

**LOS BASAMENTOS FAMATINIANOS Y
GONDWÁNICOS DEL SECTOR OCCIDENTAL DEL
NORTE DE PATAGONIA**

**Paulo Marcos
Tesis Doctoral
2020**

Director: Dr. Daniel Alfredo Gregori

Departamento de Geología - Universidad Nacional del Sur



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

TESIS DE DOCTOR EN GEOLOGÍA

**LOS BASAMENTOS FAMATINIANOS Y GONDWÁNICOS DEL
SECTOR OCCIDENTAL DEL NORTE DE PATAGONIA**

Paulo Marcos

Bahía Blanca

Argentina

2020

PREFACIO

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Doctor en Geología, de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el Departamento de Geología durante el período comprendido entre el 1 de abril del 2015 hasta el 1 de abril del 2020, bajo la dirección del Dr. Daniel Alfredo Gregori, Profesor Titular de la Cátedra de Geología Argentina, e Investigador Independiente del CONICET.



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR
Secretaría General de Posgrado y Educación Continua

La presente tesis ha sido aprobada el / / , mereciendo la calificación de(.....)

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de tesis doctoral fue realizado gracias a la inmensurable ayuda que han aportado muchas personas tanto en el ámbito laboral como en el extra-laboral a quienes agradeceré en las próximas líneas.

A mi Director, Daniel Gregori por su ayuda constante durante el desarrollo de la tesis doctoral y por demostrar siempre su interés en el perfeccionamiento de mi desempeño académico.

A Leonardo Benedini por brindarme todo su apoyo en las distintas etapas del doctorado y por compartir numerosas charlas y salidas de campo.

A Cecilia Pavón Pivetta, Mercedes Barros y Leonardo Strazzere con quienes he tenido la oportunidad de compartir una gran parte de mis actividades durante estos cinco años.

A todos los miembros del Multilab de la Universidad Estatal de Río de Janeiro. En especial a los Dres. Mauro Geraldés y Aderson Costa Dos Santos por su compromiso y amabilidad durante mi estadía.

A la Dra. María Eugenia Varela del Instituto de Ciencias Astronómicas, de la Tierra y del Espacio (ICATE) por su compromiso y colaboración.

A los colegas y personal del INGEOSUR y de la Universidad Nacional del Sur.

A los Dres. Jorge Dristas, Francisco Nullo y Carlos Cingolani quienes fueron jurados de esta tesis doctoral por su tiempo y dedicación.

A los Dres. Juan Cruz Martínez, Sergio Delpino y Pablo González quienes me otorgaron todo su conocimiento en diversas consultas.

A mis padres y mi hermana quienes me han acompañado desde siempre y me han educado a partir del ejemplo.

A Romina, mi compañera y pilar fundamental en todas mis experiencias de estos últimos años.

A mis amigos de siempre...

RESUMEN

Los basamentos correspondientes a los ciclos orogénicos Famatiniano y Gondwánico en el sector noroccidental de la Patagonia fueron estudiados con creciente detalle en los últimos años. Sin embargo, el conocimiento de los afloramientos ígneos-metamórficos ubicados en los alrededores de Comallo (Provincia de Río Negro) es escaso y de carácter regional. En esta región del Macizo Nordpatagónico se diferenciaron cuatro litofacies metamórficas para la Formación Cushamen cuya distribución está estrechamente vinculada a la frecuencia y extensión de los afloramientos ígneos.

El protolito sedimentario identificado en las regiones más alejadas del contacto con los cuerpos ígneos fue diferenciado en nueve litofacies. El análisis de estas litofacies, la edad máxima de sedimentación (ca. 369 ± 8 Ma) y las características geoquímicas del área de aporte, evidencian que el ciclo sedimentario de la Formación Cushamen evolucionó durante el Carbónico sobre una cuenca de tras-arco donde se desarrollaron distintos subambientes glacimarininos.

El basamento ígneo-metamórfico presenta al menos cuatro etapas evolutivas durante el desarrollo de la orogenia Gondwánica. Posteriormente a la etapa de sedimentación, el evento tectónico – metamórfico más antiguo (t_1 - M_1 - D_1) desarrolló la foliación principal (S_1/S_0) en facies de esquistos verdes (470 - 550 °C; < 4 Kbars). El magmatismo pérmico y el desarrollo de las litofacies migmatitas que alcanzaron condiciones geotermobarométricas de aproximadamente 690 °C y 6.5 Kbars corresponden a la segunda etapa evolutiva (t_2 - M_2). El proceso de exhumación del basamento presenta una serie de rasgos asociados a deformación dúctil (t_3 - D_2 - S_2) en facies de esquistos verdes y una última etapa de deformación

(t_4 - D_3) en la cual se desarrolló un plegamiento suave que imprime la configuración actual del basamento metamórfico en la región.

ABSTRACT

Famatinian and Gondwanian basement outcrops along northwestern Patagonia have been studied in more detail over the last years. However, the knowledge of igneous-metamorphic belts located near Comallo (Río Negro province - Argentina) is scarce. In this region of the Northpatagonian Massif, four metamorphic lithofacies were differentiated for Cushamen Formation which its distribution is closely linked to the frequency and extent of igneous exposures.

The sedimentary protolith identified in the regions farthest from contact with the igneous bodies was differentiated into nine lithofacies. The analysis of these lithofacies, the maximum sedimentation age (ca. 369 ± 8 Ma) and the geochemical characteristics of the detritic supply regions, show that the sedimentary cycle of the Cushamen Formation evolved during the Carbonic period over a retro-arc basin where different glacial-marine sub-environments were developed.

The igneous-metamorphic basement presents at least four differentiable stages that represent the orogenic evolution of the Gondwanian cycle. After the sedimentation stage, the oldest tectonic - metamorphic event (t_1 - M_1 - D_1) developed the main foliation ($S_1//S_0$) in greenschist facies (470 - 550 ° C; < 4 Kbars). Permian magmatism and the development of migmatitic lithofacies that reached geothermobarometric conditions of approximately 690 °C and 6.5 Kbars correspond to the second evolutionary stage (t_2 - M_2). The exhumation process of the basement, presents a series of features associated with ductile deformation (t_3 - D_2 - S_2) in greenschist facies and a final deformation stage (t_4 - D_3) in which a soft folding was developed that prints the present basement configuration in the region.

ÍNDICE

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	1
1. Objetivos	3
2. Ubicación y características del área de tesis	5
3. Marco Geológico	9
3.1. Litología y geocronología del basamento ígneo-metamórfico entre los paralelos 39°-44° sur	9
3.2. Antecedentes del basamento ígneo-metamórfico del Macizo Nordpatagónico occidental	13
3.2.1. Síntesis de los primeros trabajos en las unidades de basamento	13
3.2.2. Litofacies del protolito (Formación Cushamen)	14
3.2.3. Metamorfismo, deformación y magmatismo	15
3.2.4. Antecedentes geocronológicos (Formación Cushamen)	16
CAPÍTULO II: METODOLOGÍA	18
1. Síntesis de las actividades de gabinete previas a las campañas.	18
2. Trabajos de campo	19
2.1. Técnicas de trabajo de campo	19
2.2. Campañas	20
2.2.1. Campaña 1	20
2.2.2. Campaña 2	20
2.2.3. Campaña 3	20
3. Trabajos de gabinete posteriores a las campañas	21
3.1. Microscopía y petrografía	21
3.2. Metodología Geoquímica	22
3.2.1. Geoquímica de roca total	22
3.2.2. Geoquímica mineral	22
3.2.3. Geocronología	23
3.3. Metodología en el análisis de datos estructurales.	24
CAPÍTULO III: LITOFACIES DE LA FORMACIÓN CUSHAMEN	25
1. Litofacies	26
1.1. Esquistos	26
1.1.1. Esquistos micáceos	28
1.1.2. Esquistos cuarzo micáceos	29

1.1.3. Esquistos cuarzo micáceos granatíferos	31
1.2. Metatexitas estromáticas	33
1.2.1. Leucosoma	34
1.2.2. Paleosoma	37
CAPÍTULO IV: ANÁLISIS DEL PROTOLITO	39
1. Resultados	40
1.1. Litofacies en base al protolito	40
1.1.1. Litofacies psefítica	42
1.1.1.1. Litofacies A: Diamictitas matriz sostén macizas (Dmm)	42
1.1.1.2. Litofacies B: Conglomerados (Gcs)	43
1.1.2. Litofacies psamíticas	45
1.1.2.1. Litofacies C: Areniscas con estratificación paralela (Sh)	45
1.1.2.2. Litofacies D: Areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp)	46
1.1.2.3. Litofacies E: Areniscas con estructura entrecruzada en artesa (St)	46
1.1.2.4. Litofacies E: Areniscas con estructuras entrecruzadas tipo hummocky (Hcs)	47
1.1.2.5. Litofacies F: Grauvacas con estratificación paralela (Swh)	47
1.1.3 Litofacies pelíticas	49
1.1.3.1 Litofacies G: Pelitas con dropstones (Fld)	49
1.1.3.2 Litofacies H: Pelitas (Fl)	49
1.2. Asociaciones de litofacies sedimentarias en las vías del ferrocarril	51
1.2.1 Asociación de litofacies A (ALA): Grauvacas, areniscas y pelitas con estratificación paralela (Swh – Sh - Fl)	51
1.2.2 Asociación de litofacies B (ALB): Areniscas y grauvacas con estratificación paralela (Sh - Swh)	52
1.2.3 Asociación de litofacies C (ALC): Pelitas, areniscas y conglomerados con estratificación paralela (Fl - Sh - Gcm)	52
1.2.4 Asociación de litofacies D (ALD): Areniscas con estratificación paralela y entrecruzada en artesa y pelitas (Sh - St - Fl - Fld)	53
1.2.5 Asociación de litofacies E (ALE): Diamictitas masivas y areniscas con estratificación paralela (Dmm - Sh)	54
1.2.6 Asociación de litofacies F (ALF): Grauvacas, pelitas y areniscas con estratificación paralela y entrecruzada de tipo hummocky (Swh - Fl - Sh - Hcs)	61
1.3. Geoquímica	56
1.3.1. Diagramas de discriminación del protolito	58
1.3.2. Diagramas de discriminación de las áreas de aporte	59
1.4. Geocronología	62

2. Discusiones	65
2.1. Reconstrucción paleoambiental de las asociaciones de litofacies	65
2.1.1 Asociaciones de litofacies ALA – ALB – ALC – ALF	65
2.1.2 Asociación de litofacies ALD	67
2.1.3 Asociación de litofacies ALE	70
2.2. Modelo evolutivo paleoambiental	73
2.2.1 Primera etapa (avance)	79
2.2.2 Segunda etapa (retroceso)	76
2.3. Correlaciones	77
2.3.1. Correlaciones litológicas y edad máxima de sedimentación de la Formación Cushamen	77
2.3.2. Correlaciones con otras unidades	79
2.3.2.1. Correlaciones con unidades del Chubut Extra-Andino	80
2.3.2.1.1. Formación Cushamen – Formación Valle Chico	80
2.3.2.1.2. Formación Cushamen – Formación Pampa de Tepuel	81
2.3.2.1.3. Formación Cushamen – Formación Las Salinas – Formación Menuco Negro	82
2.3.2.2 Correlaciones estratigráficas entre el Macizo Nordpatagónico – Chubut Extra-Andino	89
2.3.2.3. Correlaciones con unidades de la Cordillera Patagónica Septentrional y Región de los Lagos (Chile)	87
2.3.2.3.1. Formación Cushamen – Formación Piedra Santa	87
2.3.2.3.2. Formación Cushamen – Complejo Metamórfico Trafun	88
2.3.2.3.3. Formación Cushamen - Complejo Metamórfico Llanquihue	88
2.3.2.3.4. Formación Cushamen – Complejo Metamórfico Bahía Mansa	89
2.4. Comparaciones geoquímicas en la Formación Cushamen	91
2.4.1. Proveniencia de detritos y regiones consideradas como área de aporte	91
2.5. Evolución paleogeográfica regional durante el lapso Silúrico - Pérmico	95
2.5.1. Primera etapa: magmatismo del Silúrico – Devónico	96
2.5.2. Segunda etapa: sedimentación del Devónico superior - Carbónico inferior	99
2.5.3. Tercera etapa: magmatismo del Carbónico	101
2.5.4. Cuarta etapa: sedimentación del Carbónico superior	103
2.5.5 Contexto paleogeográfico - geotectónico de la segunda, tercera y cuarta etapa evolutiva (Devónico superior - Carbónico)	105
2.5.5.1. Regiones positivas en el contexto paleogeográfico del Carbónico	105
2.5.5.2. Cuenca del Macizo Nordpatagónico	106
2.5.5.3. Cuenca del Chubut Extra-Andino	108
2.5.5.4. Cuenca de la Región de Los Lagos (Chile)	111
2.5.6. Quinta etapa - sedimentación y magmatismo del Pérmico	112

