Formación Nahuel Niyeu son comparables con estructuras de la misma edad que afectan al Complejo Mina Gonzalito y a la Formación El Jagüelito. Edades de reseteo isotópicas de ~260 Ma en la zona de Mina Gonzalito-Sierra Pailemán y Sierra Grande-arroyo Salado son equivalentes al tiempo propuesto para el evento tectónico D<sub>3</sub> y el metamorfismo regional asociado M<sub>2</sub> (~260 Ma, Pérmico tardío).

**15-** El evento tectónico y metamorfismo asociado del Pérmico tardío en la Formación Nahuel Niyeu puede ser considerado como un efecto de la orogenia Gondwánica dentro del mismo Orógeno Terra Australis.

**16-** La orientación (NE-SO) y dirección de compresión (~NO-SE) de las estructuras de deformación D<sub>4</sub> son inconsistentes respecto a aquellas de las estructuras típicamente Gondwánicas (orientación ~NO-SE y compresión ~NE-SO). Esto junto a la posible edad más joven que ~260 Ma de estas estructuras ponen en duda su relación con esta orogenia. Lo mismo ocurre con las estructuras asociadas a la etapa final de deformación registrada en la Formación Nahuel Niyeu.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J., 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. En: 2º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas, 755-766.
- Aceñolaza, F.G. y Miller, H., 1982. Early Paleozoic orogeny in southern South America. *Precambrian Research*, 17, 133-146. [http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268\(82\)90052-3](http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(82)90052-3)
- Aragón, E., Rodríguez, A.M.I. y Benialgo, A., 1996. A calderas field at the Marifil Formation, new volcanogenic interpretation, Norpatagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 9, 321-328. [http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811\(96\)00017-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(96)00017-X)
- Auzanneau, E., Schmidt, M.W., Vielzeuf, D. y D Connolly, J.A., 2010. Titanium in phengite: a geobarometer for high temperature eclogites. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 159, 1-24. 10.1007/s00410-009-0412-7
- Babcock, L.E. y Peng, S., 2007. Cambrian chronostratigraphy: Current state and future plans. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254, 62-66. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.03.011>
- Basei, M.A.S., Varela, R., Sato, A.M., Siga Jr, O. y Llambías, E.J., 2002. Geocronología sobre rocas del Complejo Yaminué, Macizo Norpatagónico, Río Negro, Argentina. En: Cabaleri, N.G. y Cingolani, C.A. (Eds.), XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Actas 117-122.
- Bhatia, M.R. y Crook, K.A.W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 92, 181-193. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00375292>
- Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Davis, D.W., Aleinikoff, J.N., Valley, J.W., Mundil, R., Campbell, I.H., Korsch, R.J., Williams, I.S. y Foudoulis, C., 2004. Improved  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, 205, 115-140. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.01.003>
- Boggs, S.J., 2009. *Petrology of Sedimentary Rocks*, 2 ed. Cambridge, New York, 612 pp.
- Bucher, K. y Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 8 ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York, 428 pp. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-540-74169-5>
- Busteros, A., Giacosa, R. y Lema, H., 1998. Hoja 4166-IV, Sierra Grande, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 75 pp.
- Cagnoni, M.C., Linares, E., Ostera, H.A., Parica, C.A. y Remesal, M.B., 1993. Caracterización geoquímica de los metasedimentos de la Formación Nahuel Niyeu: Implicancias sobre su proveniencia y marco tectónico. En: XII Congreso Geológico Argentino y 2 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, Actas, 281-288.
- Caminos, R., 1983. Descripción geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapiluke y 39h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires.
- Caminos, R. y Llambías, E.J., 1984. El Basamento Cristalino. En: Ramos, V.A. (Ed.) IX Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, 37-63.
- Caminos, R., Chernicoff, C.J. y Varela, R., 1994. Evolución tectónicometamórfica y edad del Complejo Yaminué, Basamento preandino norpatagónico, República Argentina. En: 7º Congreso Geológico Chileno, Concepción, Actas, 1301-1305.
- Caminos, R., 2001. Hoja Geológica 4166-I, Valcheta, provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales - Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 73 pp.