CAPÍTULO V:ANALISIS METAMÓRFICO - ESTRUCTURAL	114
1. Resultados	115
1.1. Relaciones de campo entre las unidades ígneo-metamórficas y características estructurales	115
1.1.1. Vías del ferrocarril	115
1.1.2. Arroyo Comallo	119
1.1.3. Rutas nacionales 23 y ex-40	120
1.2. Asociaciones minerales y paragénesis de las litofacies	123
1.2.1. Esquistos	124
1.2.1.1. Esquistos micáceos y esquistos cuarzo micáceos	124
1.2.1.2. Esquistos cuarzo micáceos granatíferos	125
1.2.2. Migmatitas estromáticas	127
1.3 Geoquímica mineral	127
1.3.1. Esquisto cuarzo micáceo (P35)	128
1.3.2. Esquistos cuarzo micáceos granatíferos (P49)	130
1.3.3. Migmatitas estromáticas (P7)	131
1.4. Termobarometría	133
1.4.1. Geotermobarometría Convencional	133
1.4.1.1. Geotermómetros	134
1.4.1.2. Geobarómetros	135
1.4.1.3. Diagramas P-T – geotermobarometría convencional	136
1.4.1.3.1. Esquistos cuarzo micáceos (P35)	136
1.4.1.3.2. Esquisto cuarzo micáceo granatífero (P49)	136
1.4.1.3.3. Migmatita estromática (P7)	137
1.4.2. Pseudosecciones P-T	140
1.4.2.1. Modelos de actividad y composición de roca total	140
1.4.2.2. Diagramas P-T	142
1.4.2.2.1. Esquisto cuarzo micáceo (P35)	142
1.4.2.2.2. Esquisto cuarzo micáceo granatífero (P49)	145
1.4.2.2.3. Migmatita estromática (P7)	148
2. Discusión	150
2.1. Eventos evolutivos del orógeno Gondwánico	151
2.1.1. Primer evento de metamorfismo y deformación (M ₁ -D ₁ -S ₁)	151
2.1.2. Segundo evento de metamorfismo (M ₂)	152
2.1.3. Segundo evento de deformación (D ₂ -S ₂)	155
2.1.3.1. Características texturales del segundo evento de deformación	155
2.1.3.1.1. Microtexturas en cuarzo del segundo evento de deformación	156
2.1.3.2. Trayectoria P-T-t de exhumación	158

2.1.4. Tercer evento de deformación (D_3)	160
CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES FINALES	161
CAPÍTULO VII: ANEXOS Y REFERENCIAS	165

INTRODUCCIÓN

(Capítulo I)

El Macizo Nordpatagónico es una de las regiones morfoestructurales de la Patagonia que ha sido objeto de estudio en numerosas contribuciones científicas. En estos trabajos puede distinguirse una amplia variedad de metodologías que fueron aplicadas con el propósito de comprender la evolución geológica de esta región. Particularmente, el avance alcanzado mediante el registro fosilífero y la aplicación de diversos métodos isotópicos ha llevado, en los últimos años, a reconsiderar la cronoestratigrafía de las unidades que componen el basamento ígneo-metamórfico de esta región y sectores aledaños (Basei et al., 2002; González et al., 2002 y 2018; Varela et al., 2005; Pankhurst et al., 2006; Hervé et al., 2013, 2016, entre otros).

Específicamente para el basamento ígneo-metamórfico localizado en el sector occidental del Macizo Nordpatagónico existen distintos modelos evolutivos. Este basamento, que comprende mayoritariamente a las formaciones Cushamen y Mamil Choique, fue estudiado en diversas ocasiones mediante trabajos que presentan escalas contrastantes. Por un lado, existen antecedentes con enfoques regionales (Wichman, 1934; Feruglio, 1949; Volkheimer, 1964; Ravazzoli y Sesana, 1977; Nullo, 1979; Caminos y Llambías, 1984; Varela et al., 2005; von Gosen, 2009; Pankhurst et al., 2006, entre otros) y por otra parte, trabajos de detalle (Cagnoni et al., 1997; Cerredo y López de Luchi, 1999; Duhart et al., 2002; Hervé et al., 2005, entre otros).

Las contribuciones que incluyen relevamientos detallados generalmente presentan modelos evolutivos basados en observaciones estructurales y análisis petrológico (Cerredo, 1997; Cerredo y López de Luchi, 1998; Giacosa et al., 2004a) o bien realizan reconsideraciones cronoestratigráficas basadas en la obtención de edades isotópicas (Ostera et al., 2001; Hervé et al., 2005 y 2018). Estos trabajos están mayormente concentrados en los afloramientos ubicados en Río Chico (Provincia de Río Negro) y en la zona de Cushamen (Provincia del Chubut), donde se encuentra la localidad tipo de una de las unidades que conforman el basamento ígneo-metamórfico. En cambio, el conocimiento del basamento ígneo-metamórfico aflorante en las cercanías a la localidad de Comallo fue obtenido a partir de relevamientos de carácter regional. Estos trabajos corresponden a las observaciones realizadas por Wichman, (1934); la elaboración de las hojas geológicas Paso Flores (Nullo, 1979), San Carlos de Bariloche (Giacosa y Heredia, 2001) e Ingeniero Jacobacci (González et al., 2003); el reconocimiento de características estructurales realizado por von Gosen, (2009) y las obtenciones de datos geocronológicos correspondientes a los afloramientos graníticos (Varela et al., 2005, Pankhurst et al., 2006, Gregori et al., 2017).

El escaso conocimiento geológico de los afloramientos del basamento ígneo-metamórfico de la zona de Comallo, es el principal motivo que impulsó a desarrollar la presente tesis doctoral. En este trabajo se abordarán temáticas relacionadas al reconocimiento del protolito, evolución tectónica - metamórfica, geocronología, correlaciones e historia evolutiva de las unidades del basamento correspondientes a los ciclos geotectónicos Famatiniano y Gondwánico del Macizo Nordpatagónico occidental y regiones lindantes.

1. Objetivos

El estudio del basamento ígneo-metamórfico realizado en la presente tesis doctoral, incluye los siguientes objetivos generales:

- A. Determinar las características petrográficas de las metamorfitas del basamento en los afloramientos localizados en los alrededores a Comallo.
- B. Analizar el protolito de la Formación Cushamen.
- C. Analizar las características metamórficas y estructurales del basamento.
- D. Realizar comparaciones con unidades de regiones adyacentes y proponer un modelo geológico evolutivo.

Respecto a los objetivos específicos se pretende desarrollar un mapa semi-detallado del área de estudio, donde se mostrará la distribución de los afloramientos correspondientes a las unidades de basamento ígneo - metamórfico y de las unidades mesozoicas y cenozoicas en la región de estudio. Posteriormente se establecerán las características petrográficas de las litofacies distinguidas en la Formación Cushamen.

Se pretende efectuar la identificación y caracterización del protolito a partir del reconocimiento de estructuras sedimentarias y atributos texturales observados en los afloramientos. Mediante estos datos se intentará determinar las distintas litofacies del protolito que posteriormente serán agrupadas en asociaciones de litofacies con el fin de determinar los posibles ambientes sedimentarios.

Además, se desea obtener las composiciones químicas de roca total con el propósito de evaluar el tipo de protolito (ígneo o sedimentario) de las rocas presentes en la zona. Este análisis, permitirá identificarlas y clasificarlas en distintos diagramas, así como también

permitirá establecer las características geoquímicas y tectónicas de las unidades que formaron el área de aporte.

Desde el punto de vista geocronológico, se realizarán edades U/Pb en circones detríticos. Los resultados obtenidos permitirán determinar la edad de las unidades que integran el área de aporte y establecer la probable edad máxima de sedimentación. Mediante estas edades se realizarán comparaciones con resultados obtenidos en otros afloramientos metamórficos del Macizo Nordpatagónico occidental y con unidades metasedimentarias y sedimentarias de las regiones de la Cordillera Patagónica Septentrional, Chubut Extra-Andino y la Región de Los Lagos (Chile).

El análisis de las características estructurales, asociaciones minerales y paragénesis de las litofacies metamórficas será empleado para aproximar cualitativamente el grado metamórfico del basamento en la región de estudio. Con estos resultados, se procederá a la selección de muestras representativas para la obtención de análisis químicos en minerales que permitirán determinar cuantitativamente las condiciones geotermobarométricas. Estos cálculos serán realizados mediante una serie de programas informáticos-geológicos.

Basado en los antecedentes geocronológicos, la naturaleza del protolito y los resultados geotermobarométricos, se elaborará un modelo cronoestratigráfico - paleogeográfico que permita establecer la evolución del basamento ígneo-metamórfico estudiado.

2. Ubicación y características del área de tesis

La zona de tesis doctoral abarca una porción del basamento expuesto en el extremo occidental del Macizo Nordpatagónico (Figura 1.1). Este sector comprende los afloramientos ubicados en los alrededores a la localidad de Comallo, perteneciente al departamento de Pilcaniyeu, Provincia de Río Negro, Argentina. Posteriormente a las campañas de campo en las cuales se realizaron relevamientos de detalle y regionales, se delimitó el área de tesis entre los paralelos $40^{\circ} 53'$ y $41^{\circ} 8'$ latitud sur y los meridianos $70^{\circ} 42'$ y $70^{\circ} 13'$ longitud oeste. En esta faja de aproximadamente 1000 Km^2 , quedan integrados la mayor parte de las metamorfitas de la Formación Cushamen y parte de los afloramientos ígneos de edad pérmica correspondientes a las formaciones Mamil Choique, Neneo Ruca, Lipetrén y unidades equivalentes (Figura 1.2). Hacia el norte del límite previamente mencionado hasta el río Limay, el basamento está constituido prácticamente en su totalidad por rocas ígneas. En las restantes regiones que se ubican fuera de los límites sur, este y oeste del área de estudio, los afloramientos están constituidos por unidades ígneas y sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico.

El área de trabajo forma parte de una región integrada mayormente por mesetas y valles con arroyos de bajos caudales y en su mayoría efímeros. Desde este punto de vista, cabe destacar que existe a grandes rasgos una distribución regular entre las características del paisaje de esta región y la distribución de los afloramientos de las distintas unidades geológicas.

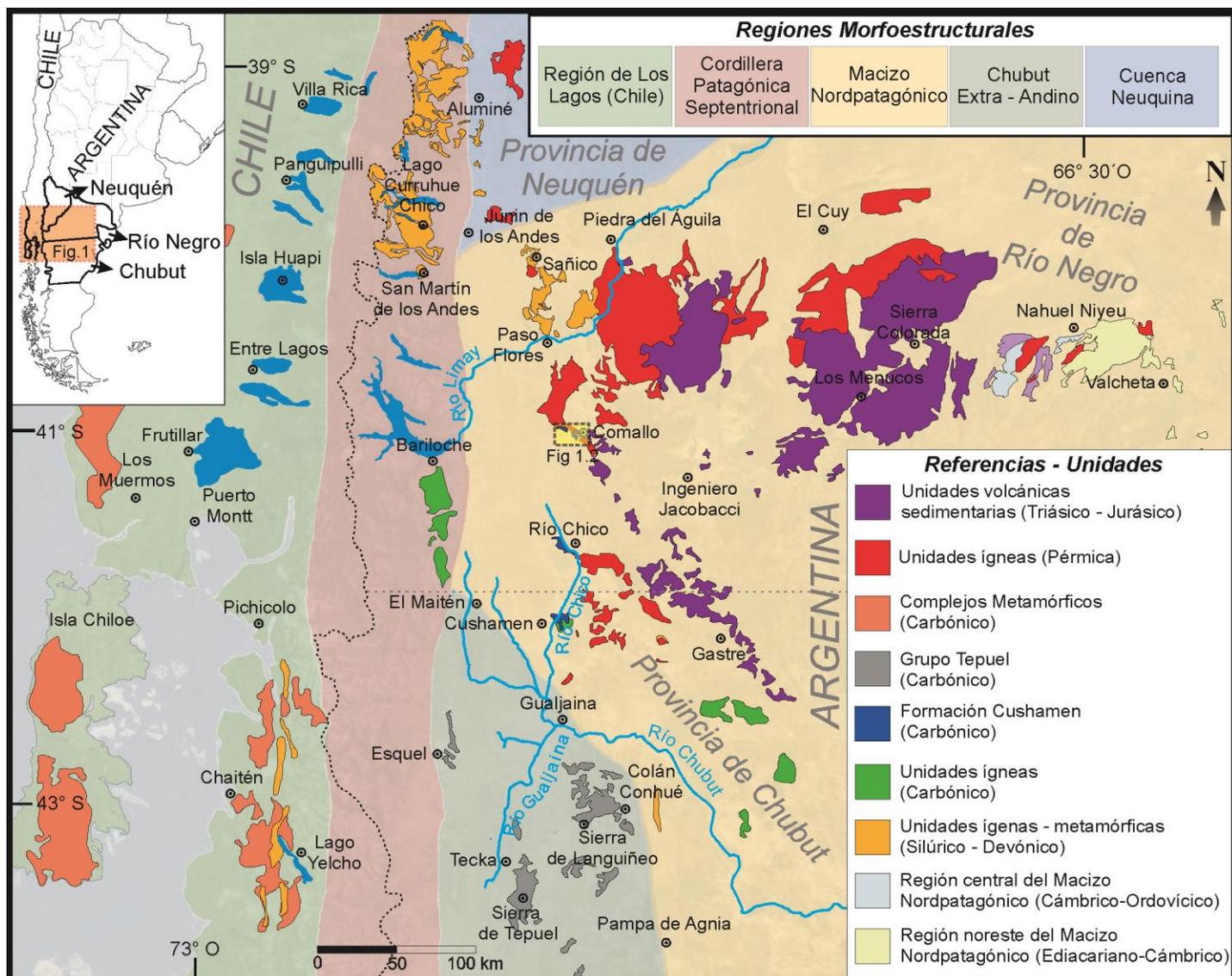


Figura. 1.1: Esquema geológico mostrando los afloramientos de las unidades ígneas y metamórficas que componen las distintas regiones morfoestructurales entre los 39° y 44° de latitud sur. El recuadro de color amarillo cercano a la localidad de Comallo, especifica el área de estudio de esta tesis doctoral (Figura 1.2). El mapeo y las edades están basadas en: Volkheimer (1964), Coira et al. (1975), Ravazzoli y Sesana (1977), Nullo (1979), Volkheimer y Lage (1981), Varela et al. (1991, 1997, 1998 y 2005), Cerredo y López de Luchi (1998), Ostera et al. (2001), Basei et al. (2002), González et al. (2003), Hervé et al. (2005, 2013 y 2016), Pankhurst et al. (2006), Duhart et al. (2009), Rapalini et al. (2013), Greco et al., (2017) y Serra-Varela et al. (2019).

Parte de las mesetas que corresponden a los niveles topográficos más elevados (1000-1300 msnm) están constituidas mayormente por los afloramientos ígneos de la Formación Mamil Choique que en algunos sectores se encuentran cubiertos por sedimentos modernos. Las restantes mesetas, más bajas respecto a las anteriores (800 - 1000 msnm), están

constituidas por basaltos olivínicos terciarios de la Formación Trailacahue (González, 2003). Estos mantos de basalto presentan una escasa distribución en el área de estudio, sin embargo, es una de las características geomorfológicas más sobresalientes del Macizo Nordpatagónico. En el faldeo de estas mesetas, que gradan mayormente con bajas pendientes (25° a 10°) hacia los arroyos, se distribuyen los restantes afloramientos de basamento ígneo-metamórfico y las unidades volcánicas y sedimentarias correspondientes a las formaciones Sañicó (Jurásico inferior), Ventana (Eoceno) y Collón Cura (Mioceno) (Figura 1.2).

Las metamorfitas de la Formación Cushamen presentan sus mejores exposiciones a lo largo de los cañadones tributarios del arroyo Comallo (Figura 1.2). En los faldeos de las mesetas, los afloramientos metamórficos suelen ser escasos en comparación con las litofacies de las unidades ígneas pérmicas y en general suelen presentar sectores amplios con cobertura moderna. Las labores realizadas en algunos sectores correspondientes a caminos vecinales, rutas nacionales (23 y ex-40) y las vías del ferrocarril Roca completan las áreas en donde es posible identificar a las rocas metamórficas e ígneas que integran el basamento en el área de tesis (Figura 1.2).

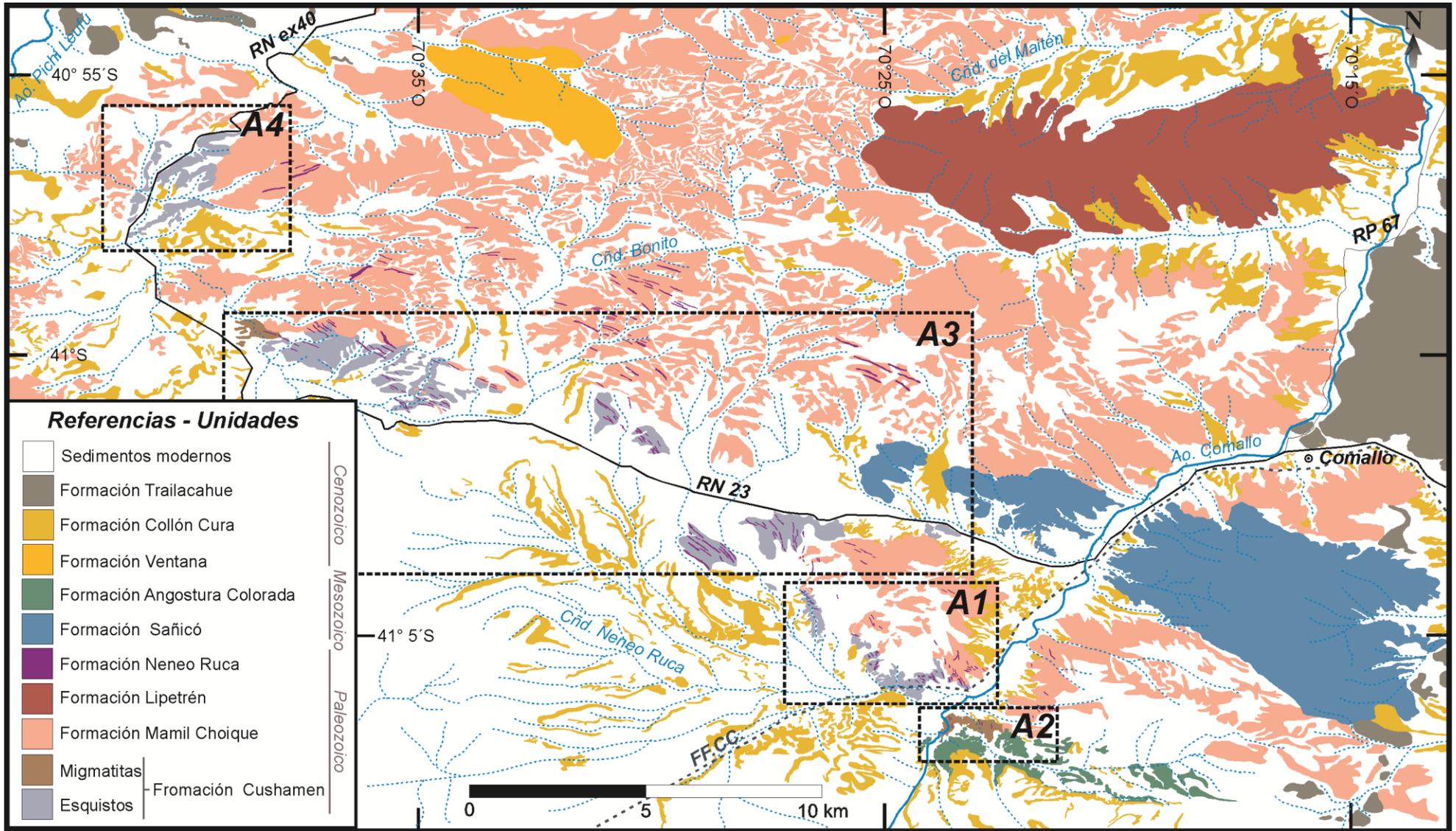


Figura 1.2: Representación gráfica que muestra la distribución de las unidades geológicas en las proximidades a la localidad de Comallo basado en la cartografía realizada por Nullo (1979), Giacosa y Heredia (2001), González et al. (2003) y observaciones propias. Las áreas de trabajo están representadas con rectángulos de traza discontinua y corresponden a los afloramientos de basamento en: (A1) Vías del ferrocarril, (A2) Arroyo Comallo, (A3) Ruta Nacional 23 e intersección de las rutas nacionales 23 y ex40, (A4) Ruta Nacional ex40. Con traza continua y de color azul se representa los cursos de agua permanentes, mientras que los efímeros están representados con curvas de trazo discontinuo y de color celeste. Las líneas de trazo continuo y de color negro muestra la trayectoria de las rutas nacionales 23 y ex40. El recorrido de las vías del ferrocarril está representado con una curva de trazo discontinuo y color negro.

3. Marco Geológico

3.1. Litología y geocronología del basamento ígneo-metamórfico entre los paralelos 39°-44° sur

En el territorio comprendido entre los paralelos 39° y 44° sur y entre las actuales costas del Pacífico y del Atlántico, las unidades que integran el basamento ígneo-metamórfico afloran en el Macizo Nordpatagónico, en el extremo sur de la Cuenca Neuquina, en la Cordillera Patagónica Septentrional, en el Chubut Extra-Andino (Argentina) y en la Región de Los Lagos (Chile) (Figura 1.1).

En este segmento, fueron propuestas diversas hipótesis respecto al origen y evolución tectónica regional (Forsythe, 1982; Ramos, 1984; Pankhurst et al., 2006; Gregori et al., 2008; Rapalini et al., 2010; Hervé, et al., 2013, González et al., 2018, entre otros). Independientemente de las conclusiones realizadas en cada una de estas contribuciones, los aportes geocronológicos realizados hasta la actualidad permitieron una mayor comprensión y ordenamiento cronoestratigráfico de las unidades que integran el basamento ígneo-metamórfico de este sector.

Las unidades geológicas más antiguas que están localizadas en el sector nororiental del Macizo Nordpatagónico, corresponden a las formaciones El Jagüelito, Nahuel Niyeu y Complejo Mina Gonzalito (Figura 1.1). Estas unidades están compuestas por metasedimentitas y gneises asignadas al Neoproterozoico - Cámbrico (Varela et al., 1997, 1998; Basei et al., 2002, González et al., 2002 y 2018; Pankhurst et al., 2006; Greco et al., 2017). Inmediatamente al oeste de esta zona, están expuestos los afloramientos del Complejo Yaminué en el cual están agrupados esquistos, anfibolitas, gneises, mármoles y una serie de

granitos cámbricos (Granodiorita Tardugno, 528 ± 4 Ma) y ordovícicos (467 ± 7 Ma) (Rapalini et al., 2013 y Pankhurst et al., 2014) (Figura 1.1).