- Cawood, P.A., 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Reviews*, 69, 249-279. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.09.001>
- Cawood, P.A., Hawkesworth, C.J. y Dhuime, B., 2012. Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, 40, 875-878. <http://dx.doi.org/10.1130/g32945.1>
- Chernicoff, C., Zappettini, E., Santos, J., Belousova, E. y McNaughton, N., 2010. SHRIMP U–Pb ages and Hf isotope composition of Las Piedras Formation (Ediacaran–Lower Cambrian), southern La Pampa Province, Argentina. En: 7th South American Symposium on Isotope Geology, Brasilia, Abstracts in CD.
- Chernicoff, C.J. y Caminos, R., 1996a. Estructura y relaciones estratigráficas de la Formación Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico oriental, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51, 201-212.
- Chernicoff, C.J. y Caminos, R., 1996b. Estructura y metamorfismo del Complejo Yaminué, Macizo Nordpatagónico oriental, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51, 107-118.
- Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J. y Belousova, E., 2013. Combined U-Pb SHRIMP and Hf isotope study of the Late Paleozoic Yaminué Complex, Rio Negro Province, Argentina: Implications for the origin and evolution of the Patagonia composite terrane. *Geoscience Frontiers*, 4, 37-56. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2012.06.003>
- Coggon, R. y Holland, T., 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 683-696.
- Compston, W., Williams, I.S. y Meyer, C., 1984. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89, B525-B534. <http://dx.doi.org/10.1029/JB089iS02p0B525>
- Compton, R.R., 1962. Manual of field geology. Soil Science, 93, 295.
- Connolly, J.A.D., 1990. Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science*, 290, 666-718.
- Connolly, J.A.D., 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*, 236, 524-541. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.033>
- Cortés, J., 1981. El substrato precretácico del extremo noreste de la Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36, 217-235.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R., 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology*, 20, 617-620. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0617:epobot>2.3.co;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0617:epobot>2.3.co;2)
- Dalla Salda, L.H., Aragón, E., Benialgo, A., Abre, P. y Pezzotti, C., 2003. El protolito siliciclástico de las Ectinitas El Jagüelito, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58, 321-328.
- Davis, G.H., Reynolds, S.J. y Kluth, C., 2012. Structural geology of rocks and regions, 3 ed. Wiley New York, 839 pp.
- de Alba, E., 1964. Descripción Geológica de la hoja 41j Sierra Grande. Dirección Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires, 67 pp.
- Evans, B.W. y Ghiorso, M.S., 1995. Thermodynamics and petrology of cummingtonite. *American Mineralogist*, 80, 649-663.

- Folk, R.L., 1951. Stages of textural maturity in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 21.
- García, V.A., González, S.N., Tassinari, C.C.G., Sato, K., Sato, A.M., González, P.D. y Varela, R., 2014a. Geoquímica y geocronología del Plutón La Verde, Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro. En: Martino, R.D., et al. (Eds.), XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba, Actas, 373-374.
- García, V.A., González, S.N., Tassinari, C.C.G., Sato, K., Sato, A.M., González, P.D. y Varela, R., 2014b. U/Pb and Nd data from Peñas Blancas Pluton, North Patagonian Massif, Argentina. En: 9th South American Symposium on Isotope Geology, São Paulo, Abstracts, 190.
- García, V.A., Sato, A.M., González, P.D. y Basei, M.A.S., 2015. Geología, geoquímica y geocronología del plutón La Laguna, Macizo Nordpatagónico, Río Negro. En: Simposio de Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada, General Roca, Actas, 73-74.
- Gärtner, A., Linnemann, U., Sagawe, A., Hofmann, M., Ullrich, B. y Kleber, A., 2013. Morphology of zircon crystal grains in sediments—characteristics, classifications, definitions. *Geologica Saxonica*, 59, 65-73.
- Giacosa, R., 1987. Caracterización de un sector del basamento metamórfico-migmatítico en el extremo suroriental del Macizo Norpatagónico, Provincia de Río Negro, Argentina. En: X Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, Actas, 51-54.
- Giacosa, R., 1993. El ciclo eruptivo gondwánico en el area de Sierra Pailemán, Macizo Nordpatagónico, Argentina. En: XII Congreso Geológico Argentino y 2 Congreso de Exploración de hidrocarburos, Mendoza, Actas, 113-119.
- Giacosa, R., 1994a. Geología y petrología de las rocas pre-Cretácicas del área arroyo Salado-arroyo Tembrao, sector oriental del Macizo Norpatagónico, Río Negro. Ph. D. thesis, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Comodoro Rivadavia, 200.