En el ámbito occidental del Macizo Nordpatagónico, Cordillera Patagónica Septentrional y en la Región de Los Lagos, las edades isotópicas U/Pb en las unidades ígneas demuestran que en estas regiones los ciclos magmáticos son más jóvenes en comparación con las unidades previamente mencionadas (Varela et al., 2005; Pankhurst et al., 2006; Duhart et al., 2009 y Hervé et al., 2013, 2016 y 2018).

En la Región de los Lagos, Duhart et al. (2009) y Hervé et al. (2013, 2016 y 2018) obtuvieron edades en unidades ígneas comprendidas en dos rangos temporales del Devónico. El más antiguo corresponde a granitoides de composición tonalítica que están expuestos en los alrededores de las localidades Chaitén (388 ± 6 Ma - 384 ± 3 Ma) y Pichicolo (383 ± 2 Ma). Los cuerpos intrusivos más jóvenes son leucocráticos, están localizados en Chaitén y Lago Yelcho y presentan edades entre 364 ± 2 Ma y 361 ± 7 Ma (Figura 1.1).

En la Cordillera Patagónica Septentrional el basamento constituido por metasedimentitas, migmatitas y granitoides fue asignado al Complejo Colohuincul por Turner (1965). Posteriormente los estudios geocronológicos realizados por Varela et al. (2005), Pankhurst et al. (2006) y Hervé et al. (2016) en los alrededores a la localidad de San Martín de los Andes, determinan que los granitoides de este complejo presentan edades devónicas variables entre 419 ± 27 y 395 ± 3 Ma (Figura 1.1). Hacia el norte de esta región, Hervé et al. (2016) obtuvo una edad U/Pb de 374 ± 3 Ma en los afloramientos de granitoides de composición granodiorítica cercanos al lago Curruhué Chico (Figura 1.1).

Por otra parte, las metasedimentitas del Complejo Colohuincul en la región andina presenta una edad máxima de sedimentación ~506 Ma según Serra-Varela et al. (2016). Cabe destacar que la geocronología de los eventos metamórficos de esta unidad es uno de los aspectos más debatidos en las recientes contribuciones científicas. La edad más antigua correspondiente a la migmatización de estas metasedimentitas fue registrada por Serra-Varela et al. (2019) quienes establecen que este proceso habría ocurrido aproximadamente a los 434 ± 4 Ma. Por otra parte, Martínez et al. (2012) establece un clímax metamórfico próximo a los 392 ± 2 Ma mediante dataciones U/Pb en migmatitas localizadas en los alrededores de San Carlos de Bariloche. En cambio, Oriolo et al. (2019) asocian la evolución orogénica de esta unidad al Paleozoico tardío a partir de la obtención de edades representativas del clímax metamórfico en monacita ca. 300 Ma.

En el sector extra-Andino correspondiente a la porción sur de la Cuenca Neuquina y el extremo noroeste del Macizo Nordpatagónico, Varela et al., (2005) obtuvo edades silúricas - devónicas (425 - 387 Ma) en los afloramientos graníticos localizados en Sañicó (Figura 1.1). Otras unidades graníticas correspondientes al magmatismo del Ciclo Famatiniano fueron obtenidas en el borde suroeste del Macizo Nordpatagónico. En esta región Pankhurst et al., (2006) obtuvo una edad de 371 ± 2 Ma en el Granito Cacaes cercano a la localidad de Gastre y de 394 ± 4 Ma en el granito Colán Conhué (Figura 1.1).

Las unidades ígneas más jóvenes que integran las regiones morfoestructurales entre los paralelos 39° y 44° sur corresponden al Paleozoico tardío (Figura 1.1). El evento más antiguo agrupa granitoides con edades próximas al límite Mississippiano – Pennsylvaniano con dos series de edades concentradas en ~330 Ma y ~318 Ma respectivamente, localizadas en el sector oeste del Macizo Nordpatagónico (Pankhurst et al., 2006). Edades pennsylvanianas

entre 319 Ma y 300 Ma, fueron obtenidas por Deckart et al., (2014) en afloramientos de granitoides correspondientes al Batolito de la Costa del sector centro-sur de Chile.

Contemporáneamente al magmatismo carbónico se desarrollan una serie de unidades sedimentarias y metasedimentarias, cuya correlación temporal con este magmatismo está evidenciada por las edades máximas de sedimentación y contenido fosilífero. En el ámbito del Macizo Nordpatagónico occidental las metasedimentitas de la Formación Cushamen presentan una edad máxima de sedimentación ~ 335 Ma en la localidad tipo (Hervé et al., 2005). Por otra parte, en la región del Chubut Extra-Andino parte de las unidades del Grupo Tepuel fueron temporalmente asignadas al período Carbónico mediante el registro de fósiles (Taboada et al., 2011) (Figura 1.1). En el caso de la Formación Esquel, Hervé et al. (2005) proponen una edad de sedimentación carbónica mediante el análisis de circones detríticos.

En la región de los Lagos (Chile), las unidades metasedimentarias del Paleozoico Superior han quedado registradas mediante las edades máximas de sedimentación. En esta región, las metasedimentitas del Complejo Metamórfico Llanquihue presentan una edad máxima de sedimentación ca. 368 Ma, mientras que en el Complejo Metamórfico Trafun es de ca. 357 Ma (Hervé et al., 2016). Por último, dentro de las litofacies que integran el Complejo Metamórfico Bahía Mansa, se obtuvieron edades máximas de sedimentación en el rango entre los 355-330 Ma (Hervé et al., 2016) (Figura 1.1).

Los cuerpos graníticos del período Pérmico representan el último evento magmático del basamento paleozoico entre los 39° y 44° de latitud sur. Las unidades de este magmatismo están ampliamente distribuidas en todo el Macizo Nordpatagónico y componen la mayor parte de los afloramientos de basamento ubicado en el sector oeste de la Provincia de Río Negro

(Figuras 1.1 y 1.2). En esta región, los granitoides pérmicos están agrupados mayormente bajo la Formación Mamil Choique (Sesana, 1968; Ravazzoli y Sesana, 1977 y Nullo, 1979). Las edades U/Pb obtenidas por Varela et al. (2005), Pankhurst et al. (2006) y Gregori et al. (2017) entre las localidades de Gastre y Paso Flores abarcan todo el rango temporal comprendido por el período Pérmico (294 ± 2 Ma y 253 ± 2 Ma). Por último, cabe destacar que las sedimentitas de la Formación Río Genoa expuesta en la porción sur de los afloramientos del Chubut Extra-Andino, contienen una serie de restos fósiles de plantas y bivalvos que permiten asignarla al Cisuraliano (Taboada y Shi, 2011).

3.2. Antecedentes del basamento ígneo-metamórfico del Macizo Nordpatagónico occidental

En esta sección, se especificarán con mayor detalle los antecedentes del basamento ígneo-metamórfico del Macizo Nordpatagónico occidental puntualizando los aspectos que serán evaluados en la presente tesis doctoral.

3.2.1. Síntesis de los primeros trabajos en las unidades de basamento

Una de las primeras contribuciones donde se realizó una descripción de los afloramientos de basamento y su relación con las unidades más jóvenes en la zona comprendida entre el Río Limay y Comallo fue publicada por Wichman (1934). En esta contribución se establece que el basamento de esta región está integrado mayormente por cuerpos ígneos graníticos y pegmatíticos y en menor medida por micacitas, esquistos y gneises. Posteriormente, Feruglio (1949) realiza la descripción de unidades de basamento

ígneo-metamórfico a lo largo de toda la Patagonia. En este trabajo se menciona la presencia de potentes secuencias de esquistos en el área de Pilcaniyeu, Neneo Ruca, Comallo y en el río Pichi Leufú.

Volkheimer (1964) definió la Formación Cushamen agrupando en esta unidad al conjunto de ectinitas y migmatitas mientras que el conjunto ígneo composicionalmente tonalítico, granodiorítico y granítico fue agrupado por Sesana (1968) dentro de la Formación Mamil Choique. Entre los años 1969 y 1981 el avance en el conocimiento de la región occidental de la Patagonia continuó progresando principalmente con el relevamiento de hojas geológicas escala 1:200.000, entre las que se incluyen las hojas Piedra del Águila (Galli, 1969), Paso Flores (Nullo, 1979), Río Chico (Ravazzoli y Sesana, 1977) y Cerro Mirador (Volkheimer y Lage, 1981). En estas cartas se puede observar la distribución de los afloramientos de las formaciones Cushamen y Mamil Choique. También se hacen descripciones de sus características litológicas, estructurales y se discute su posible ubicación temporal.

3.2.2. Litofacies del protolito (Formación Cushamen)

Las metamorfitas de la Formación Cushamen fueron caracterizadas en base al protolito en varias contribuciones (Volkheimer, 1964; Ravazzoli y Sesana, 1977; Nullo, 1979; Volkheimer y Lage, 1981; Dalla Salda et al., 1994; Cagnoni et al., 1997; Cerredo y López de Luchi, 1999; Duhart et al., 2002; Giacosa et al., 2004a y Marcos et al., 2017 y 2018a, b). En estos trabajos, se establece que las litofacies sedimentarias de esta unidad provienen de sucesiones sedimentarias constituidas por una alternancia de pelitas, areniscas, grauvacas y en

algunos afloramientos conglomerados y diamictitas. Este conjunto de litofacies fue vinculado con ambientes de deposición de origen marino. Por otra parte, escasas intercalaciones de volcanitas básicas en las sucesiones sedimentarias fueron evidenciadas por Cerredo y López de Luchi (1999) en los afloramientos de Río Chico.

3.2.3. Metamorfismo, deformación y magmatismo

Los modelos geológicos propuestos para el basamento ígneo-metamórfico de la región occidental del Macizo Nordpatagónico, demuestran que las metasedimentitas de la Formación Cushamen han soportado a lo largo de su evolución una sucesión de eventos de deformación, metamorfismo y magmatismo. Inicialmente, los primeros trabajos en esta región consideraban que los eventos tectónicos que produjeron esta serie de procesos habrían ocurrido durante el Precámbrico – Paleozoico temprano (Ravazzoli y Sesana, 1977; Nullo, 1979; Volkheimer, 1973; Volkheimer y Lage, 1981). Sin embargo, el avance en el conocimiento geocronológico fue redefiniendo sucesivamente la asignación cronoestratigráfica de estos eventos (Dalla Salda et al., 1994; Cerredo y Lopez de Lucchi, 1998 y von Gosen 2009).

Uno de los trabajos pioneros en este análisis fue realizado por Dalla Salda et al., (1994) en los afloramientos localizados en Río Chico. Estos autores, establecen que las metamorfitas fueron afectadas por tres eventos de deformación. Por otra parte, mencionan que el grado metamórfico se incrementa desde el oeste hacia el este variando desde facies de esquistos verdes hasta anfibolitas. Además, observan que este cambio también se ve reflejado en las variaciones de litofacies de la unidad la cual está constituida por metasedimentitas en los afloramientos ubicados hacia el oeste, mientras que hacia el este afloran gneises y migmatitas.

Por otra parte, destacan que el clímax metamórfico fue vinculado al emplazamiento de los granitos de la Formación Mamil Choique, los cuales habrían provocado la anatexis de las metasedimentitas. Cabe destacar que este proceso y vínculo entre estas unidades también había sido propuesto con anterioridad por Volkheimer, (1973). Por último, Dalla Salda et al., (1994) interpretan que este basamento ígneo-metamórfico habría registrado la colisión entre Laurentia y Gondwana durante el Ordovícico – Devónico.

Posteriormente, Cerredo (1997) y Cerredo y Lopez de Lucchi, (1998) reconocen cuatro eventos de deformación y a partir del análisis petrográfico establecen que el metamorfismo regional se desarrolló a presiones intermedias en facies de esquistos verdes hasta anfibolita superior. Los dos primeros eventos de deformación están representados por las foliaciones S_1 y S_2 , que posteriormente fueron plegadas durante los dos últimos eventos de deformación (Cerredo y Lopez de Lucchi, 1998). Finalmente, von Gosen (2009) reconoce una serie de etapas de deformación, metamorfismo y magmatismo las cuales habrían ocurrido durante el Paleozoico tardío.