- Giacosa, R., 1994b. Evolución tectónica pre-Cretácica del margen Atlántico del Macizo Nordpatagónico, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil I, 687-700.
- Giacosa, R., 1997. Geología y petrología de las rocas pre-cretácicas de la región de Sierra Pailemán, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52, 65-80.
- Giacosa, R., 1999. El basamento pre-silúrico del extremo este del Macizo Nordpatagónico y del Macizo del Deseado. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales – SEGEMAR, Buenos Aires, 118-123.
- Giacosa, R., 2001. Zonas de cizalla frágil-dúctil neopaleozoicas en el nordeste de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56, 131-140.
- Giacosa, R. y Paredes, J., 2001. Estructura de las metamorfitas del Paleozoico temprano en el Arroyo. Salado. Macizo Nordpatagónico, Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56, 141-149.
- Giacosa, R., Márquez, M. y Panza, J., 2002. Basamento Paleozoico Inferior del Macizo del Deseado. En: Haller, M.J. (Ed.) XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*, 1-11.
- Gill, R., 2010. *Igneous rocks and processes: a practical guide*. John Wiley & Sons, Chichester, UK, 428 pp.
- González, P.D., Poiré, D. y Varela, R., 2002. Hallazgo de trazas fósiles en la Formación El Jagüelito y su relación con la edad de las metasedimentitas, Macizo Nordpatagónico Oriental, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57, 35-44.
- González, P.D., Sato, A., Varela, R., Llambías, E., Naipauer, M., Basei, M., Campos, H. y Greco, G., 2008a. El Molino Plutón: a granite with regional metamorphism within El Jagüelito Formation, North



- Patagonian Massif. En: Linares, E., et al. (Eds.), 6th South American Symposium on Isotope Geology, San Carlos de Bariloche, Volume en CD, Paper N° 41.
- González, P.D., Varela, R., Sato, A.M., Campos, H., Greco, G., Naipauer, M., Llambías, E. y García, V., 2008b. Metamorfismo regional Ordovícico y estructura de la Ectinita El Jagüelito al SO de Sierra Grande, Río Negro. En: XVII Congreso Geológico Argentino, San Salvador de Jujuy, Actas, 849-850.
- González, P.D., Varela, R., Sato, A.M., Llambías, E.J. y González, S.N., 2008c. Dos fajas estructurales distintas en el Complejo Mina Gonzalito, Río Negro. En: XVII Congreso Geológico Argentino, San Salvador de Jujuy, Actas, 847-848.
- González, P.D., Tortello, M. y Damborenea, S., 2010a. Hallazgo de arqueociatos del Cámbrico temprano en Patagonia y su interés paleobiogeográfico. En: X Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y VII Congreso Latinoamericano de Paleontología, La Plata, Actas en CD, 47.
- González, P.D., Varela, R., Sato, A.M., Greco, G., Naipauer, M. y Llambías, E., 2010b. Evidencias geológicas y paleontológicas en la Formación El Jagüelito para la conexión Patagonia-Antártida durante el Paleozoico inferior. En: X Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y VII Congreso Latinoamericano de Paleontología, La Plata, Actas en CD, 48.
- González, P.D., Greco, G., Varela, R., Naipauer, M., Sato, A.M., Llambías, E., García, V. y Campos, H., 2011a. Patrón metamórfico invertido en la Formación El Jagüelito de la Herradura del Salado, Basamento Norpatagónico, Río Negro. En: Leanza, H., et al. (Eds.), XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Actas en CD, 85-86.
- González, P.D., Sato, A.M., Varela, R., Llambías, E.J., Greco, G., González, S.N. y García, V., 2011b. Conexión Macizo Norpatagónico - Antártida Oriental: fósiles Arqueociátidos, comparación geológica y circones detríticos. En: Leanza, H., et al. (Eds.), XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Actas en CD, 87-88.
- González, P.D., Tortello, M.F. y Damborenea, S.E., 2011c. Early cambrian archaeocyathan limestone blocks in low-grade meta-conglomerate from el jagueelito formation (sierra grande, rio negro, argentina). *Geologica Acta*, 9, 159-173.
- González, P.D., Sato, A.M., Varela, R., Naipauer, M., Llambías, E.J. y Castro Dorado, A., 2013a. Volcanismo de arco asociado a la Formación El Jagüelito, Sierra Grande, Río Negro. En: 2º Simposio Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada, San Luis, Libro de actas, 39-40.