3.2.4. Antecedentes geocronológicos (Formación Cushamen)

Ravazzoli y Sesana, (1977) obtuvieron una edad K/Ar de ~ 300 Ma en micacitas ubicadas en las proximidades a Río Chico y vincularon este dato isotópico al efecto generado por eventos ígneos tardíos. Posteriormente, Osters et al. (2001) establecieron mediante dataciones Rb/Sr que el metamorfismo de las metasedimentitas de la Formación Cushamen posiblemente ocurrió durante el devónico - carbónico (371 ± 33 Ma, 362 ± 10 y ca. 345 Ma).

Finalmente, las edades U/Pb en circones detríticos realizadas por Hervé et al., (2005 y 2018) establecen un amplio porcentaje de proveniencia proterozoica y en menor medida paleozoica inferior y media. La población de circones más jóvenes, fue obtenida en la localidad tipo donde Hervé et al., (2005) establecieron una edad máxima de sedimentación de ~335 Ma, mientras que en Río Chico, la población de circones más jóvenes es de ~387 Ma (Hervé et al., 2018).

METODOLOGÍA

(Capítulo II)

1. Síntesis de las actividades de gabinete previas a las campañas.

Inicialmente, además de la recopilación y análisis de los trabajos realizados en el Macizo Nordpatagónico occidental y en las regiones lindantes, se realizaron una serie de trabajos de gabinetes correspondientes a la etapa de planificación de las salidas de campo. En primer término, se discriminaron las áreas que potencialmente presentan los mejores afloramientos de basamento ígneo-metamórfico en la región de estudio. Este objetivo fue realizado mediante el análisis de imágenes satelitales obtenidas de programas informáticos libres (SAS planet, Google Earth y Bing Maps), combinadas con la información brindada en las Hojas Geológicas 1:200.000 y 1:250.000 realizadas por el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) en el área de estudio. Simultáneamente se elaboró un mapeo preliminar de las unidades de basamento y rasgos estructurales distinguidos a partir de la fotointerpretación de las imágenes satelitales.

Posteriormente a la selección de los sectores más propicios a relevar, se procedió a la comunicación con los propietarios o encargados de las áreas seleccionadas con el fin de solicitar permiso de acceso a las áreas y comunicar el propósito de la investigación a realizar.

2. Trabajos de campo

2.1. Técnicas de trabajo de campo

El mecanismo sistemático implementado en cada uno de los puntos de observación durante las campañas consistió en los siguientes pasos:

(1) Ubicación del punto de observación en coordenadas geográficas empleando un GPS garmin y el GPS status incorporado en la tablet. En este último dispositivo se utilizó el programa Oruxmaps para visualizar la ubicación del punto en la imagen satelital previamente descargada junto con el mapeo preliminar (sección 1-Capítulo II). Por otra parte, se utilizó en cada uno de los puntos una nomenclatura sencilla, en general considerando el accidente geográfico, localidad o poblador más cercano y en orden de numeración creciente.

(2) Observación y descripción de las relaciones entre las metamorfitas y rocas ígneas que integran el basamento. Esta caracterización se realizó mediante la descripción de las características petrográficas, representaciones gráficas esquemáticas y la obtención de imágenes fotográficas.

(3) Muestreo y descripción de las distintas litofacies reconocidas en el basamento metamórfico.

(4) Mediciones de las características estructurales distinguidas a macro escala.

2.2. Campañas

2.2.1. Campaña 1 febrero-2015 (8 días)

Los trabajos realizados fueron mayormente de reconocimiento. Se realizaron trabajos de campo en los afloramientos ubicados sobre las vías del Ferrocarril (Figura 1.2 - A1). En este sector, las actividades se centraron mayormente en el reconocimiento y muestreo de las litofacies de la Formación Cushamen y la obtención de mediciones correspondientes a las características estructurales a lo largo de una transecta de aproximadamente 2 km de extensión. Además, se realizaron observaciones en los afloramientos ubicados sobre el arroyo Comallo en el límite sureste del área de estudio llevando a cabo una metodología similar a la realizada en el sector del ferrocarril (Figura 1.2 - A2). Por último, se efectuaron observaciones puntuales en los afloramientos dispersos entre la cobertura moderna ubicados inmediatamente al sur de la Ruta Nacional 23 próximos a la localidad de Comallo (Figura 1.2 - A3).

2.2.2. Campaña 2 Diciembre - 2015 (10 días)

Durante esta campaña se concluyó el relevamiento de los afloramientos ubicados en el ferrocarril y se realizó el reconocimiento parcial de los afloramientos ubicados al norte de la Ruta Nacional 23, entre el arroyo Comallo y la Ruta Nacional ex40 (Figura 1.2 - A1 y A3). Posteriormente, se relevaron parte de las áreas ubicadas al norte del límite de área de estudio, que no han sido incorporadas en esta tesis doctoral por tratarse exclusivamente de afloramientos de granitoides correspondientes probablemente a la Formación Mamil Choique.

2.2.3. Campaña 3 Noviembre - 2016 (10 días)

Los primeros días de campaña fueron dedicados al relevamiento de los afloramientos ubicados en la intersección entre la Ruta Nacional 23 y la ex-40 (Figura 1.2 - A3). Durante esta primera etapa se relevaron algunas de las quebradas orientadas aproximadamente norte – sur correspondientes a efluentes del Cañadón Bonito y se realizaron observaciones en los afloramientos ubicados sobre la Ruta Nacional ex-40 (Figura 1.2). Los últimos días de campaña fueron dedicados a relevar los afloramientos ubicados en el límite norte del área de estudio donde los granitoides cubren casi la totalidad del área hasta el Río Limay.

3. Trabajos de gabinete posteriores a las campañas

3.1. Microscopía y petrografía

Algunas de las muestras recolectadas en las diferentes campañas fueron seleccionadas para su estudio en microscopio. En total, se realizaron 40 cortes delgados y tres secciones pulidas en el Laboratorio de petrotomía de la Universidad Nacional del Sur - INGEOSUR. Todas las muestras, fueron analizadas petrográficamente con los siguientes equipos:

- Microscopio de polarización OLYMPUS BH2, con luz transmitida y reflejada y oculares 5X hasta 100X. Equipado con cámara de video, cámaras digitales y monitor SONY de alta resolución.
- Microscopio Zeiss de polarización Axiolab Pol, luz transmitida y reflejada y oculares 2.5X hasta 100X. Equipado con cámara fotográfica Zeiss MC 80 DX y cámara NIKON Digital Photography COOLPIX 4500.

3.2. Metodología Geoquímica

A partir de los distintos objetivos planteados en esta tesis doctoral, se realizaron estudios geoquímicos en algunas muestras correspondientes a la Formación Cushamen. Estos análisis presentan distintas metodologías, es por ello que serán tratados en distintos apartados.

3.2.1. Geoquímica de roca total

Los análisis de roca total corresponden a cinco muestras representativas de distintas litofacies de la Formación Cushamen en el área de estudio. Las muestras fueron granuladas en mortero de acero y molidas a malla 200 en mortero de ágata. Los resultados se hallan en las tablas de química incluidas en los capítulos IV y V. Todas las muestras fueron analizadas por elementos mayores, expresados en porcentaje en peso (% peso) y elementos minoritarios expresados en partes por millón (ppm). Los análisis fueron realizados en el laboratorio Bureau Veritas (Canadá), mediante espectrometría de masa y plasma inductivamente acoplado (ICP-ES/MS).

3.2.2. Geoquímica mineral

Para realizar los análisis químicos en minerales se escogieron tres muestras en las cuales se identificaron distintas etapas de la evolución tectónica-metamórfica. Los análisis correspondientes al contenido en elementos mayores en biotitas, muscovitas, plagioclasas y granates fueron obtenidos a partir del equipo de microsonda ARL-SEMQ (WDS) del laboratorio ICATE (Argentina). Los análisis en microsonda fueron realizados a 15 Kv, 20nA

de corriente y tiempos de conteo de pico y fondo de 20 y 10 segundos respectivamente. La calibración fue realizada mediante estándares naturales y sintéticos.

3.2.3. Geocronología

Los estudios geocronológicos consistieron en el análisis de circones detríticos de una muestra metasedimentaria de la Formación Cushamen extraída de los afloramientos ubicados en las vías del Ferrocarril. Existen al menos seis etapas, una vez extraída la cantidad suficiente de muestra, hasta obtener las edades U/Pb en estos minerales.

El proceso de molienda fue realizado en el Laboratorio de Petrotomía (UNS), la concentración y separación de minerales pesados se realizó en el Laboratorio de Palinología (UNS) y la captación de los circones fueron realizados a partir de la utilización de lupa binocular Leica. Todas estas etapas fueron realizadas en la Universidad Nacional del Sur e INGEOSUR. El montaje de los circones en una resina epoxi; la obtención de imágenes de catodoluminiscencia de cada una de las familias de circones y las edades isotópicas U/Pb fueron realizadas en el Laboratorio de geocronología e isótopos radiogénicos de la Universidad Estatal de Río de Janeiro (UERJ).

La detección de los distintos isótopos se realizó mediante un espectrómetro de masas de plasma inductivamente acoplado equipado con ablación laser (*Neptune Plus* - ICP-MS-LA). La energía del laser operó en aproximadamente $2\text{J}/\text{cm}^2$ con una frecuencia de disparos de 6 a 8Hz y un diámetro de disparo de entre 30 y 40 μm . Por último, el tratamiento de los datos obtenidos y la obtención de las edades en cada uno de los disparos realizados se realizó utilizando el complemento Excel-ISOPLOT (Ludwig, 2003).

3.3. Metodología en el análisis de datos estructurales.

Los atributos estructurales distinguidos a escala macroscópica en el basamento ígneo – metamórfico, fueron caracterizados a partir de mediciones realizadas con brújula Brunton. Los resultados obtenidos de estas mediciones fueron tratados estadísticamente y representados en redes estereográficas en cada uno de los afloramientos relevados (Capítulo V). En estas gráficas, la representación de los datos de rumbo y buzamiento fueron proyectados sobre el hemisferio sur empleando el programa Stereonet versión 10.2.

LITOFACIES DE LA FORMACIÓN CUSHAMEN

(Capítulo III)

En los trabajos previos donde se analizan los afloramientos del área de estudio, las litofacies de la Formación Cushamen fueron clasificadas empleando distintos criterios. En algunos casos la diferenciación fue realizada con énfasis en el protolito (ej. metagrauvaca, metapelita) y en otros se distinguieron mediante las características texturales y mineralógicas (ej.: esquistos micáceos, esquistos cuarzo-micáceos); (Volkhaimer, 1964 y 1973; Nullo, 1979; González, 2003 y von Gosen, 2009).

Con el objeto de unificar los términos descriptivos utilizados en la clasificación de las rocas metamórficas, en este capítulo se utilizará la clasificación sistemática propuesta por Schmid et al. (2007). Esta clasificación presenta un primer criterio de discriminación basado en las características estructurales y texturales, mientras que el contenido mineral es utilizado en segundo lugar. Por otra parte, las metamorfitas que presentan fusión parcial serán clasificadas utilizando el primer y segundo orden morfológico de Sawyer (2008).

Las características texturales de las litofacies observadas en secciones delgadas fueron descriptas siguiendo los términos y conceptos establecidos por Kerr (1983), Bucher y Grapes (2008) y Passchier y Trouw (2005). Por otra parte, las abreviaciones minerales utilizadas en este trabajo siguen los términos de Kretz (1983).

1. Litofacies

Acorde a la clasificación de Schmid et al. (2007), las litofacies metasedimentarias del área de estudio clasifican como esquistos (Figura 1.2). Por otra parte, las características de los afloramientos correspondientes a las migmatitas permiten clasificarlas como metatexitas estromáticas siguiendo los criterios de clasificación de Sawyer (2008) (Figura 1.2).