- González, P.D., Varela, R., Naipauer, M., Sato, A. y Llambías, E., 2013b. Estratigrafía ígnea del plutón Arroyo Salado, Playas Doradas, Río Negro. En: 2º Simposio Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada, San Luis, Libro de Actas, 37-38.
- González, P.D., Sato, A.M., Varela, R., Greco, G.A., Naipauer, M., Llambías, E.J. y Basei, M.A.S., 2014. Metamorfismo y estructura interna de la Formación El Jagüelito en el Arroyo Salado inferior, Macizo Norpatagónico, Río Negro. En: Martino, R.D., et al. (Eds.), XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba, Actas en CD, 381-382.
- González, P.D., 2015. Texturas de los cuerpos ígneos. En: Llambías, E.J., 2015. Geología de los cuerpos ígneos, 4 ed. Asociación Geológica Argentina, Serie B -Didáctica y Complementaria N° 32, Buenos Aires, 237 pp.
- González, S.N., Greco, G.A., González, P.D., Sato, A.M. y Llambías, E.J., 2014a. Geoquímica de un enjambre longitudinal de diques postorogénicos triásicos en el Macizo Norpatagónico oriental. En: Martino, R.D., et al. (Eds.), XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba, Actas en CD, 1452-1453.
- González, S.N., Greco, G.A., González, P.D., Sato, A.M., Llambías, E.J., Varela, R. y Basei, M.A.S., 2014b. Geología, petrografía y edad U-Pb de un enjambre longitudinal NO-SE de diques del macizo nordpatagónico oriental, Río negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71, 174-183.

- González, S.N., Greco, G.A., Sato, A.M., González, P.D., Llambías, E.J., Varela, R. y Basei, M.A.S., 2014c. Triassic post-orogenic dyke swarm in North-Patagonian Massif, Argentina. En: Babinski, M., et al. (Eds.), 9th South American Symposium on Isotope Geology, São Paulo, Abstracts, 187.
- Goode, J.W., Myrow, P., Williams, I.S. y Bowring, S.A., 2002. Age and provenance of the Beardmore Group, Antarctica: constraints on Rodinia supercontinent breakup. *The Journal of geology*, 110, 393-406.
- Goode, J.W., Williams, I.S. y Myrow, P., 2004. Provenance of Neoproterozoic and lower Paleozoic siliciclastic rocks of the central Ross orogen, Antarctica: Detrital record of rift-, passive-, and active-margin sedimentation. *Geological Society of America Bulletin*, 116, 1253-1279. <http://dx.doi.org/10.1130/b25347.1>
- Gozalvez, M.R., 2009a. Caracterización del plutón San Martín y las mineralizaciones de wolframio asociadas, departamento Valcheta, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64, 409-425.
- Gozalvez, M.R., 2009b. Petrografía y edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de leucogranitos peraluminosos al oeste de Valcheta: Macizo Nordpatagónico (Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64, 285-294.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. y Ogg, G.B., 2012. *The Geologic Time Scale*. Elsevier, Boston, 1144 pp. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.01001-5>
- Grecco, L., Gregori, D., Rapela, C., Pankhurst, R. y Labudía, C., 1994. Peraluminous granites in the Northeastern sector of the North Patagonian Massif. En: 7º Congreso Geológico Chileno, Actas, 1354-1359.
- Grecco, L.E. y Gregori, D.A., 2011. Geoquímica y geocronología del Complejo Plutónico Paileman, Comarca Nordpatagónica, provincia de Río Negro. En: Leanza, H., et al. (Eds.), Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Actas en CD, 91-92.
- Greco, G.A., González, S.N., Sato, A.M., González, P.D., Llambías, E.J. y Basei, M.A.S., 2014. Nueva datación en circones detríticos para el Complejo Mina Gonzalito, Provincia de Río Negro. En: Martino, R.D., et al. (Eds.), XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba, Actas en CD, 1454-1455.
- Gregori, D.A., Kostadinoff, J., Strazzere, L. y Raniolo, A., 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research*, 14, 429-450. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2008.04.005>
- Harrington, H.J., 1962. Paleogeographic development of South America. *AAPG Bulletin*, 46, 1773-1814.