1.1. Esquistos

En el área de estudio los esquistos están expuestos formando secuencias estratificadas principalmente en la zona de las vías del ferrocarril, sobre los afluentes del Cañadón Bonito y en las rutas nacionales 23 y ex-40 (Figuras 1.2, 3.1 y 3.2). En estos sectores esta litofacies presenta colores en la gama del gris oscuro cuyas variaciones de tonalidad están directamente asociadas al mayor o menor contenido de biotita. Solo en algunas exposiciones la oxidación de estas micas provoca que los afloramientos presenten tonalidades rojizas o pardo-amarillentas. Siguiendo la clasificación sistemática de Schmid et al. (2007) es posible distinguir tres subtipos de esquistos que se diferencian por su contenido mineral.

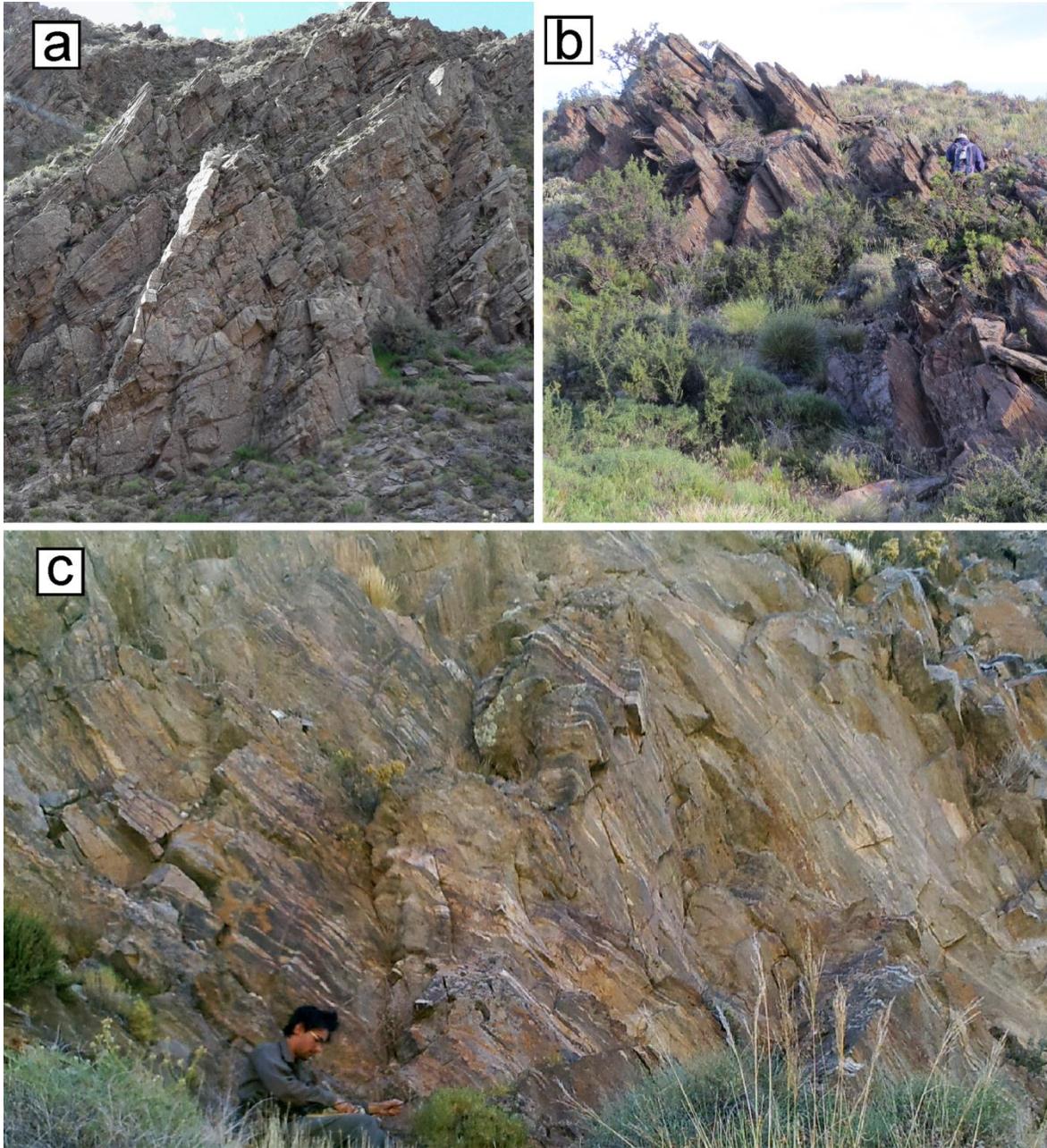


Figura 3.1: Imágenes fotográficas de los afloramientos de la Formación Cushamen en los alrededores de la localidad de Comallo. (a-b) Afloramientos correspondientes a las litofacies de esquistos micáceos y esquistos cuarzo micáceos en el sector de las vías del Ferrocarril (a) y en los afluentes del Cañadón Bonito (b). (c) Afloramientos de migmatitas estromáticas en las inmediaciones al arroyo Comallo sobre el extremo sudoeste del área de tesis (ver Figura 2.1 - A2).

1.1.1. Esquistos micáceos

Estas facies presentan una menor distribución en comparación con las restantes facies de esquistos y pueden contener delgadas intercalaciones centimétricas ricas cuarzo asociadas a variaciones en el protolito sedimentario (Figura 3.2a). Los esquistos micáceos están caracterizados texturalmente por una alternancia de microbandas lepidoblásticas y cintas de cuarzo (Figura 3.2a). Estas litofacies están constituidas por muscovita (40-45%), cuarzo (25-35%), biotita (20-25%) y plagioclasa (0-3%). En algunas muestras la clorita puede alcanzar aproximadamente hasta un 5% del contenido mineral, sin embargo en la mayoría está presente solo en los bordes de algunas biotitas. Por otra parte, la sericita fue identificada en el interior de los planos de maclas de algunas plagioclasas. Por último y en cantidades accesorias, se observan circones, apatitos, rutilo y minerales opacos.

Las muscovitas y biotitas se distribuyen mayoritariamente formando las microbandas lepidoblásticas de espesor variable que definen la foliación principal (S_1) (Figura 3.3a). Estas micas que integran la foliación principal, presentan extinción ondulosa y en algunos sectores desarrollan microplegues o están flexuradas. Además, se identificó una segunda generación de muscovitas formando un ángulo cercano a 30° respecto a la foliación principal. Esta última orientación corresponde a la foliación S_2 (Figura 3.2a).

El cuarzo presenta dos estilos texturales diferenciables a microescala. Los agregados policristalinos que forman cintas concordantes a la foliación principal, es el tipo textural más corriente (Figura 3.2a y 3.3a). Estas bandas presentan localmente microplegamiento con idénticas orientaciones a los microplegues identificados en los minerales micáceos que definen la foliación principal (Figura 3.2a). Por otra parte, los granos de cuarzo distribuidos de manera aislada en las microbandas lepidoblásticas son muy poco frecuentes y presentan

tamaños de aproximadamente 300 μm . En ambos tipos texturales se observa el desarrollo de subgranos asociado a dislocaciones perpendiculares a los bordes de los granos (*twistwalls*) (Figura 3.3a). Particularmente en algunos sectores de los agregados policristalinos, se distingue que la orientación de las dislocaciones en granos de cuarzo adyacentes no es coincidente.

Las plagioclasas son subidioblásticas, presentan tamaños variables entre 1000 y 300 μm y desarrollan maclas polisintéticas de albita y maclas combinadas de albita-carlsbad parcialmente homogenizadas. Mediante el método óptico de Michel - Levi, es posible determinar que estas plagioclasas están composicionalmente próximas al límite entre los campos de la oligoclasa y la andesina con variaciones entre $\text{Ab}_{0.68-0.71} - \text{An}_{0.32-0.29}$ (Tabla 3A - anexo). El contacto entre estos feldespatos y cuarzos son generalmente rectos y en menor medida se observan bordes lobulados formando contactos cóncavo-convexos.

1.1.2. Esquistos cuarzo micáceos

La litofacies más representativa de la Formación Cushamen en el área de estudio corresponden a esquistos cuarzo micáceos (Figuras 3.1a y 3.1b). Estos esquistos presentan mayoritariamente texturas lepidogranoblástica y en menor medida granolepidoblástica, las cuales se diferencian por un mayor o menor contenido de minerales micáceos (Figura 3.2b). Esta litofacies está constituida por cuarzo (35-40%), biotita (30-40%), plagioclasa (10-25%) y muscovita (1-5%). En cantidades accesorias contienen clorita, circones, apatitos y minerales opacos. Titanitas y epidotos - clinozoisitas fueron registrados solamente en algunas muestras.

Al igual que en los esquistos micáceos, la foliación principal (S_1) está definida por la orientación principalmente de biotitas y muscovitas (Figura 3.3b). En estas facies también se identificó a la foliación (S_2) mediante la disposición de una segunda generación de muscovitas y biotitas que usualmente presentan un tamaño menor respecto a las que integran la foliación principal (Figura 3.3b). Esta última foliación presenta un menor desarrollo en comparación con las litofacies de esquistos micáceos.

La mayoría de los cuarzos que se distribuyen aisladamente tienen un tamaño variable en su mayoría entre 500 y 900 μm y desarrollan subgranos con dislocaciones orientadas perpendicularmente (*twistwall*) o paralelamente (*tiltwall*) a los bordes del grano. En algunos sectores se pueden distinguir granos neoformados con contactos acerrados a expensas de granos relícticos. En menor medida se distinguen cuarzos que se disponen formando un agregado policristalino con orientaciones paralelas a la foliación principal.

Por otra parte, es posible diferenciar dos grupos de plagioclasas. Uno de estos conjuntos, consiste en blastos subidioblásticos de aproximadamente 300 μm de longitud que se disponen orientados paralelamente a la foliación principal (Figura 3.2b). A partir del método de Michel-Levi es posible determinar que este grupo de plagioclasas son de composición andesina-oligoclasa con contenidos variables entre $\text{Ab}_{0.71-0.67} - \text{An}_{0.33-0.29}$ (Tabla 3A - anexo). El segundo grupo, consiste en relictos detríticos con tamaños generalmente en el rango entre 2 y 8 mm, aunque también pueden superar los 10 mm de diámetro (Figura 3.3c). Ambos grupos de plagioclasas presentan diversos grados de homogenización, desde maclas polisintéticas de albita y combinadas de albita-carlsbad perfectamente conservadas hasta granos completamente homogenizados con extinción ondulosa. Los planos de maclas en

algunas muestras pueden estar débilmente flexurados. Por otra parte, las inclusiones de cuarzo, biotita y circones no son frecuentes y se distribuyen sin un patrón definido.

1.1.3. Esquistos cuarzo micáceos granatíferos

La litofacies de esquistos cuarzo micáceos granatíferos se distribuye localmente en los contactos con los cuerpos intrusivos de las formaciones Mamil Choique y Neneo Ruca o en las adyacencias a las litofacies migmatíticas. Los esquistos con granate como mineral índice del grado metamórfico, presentan comúnmente textura porfirolepidoblástica (Figura 3.2c) y están constituidos por cuarzo (35-40%), biotita (25-30%), plagioclasa (10-25%), muscovita (~ 5%) y granate (~ 2%). Minerales opacos, circones, epidoto-clinozoisita y apatitos se distribuyen en cantidades accesorias.

Las biotitas y muscovitas desarrollan la foliación principal S_1 , y en algunas muestras fue posible reconocer la foliación S_2 (Figura 3.3d). Por otra parte, los granos de cuarzo se disponen comúnmente en agregados policristalinos en forma de cintas lenticulares discontinuas siguiendo la foliación principal (Figura 3.2c y 3.3d). En estas cintas se observa extinción ondulosa y dislocaciones del subtipo *twistwalls*.

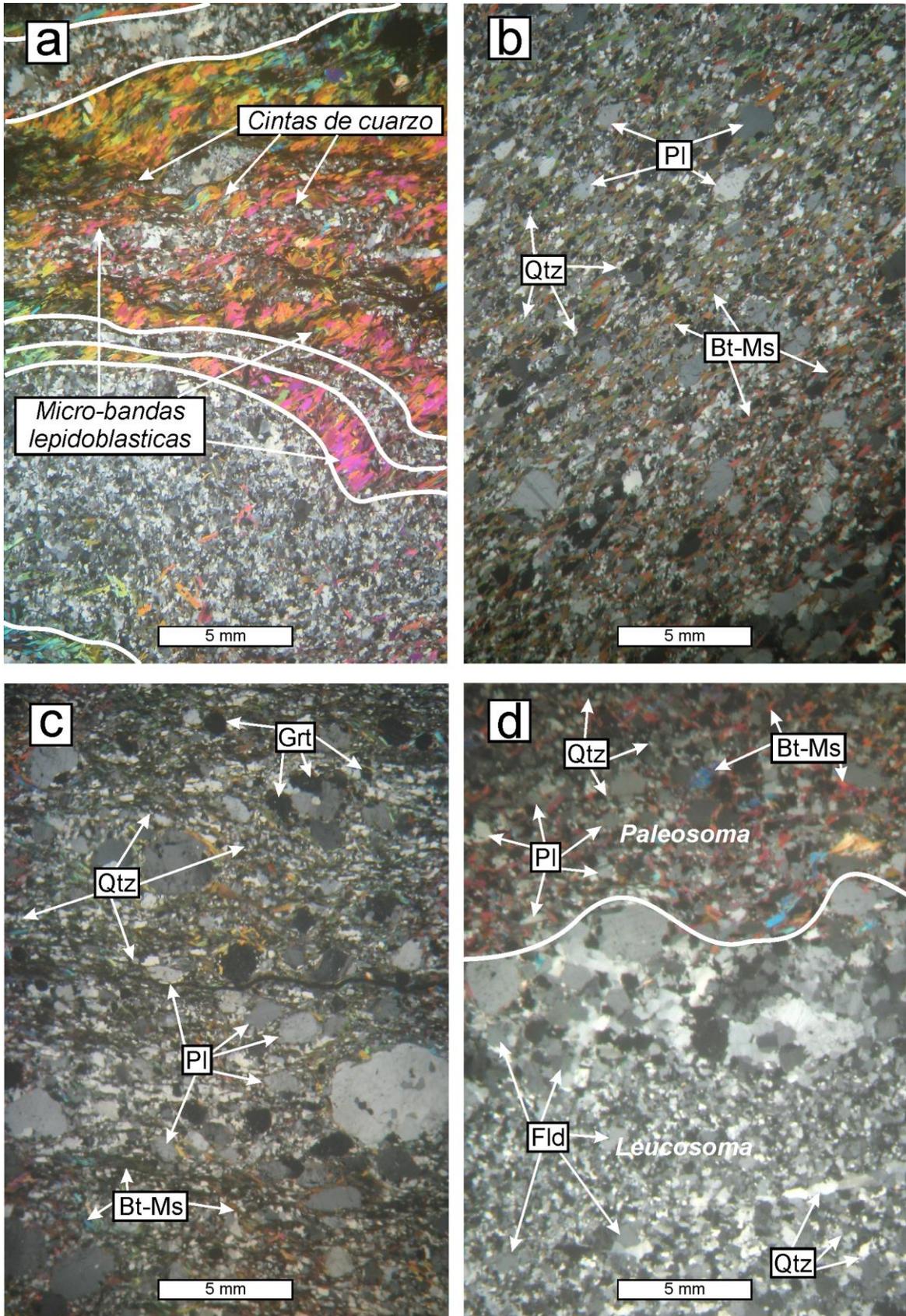


Figura 3.2: Imágenes de secciones delgadas con nicoles cruzados de las texturas más representativas de las distintas litofacies metamórficas de la Formación Cushman en la zona de tesis. (a) Corte delgado petrográfico representativo de las litofacies de esquistos micáceos. Se distingue con curvas de color blanco las foliaciones S_0/S_1 y se identifican con flechas dominios lepidoblásticos y la disposición paralela de las cintas de cuarzo respecto a los dominios micáceos. (b) Sección delgada correspondiente a la litofacies de esquistos cuarzo micáceos que muestra la textura lepidogranoblástica y la ubicación de algunos de sus componentes minerales. (c) Imagen microscópica que muestra los porfidoblastos de plagioclasa y granates inmersos en una matriz cuarzo - micácea correspondiente a la litofacies de esquistos cuarzo micáceos granatíferos. Se puntualiza la ubicación de algunos agregados policristalinos de cuarzo en forma de cintas. (d) Corte delgado correspondiente a la litofacies de migmatitas estromáticas donde se muestra con una línea blanca el límite entre el paleosoma y el leucosoma. Se distinguen además algunos de los minerales que constituyen el leucosoma y paleosoma de las migmatitas.

Los porfidoblastos de plagioclasa son subidioblásticos, poseen un tamaño promedio cercano a los 1.5 mm y se distribuyen de manera aislada entre las microbandas de cuarzo y mica (Figura 3.2c). Estos feldespatos tienen en su mayoría las maclas parcial o totalmente homogenizadas. Los blastos de aproximadamente 250 μm preservan maclas polisintéticas de albita las cuales permiten definir químicamente a estas plagioclasas dentro del rango de la andesina con proporciones variables entre $\text{Ab}_{0.67-0.65} - \text{An}_{0.35-0.33}$ (Tabla 3B - anexo).

En muestra de mano y en los afloramientos de campo, los granates de esta litofacies presentan tonalidades pardo - rojizas. La mayoría de los granates son subidioblásticos no superan los 1,5 mm de diámetro y raramente presentan fracturas e inclusiones de circones y cuarzo (Figuras 3.2c, 3.3d y 3.3e).

1.2. Metatexitas estromáticas

Las metatexitas estromáticas se distribuyen mayormente en los afloramientos ubicados en la región sur del área de estudio, sobre el arroyo Comallo y en los afloramientos cercanos a la Ruta Nacional ex-40 (Figuras 1.2 A2-A3 y 3.1c). En estas regiones, es posible observar que el patrón de distribución más frecuente entre el fundido y roca hospedante está definido

por la disposición concordante del leucosoma respecto a la foliación de los esquistos que integran el paleosoma (Figura 3.1c). Solo en algunos sectores es posible observar la presencia de melanosoma desarrollando una delgada banda (~4 mm) rica en biotita sobre los bordes del leucosoma. Además, en algunos afloramientos es posible identificar que el suministro del fundido proviene de diques que cortan la secuencia de esquistos. Este nexo permite establecer que al menos parte de la proveniencia del fundido fue inyectada (*out-source*) y clasificar al leucosoma en el subtipo correspondiente a venas leucograníticas según el criterio empleado por Sawyer (2008).

Los afloramientos de migmatitas en la zona de las vías del ferrocarril están comúnmente localizados en los contactos con diques y con el cuerpo granítico correspondiente a la Formación Mamil Choique. En este sector, el contenido de leucosoma es variable y el paleosoma preserva generalmente las mismas características texturales de las litofacies de esquistos. El leucosoma se dispone en forma de lentes de entre 10 y 20 cm de longitud dispuestos paralelamente a la foliación de los esquistos. Estos lentes se desarrollan con mayor frecuencia en los afloramientos ubicados entre el sistema de diques orientados SE-NO que están localizados en el extremo oriental de dichos afloramientos (Figura 1.2-A1).

1.2.1. Leucosoma

El leucosoma en la litofacies de metatexitas estromáticas representa en la mayoría de los afloramientos el único componente del neosoma. Esta fracción de la migmatita, presenta una textura granoblástica en la cual pueden distinguirse distintos dominios según su tamaño de grano (Figura 3.2d). Proporcionalmente están constituidos mayormente por cuarzo (30 -

45%), feldespatos (microclino ~40% y plagioclasa ~10%), y en menor medida muscovita (1 - 3%), biotita (~ 2%) y granate (~ 2%). En cantidades accesorias se observan circones y sillimanitas dispersas en el interior de feldespatos y cuarzos.

Los relíctos de cuarzo presentan extinción ondulosa, desarrollo de subgranos del tipo *twistwall* y *tiltwall* con contactos cóncavo-convexos y acerrados en los bordes de los subgranos (Figura 3.3f). Además, los cuarzos pueden presentar dos sistemas de dislocaciones que desarrollan texturas intracristalinas del tipo damero (*Chessboard*).

El contenido en microclino suele ser abundante y presentar maclas con migración de borde de macla (Figura 3.3f). Por otra parte, algunas ortoclasas presentan maclas parcialmente homogenizadas y en algunos casos desarrollan pertitas - antipertitas levemente flexuradas y sericita como producto retrógrado. El contacto intercristalino entre feldespatos generalmente es de punto triple y en algunos contactos con cuarzo desarrollan mirmequitas (Figura 3.3f). Las plagioclasas son escasas, comúnmente sus planos de macla de albita están retrogradados a sericita (Figura 3.3f) y composicionalmente están en el campo de las oligoclasas con proporciones $Ab_{0.70} - An_{0.30}$ (Tabla 3B - anexo).

Los granates que integran el leucosoma son subidioblásticos y presentan tamaños de hasta 1600 μm y en algunos casos poseen inclusiones de cuarzo y fracturamiento moderado. Por otra parte, las micas están en muy baja proporción, se distribuyen de manera aislada y presentan longitudes pequeñas de aproximadamente 250 μm .