- Harrison, T.M., Duncan, I. y McDougall, I., 1985. Diffusion of  $^{40}\text{Ar}$  in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 2461-2468. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90246-7](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(85)90246-7)
- Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*, 58, 820-829. <http://dx.doi.org/10.1306/212f8e77-2b24-11d7-8648000102c1865d>
- Holland, T.J.B., Baker, J. y Powell, R., 1998. Mixing properties and activity-composition and relationships of chlorites in the system  $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ . *European Journal of Mineralogy*, 10, 395-406.
- Holland, T.J.B.P., R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309-343.
- Huber-Grünberg, A., 1990. *Sedimentologie, Fazies und Herkunft der kambrisch/ordovizischen und silurisch/unterdevonischen Einheiten von Sierra Grande, Patagonien*, Dissertation University of Munich, 196 pp.

- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548. <http://dx.doi.org/10.1139/e71-055>
- Jiang, W.-T. y Peacor, D.R., 1994. Formation of corrensite, chlorite and chlorite-mica stacks by replacement of detrital biotite in low-grade pelitic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 867-884. [10.1111/j.1525-1314.1994.tb00065.x](http://dx.doi.org/10.1111/j.1525-1314.1994.tb00065.x)
- Llambías, E.J., 2015. Geología de los cuerpos ígneos, 4 ed. Asociación Geológica Argentina, Serie B -Didáctica y Complementaria Nº 32, Buenos Aires, 237 pp.
- López de Luchi, M.G., Wemmer, K. y Rapalini, A.E., 2008. The cooling history of the North Patagonian Massif: first results for the granitoids of the Valcheta area, Río Negro, Argentina. En: Linares, E., et al. (Eds.), 6th South American Symposium on Isotope Geology, San Carlos de Bariloche, Abstracts, 33.
- López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E. y Tomezzoli, R.N., 2010. Magnetic fabric and microstructures of Late Paleozoic granitoids from the North Patagonian Massif: Evidence of a collision between Patagonia and Gondwana? *Tectonophysics*, 494, 118-137. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2010.09.003>
- Ludwig, K.R., 2008. User's manual for Isoplot 3.6: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4, 77.
- Malvicini, L. y Llambías, E., 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut. En: V Congreso Geológico Argentino, Córdoba, Actas, 185-202.
- Márquez, M.J., Massaferro, G.I., Fernández, M.I., Menegatti, N. y Navarrete, C.R., 2011. El centro volcánico Sierra Grande: caracterización petrográfica y geoquímica del magmatismo extensional liásico, noroeste de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 68, 555-570.
- Martínez Dopico, C.I., López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E. y Kleinhanns, I.C., 2011. Crustal segments in the North Patagonian Massif, Patagonia: An integrated perspective based on Sm-Nd isotope systematics. *Journal of South American Earth Sciences*, 31, 324-341. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2010.07.009>
- Martínez, H., Náñez, C., Lizuain, C.D.M. y Turel, A., 2001. Hoja Geológica 4166-II, San Antonio Oeste, provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales - Servicio Geológico Minero Argentino, 32 pp.
- McLaren, A.C., Gerald, J.D.F. y Williams, I.S., 1994. The microstructure of zircon and its influence on the age determination from Pb/U isotopic ratios measured by ion microprobe. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 993-1005. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90521-5](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(94)90521-5)
- Methol, E.J. y Sesana, F., 1972. Notas sobre el hallazgo de ortocuarcitas conglomerádicas en la región septentrional del Macizo Norpatagónico Servicio Nacional Minero Geológico, Buenos Aires.
- Naipauer, M., Sato, A.M., González, P.D., Chemale Jr., F., Varela, R., Llambías, E., Greco, G. y Dantas, E., 2010. Eopaleozoic Patagonia-East Antarctica connection: fossil and U-Pb evidence from El Jagüelito Formation. En: 7th South American Symposium on Isotope Geology, Brasilia, Short Paper Volume, 602-605.
- Newton, R.C., Charlu, T.V. y Kleppa, O.J., 1980. Thermochemistry of the high structural state plagioclases. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 933-941. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90283-5](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(80)90283-5)
- Núñez, E., 1975. Informe preliminar de la Hoja 39 i, Valcheta, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires.
- Núñez, E., Bachmann, E.W., de R., I., Britos, A., Franchi, M., Lizuain, A. y Sepúlveda, E., 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somuncura, provincia de Río Negro, República Argentina. En: 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Buenos Aires, Actas, 247-266.

- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. y Caminos, R., 1993. Problemas geocronológicos de los granitoides gondwánicos de Nahuel Niyeu, Macizo Norpatagónico. En: XII Congreso Geológico Argentino y Segundo Congreso de Exploración de hidrocarburos, Mendoza, Actas, 99-114.
- Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 134, 23-36. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00103-J](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(95)00103-J)
- Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C. y Riley, T.R., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81, 113-136. [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(97\)00070-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(97)00070-X)
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Loske, W.P., Márquez, M. y Fanning, C.M., 2003. Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 27-44. [http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00017-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00017-8)
- 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.02.001>
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., López De Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Fanning, C.M. y Galindo, C., 2014. The Gondwana connections of northern Patagonia. *Journal of the Geological Society*, 171, 313-328. <http://dx.doi.org/10.1144/jgs2013-081>
- Passchier, C. y Trouw, R., 2005. *Microtectonics*, 2 ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York, 366 pp. <http://dx.doi.org/10.1007/3-540-29359-0>
- Peng, S., Babcock, L.E. y Cooper, R.A., 2012. Chapter 19 - The Cambrian Period. En: Gradstein, F.M., et al. (Eds.), *The Geologic Time Scale*, Elsevier, Boston, 437-488. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00019-6>
- Pezzuchi, H.D., 1978. Estudio geológico de la zona de estancia Dos Hermanos-estancia 25 de Marzo y adyacencias, departamento Deseado, provincia de Santa Cruz. Universidad Nacional de La Plata, La Plata, 120.
- Ramos, V.A., 1975. Geología del sector oriental del Macizo Nordpatagónico entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30, 274-285.
- Ramos, V.A., 1984. Patagonia: Un continente paleozoico a la deriva. En: IX Congreso Geológico Argentino San Carlos de Bariloche, Actas 311-325.
- Ramos, V.A. y Cortés, J.M., 1984. Estructura e interpretación Tectónica. En: Ramos, V.A. (Ed.) IX Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro, 317-346.
- Ramos, V.A., 2008. Patagonia: A paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences*, 26, 235-251. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2008.06.002>
- Ramos, V.A. y Naipauer, M., 2012. Patagonia: an allochthonous terrane accreted to the Western Gondwana and its contribution to the formation of the paleo-Andes in the late Paleozoic. En: *Geology of the Andean Cordillera and its foreland*, Geo-Temas, 13, 1903-1906.
- Ramos, V.A. y Naipauer, M., 2014. Patagonia: where does it come from?, pp. [http://dx.doi.org/10.5209/rev\\_JIGE.2014.v40.n2.45304](http://dx.doi.org/10.5209/rev_JIGE.2014.v40.n2.45304)
- Ramsay, J.G., 1962. Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. *The Journal of Geology*, 70, 466-481.



- Rapalini, A.E., Lopez de Luchi, M.G., Martínez Dopico, C., Lince Klinger, F., Giménez, M. y Martínez, P., 2010. Did Patagonia collide against Gondwana in the Late Paleozoic? Some insights from a multidisciplinary study of magmatic units of the North Patagonian Massif. *Geologica Acta*, 8, 349-371. <http://dx.doi.org/10.1344/105.000001577>
- Rapalini, A.E., López de Luchi, M., Tohver, E. y Cawood, P.A., 2013. The South American ancestry of the North Patagonian Massif: geochronological evidence for an autochthonous origin? *Terra Nova*, 25, 337-342. <http://dx.doi.org/10.1111/ter.12043>
- Rollinson, H., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific Harlow, 352 pp.
- Roser, B.P. y Korsch, R.J., 1986. Determination of Tectonic Setting of Sandstone-Mudstone Suites Using SiO<sub>2</sub> Content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O Ratio. *The Journal of Geology*, 94, 635-650. 10.2307/30078330
- Sato, K., Basei, M.A.S., Ferreira, C.M., Vlach, S.R.F., Ivanuch, W., Siga Jr, O. y T., O.A., 2010. In situ U-Th-Pb isotopic analyses by Excimer laser ablation/ICP-MS on Brazilian xenotime megacrystal: first U-Pb results at CPGeo-IG-USP. En: 7th South American Symposium on Isotope Geology, Brasilia, Abstracts in CD.
- Sesana, F.L., 1968. Consideraciones geológicas y petrográficas del plan Valcheta. Dirección Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires.
- Stacey, J.S. y Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 207-221. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
- Stüwe, K., 2007. *Geodynamics of the Lithosphere, an introduction*, 2 ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York, 493 pp.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London, Special Publications*, 42, 313-345. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tajčmanová, L., Connolly, J. y Cesare, B., 2009. A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite. *Journal of Metamorphic Geology*, 27, 153-165.
- Tickyj, H. y Llambías, E.J., 1994. El gneis milonítico del Cerro de los Viejos (38°28'S–64°26'O), Provincia de La Pampa, Argentina. ¿Evidencia de un corrimiento en el Carbonífero inferior? En: 7° Congreso Geológico Chileno, Concepción, Actas, 1239-1243.
- Tickyj, H., Dimieri, L.V., Llambías, E.J. y Sato, A.M., 1997. Cerro de Los Viejos (38 28'S-64 26'O): cizallamiento dúctil en el sudeste de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52, 311-321.
- Tickyj, H., 1999. Estructura y petrología del basamento cristalino de la porción centro-sur de la provincia de La Pampa, Argentina. Universidad Nacional de La Plata, 228.
- Tickyj, H., Dimieri, L.V., Llambías, E.J. y Sato, A.M., 1999. El basamento cristalino de la región sur-oriental de la Provincia de La Pampa: extensión austral del Orógeno Famatiniano de Sierras Pampeanas. En: XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, Actas, 160-163.
- Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*, 3 ed. Wiley-Blackwell, 262 pp.
- Varela, R., Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Gomez, V., 1991. Estructura, petrología y geocronología del basamento de la región del Limay, provincias de Río Negro y Neuquen, Argentina. *Revista Geológica de Chile*, 18, 147-163. 10.5027/andgeoV18n2-a05
- Varela, R., Basei, M.A.S., Sato, A.M., Siga Jr, O., Cingolani, C.A. y Sato, K., 1998. Edades isotópicas Rb/Sr y U/Pb en rocas de Mina Gonzalito y Arroyo Salado. Macizo Norpatagónico Atlántico, Río Negro,

- Argentina. En: X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Buenos Aires, Actas, 71-76.
- Varela, R., Basei, M., González, P., Sato, A. y Sato, K., 2008. Granitoides Famatinianos y Gondwánicos en Sierra Grande. Nuevas edades radimétricas método U-Pb. En: XVII Congreso Geológico Argentino, San Salvador de Jujuy, Actas, 914-915.
- Varela, R., Sato, K., González, P.D., Sato, A.M. y Basei, M.A.S., 2009. Geología y geocronología Rb-Sr de granitoides de Sierra Grande, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 64, 275-284.
- Varela, R., González, P.D., Basei, M.A.S., Sato, K., Sato, A.M., Naipauer, M., García, V.A., González, S.N. y Greco, G., 2011. Edad del Complejo Mina Gonzalito: revisión y nuevos datos. En: Leanza, H., et al. (Eds.), XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Actas en CD, 127-128.
- Varela, R., González, P.D., Philipp, R., Sato, A.M., González, S.N., Greco, G.A. y Naipauer, M., 2014. Isótopos de estroncio en calcáreos del noreste patagónico: Resultados preliminares. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 71, 526-536.
- Viera, R. y Pezzuchi, H., 1976. Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con rocas del "Complejo metamórfico" de la Patagonia Extraandina, estancia Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 31, 281-283.
- von Gosen, W., Buggisch, W. y Dimieri, L., 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires province/Argentina). Geologische Rundschau, 79, 797-821. <http://dx.doi.org/10.1007/BF01879216>
- von Gosen, W., Buggisch, W. y Krumm, S., 1991. Metamorphism and deformation mechanisms in the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires Province, Argentina). Tectonophysics, 185, 335-356. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90453-Y](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(91)90453-Y)
- von Gosen, W., 2002. Polyphase structural evolution in the northeastern segment of the North Patagonian Massif (southern Argentina). Journal of South American Earth Sciences, 15, 591-623. [http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00111-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00111-6)
- von Gosen, W., 2003. Thrust tectonics in the North Patagonian Massif (Argentina): implications for a Patagonia plate. Tectonics, 22, 1005. <http://dx.doi.org/10.1029/2001TC901039>
- Williams, I.S., 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. En: McKibben, M.A., et al. (Eds.), Applications of microanalytical techniques to understanding mineralising processes, Reviews in Economic Geology, , 1-35.
- Zanettini, J., 1981. La Formación Sierra Grande (provincia de Río Negro). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 36, 160-179.