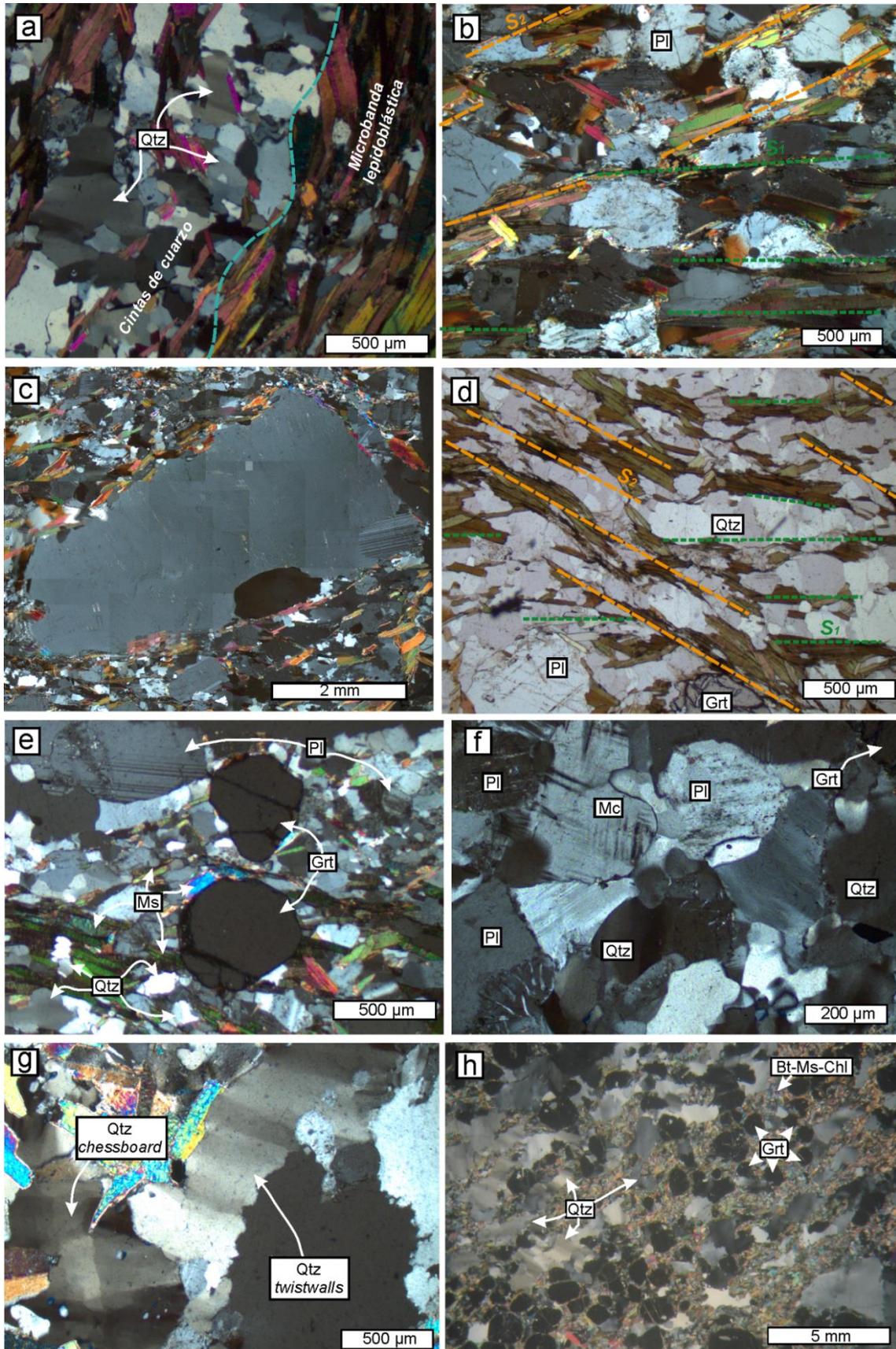


Figura 3.3: Imágenes de cortes delgados de las litofacies metamórficas de la Formación Cushamen. (a) Microfotografía representativa de la litofacies de esquistos micáceos donde se distinguen los dominios lepidoblásticos paralelos a las cintas de cuarzo. Además, se puntualiza los sectores en donde se reconoció la generación parcial de subgranos con dislocaciones del tipo twistwalls. (b) Sección delgada que muestra una textura granolepidoblástica en las litofacies de esquistos cuarzo micáceos donde se reconocen las foliaciones S_1 y S_2 . (c) Imagen representativa de relictos detríticos en las litofacies de esquistos cuarzo micáceos. (d-e) Microfotografías de la litofacies de esquistos cuarzo micáceos granatíferos donde es posible distinguir las foliaciones S_1 y S_2 (d) y la presencia de granates subidioblásticos débilmente fracturados inmersos en una matriz constituida mayormente por Qtz-Pl-Bt-Ms (d y e). (f) Imagen microscópica representativa de los leucosomas correspondientes a las litofacies de migmatitas estromáticas. En esta imagen es posible observar maclas en microclino parcialmente homogenizadas por migración de borde de macla; texturas mirmequíticas en el contacto feldespato-cuarzo (sector inferior izquierdo de la figura) y desarrollo de subgranos con dislocaciones del subtipo twistwall. (g-h) Microfotografías de los paleosomas de las migmatitas estromáticas que muestran las texturas intracristalinas en cuarzo del tipo twistwall y chessboard (g), y la presencia de porfidoblastos de granates de diversas dimensiones (h).

1.2.2. Paleosoma

El paleosoma presenta una textura granolepidoblástica, aunque no es inusual la dispersión de los granos formando una textura porfidoblástica en una matriz micácea sin orientación preferencial (Figura 3.2d y 3.3h). Composicionalmente está constituido por cuarzo (~40%), biotita (20 - 35%) y contenidos variables de plagioclasa (0 - 25%), granate (2 - 15% con extremos cercanos a 30%) y muscovita (5 - 25%). En cantidades accesorias presentan circones, apatitas y en algunas muestras sillimanitas. Biotitas y muscovitas pueden presentar retrogradación a cloritas y sericita respectivamente.

Las muscovitas y biotitas imprimen la textura lepidoblástica que define a la foliación principal (S_1). En las muestras con texturas decusadas, las micas no presentan una orientación definida y generalmente son de mayores dimensiones. Es posible reconocer flexuras en algunas micas y extinción ondulosa en casi la totalidad de estos filosilicatos.

En algunos bordes de granos de cuarzo se identificaron granos neoformados por recristalización con desarrollo de contactos intracristalinos acerrados y en menor medida

cóncavo-convexos. Los granos relícticos, poseen un tamaño cercano a los 2 mm y presentan dislocaciones del subtipo *twistwall* y *chessboard* (Figura 3.3g).

La mayoría de las plagioclasas preservan maclas polisintéticas de albita. Sin embargo, en algunas muestras se distinguen algunos blastos parcialmente homogenizados y con extinción ondulosa. Composicionalmente presentan escasa variación y clasifican dentro del campo de las oligoclasas con porcentajes cercanos a $Ab_{0.70} - An_{0.30}$ (Tabla 3B - anexo). Además, estos feldespatos pueden contener inclusiones de biotita, cuarzo y circones sin orientación definida.

Los granates son subidioblásticos y presentan dimensiones entre 1 y 2,5 mm (Figura 3.3h). Algunos están fracturados y contienen inclusiones sin orientación preferencial de cuarzo, muscovita y biotita.

ANÁLISIS DEL PROTOLITO

(Capítulo IV)

El reconocimiento de las características asociadas al protolito de la Formación Cushamen, permite desarrollar una evaluación del contexto previo a los eventos de deformación y metamorfismo. En los afloramientos del área de estudio, los paquetes de esquistos micáceos y cuarzo micáceos preservan una serie de atributos vinculados al protolito sedimentario, entre los cuales se distinguen estructuras sedimentarias y variaciones en el tamaño de los detritos que permite discriminar al protolito en distintas litofacies.

En este capítulo se exponen los resultados e interpretaciones obtenidas durante el estudio del protolito de las metasedimentitas de la Formación Cushamen. En primer término se presenta la distinción y caracterización de las litofacies sedimentarias. En segundo lugar, se establecerán asociaciones de litofacies según su relación de aparición en los afloramientos localizados en las vías del ferrocarril. Posteriormente se dan a conocer los resultados geoquímicos tratados en distintos diagramas de discriminación a partir de los cuales se identificará el tipo de protolito y las características de las áreas de proveniencia. Por último, se determinará la edad de las distintas fuentes de detritos y la edad máxima de sedimentación de la Formación Cushamen a partir de los resultados U/Pb obtenidos en circones detríticos.

Los resultados previamente mencionados serán analizados y posteriormente comparados con las contribuciones previas relacionadas al protolito de la Formación Cushamen y con unidades de basamento metamórfico que afloran en las regiones lindantes. Esta evaluación permitirá comprender la evolución del ciclo sedimentario de la Formación Cushamen y de las unidades contemporáneas en un contexto regional. Además, mediante estos

análisis se realizarán una serie de esquemas geocronológicos-paleogeográficos en los cuales se establecerá la evolución a lo largo del tiempo de las unidades que integran el basamento ígneo metamórfico entre los paralelos 39 y 44° de latitud.

1. Resultados

1.1. Litofacies en base al protolito

En los afloramientos ubicados en los alrededores de Comallo es posible distinguir nueve litofacies sedimentarias correspondientes al protolito de la Formación Cushamen. En las vías del ferrocarril, las metasedimentitas están expuestas ininterrumpidamente a lo largo de un kilómetro de extensión (Figuras 1.2, 4.1a y 4.1b). La calidad de estos últimos afloramientos y el reconocimiento de la estratificación sedimentaria (S_0), permite elaborar un perfil columnar donde queden representadas esquemáticamente las relaciones entre las litofacies sedimentarias (Figura 4.1b).

La diferenciación de las litofacies se realizó en base a las clasificaciones propuestas por Eyles et al. (1983) y Miall (1996) ya que los criterios utilizados en cada una de estas son los que mejor se ajustan a los rasgos observados en campo (Tabla 4A - anexo). Sin embargo, en estas clasificaciones no existe un código específico para las litofacies de grauvacas y areniscas con estratificación entrecruzada del tipo hummocky. Por esta razón, se añadió una nomenclatura para cada una de ellas (Tabla 4.1). Por otra parte, el tamaño de grano de los clastos está descripto en base a la clasificación granulométrica de Wentworth (1922) (Tabla 4B - anexo).

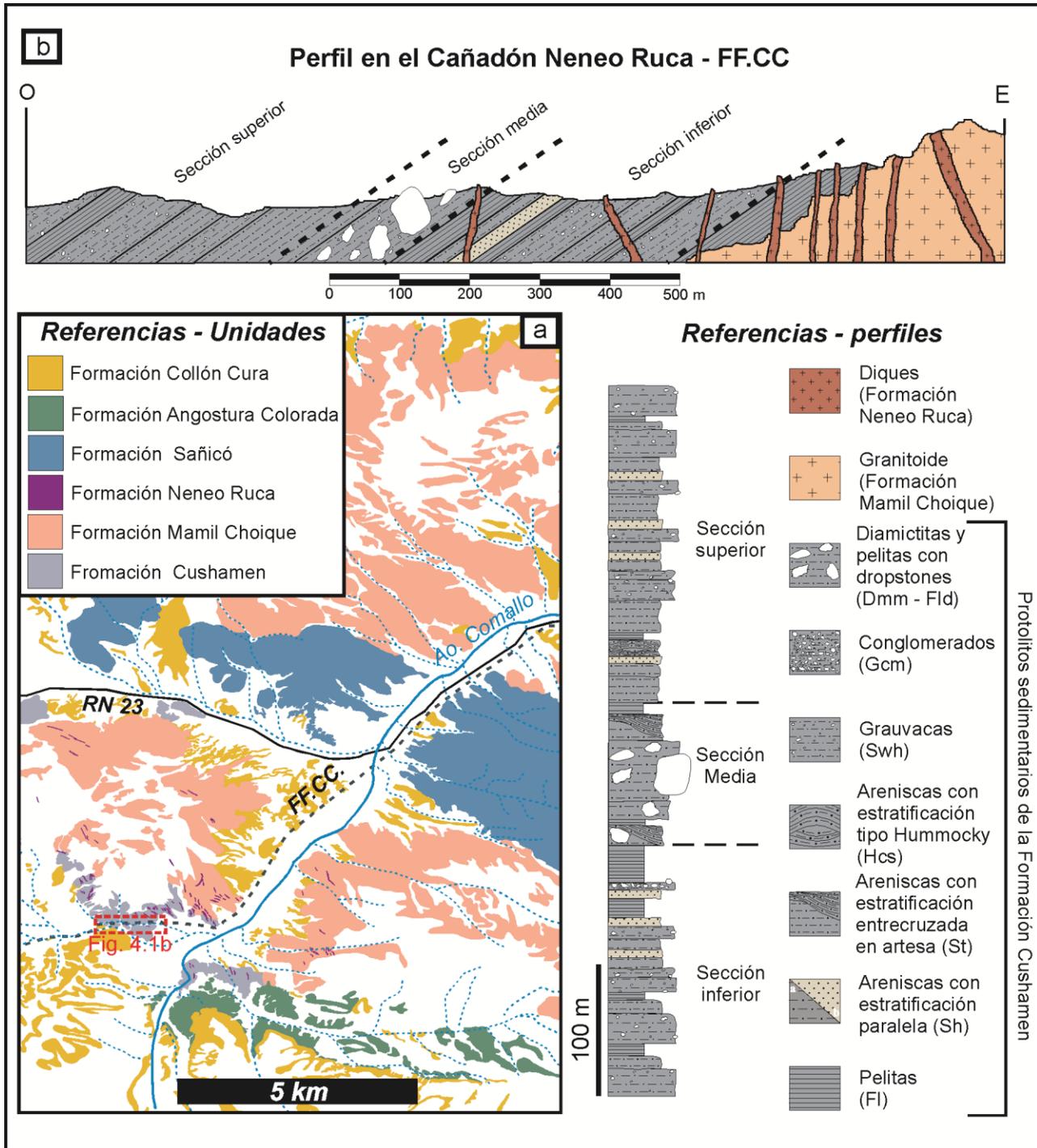


Figura. 4.1: Ubicación de los afloramientos de la Formación Cushamen en las vías del ferrocarril. (a) Representación gráfica donde se muestra la distribución de las unidades en la región sudeste del área de tesis. En el recuadro de color rojo se especifica la zona del perfil. (b) Perfiles esquemáticos de las litofacies distinguidas en las vías del ferrocarril.

1.1.1. Litofacies psefítica

Está definida texturalmente por la presencia clastos de tamaño variable entre sábulo y bloques inmersos en una matriz psamítica. Estas litofacies poseen el mayor tamaño y variabilidad granulométrica registrada a lo largo del perfil en las vías del ferrocarril. El tamaño de los clastos varía entre 8 mm y 5 m (Figuras 4.2 y 4.3). El grado de selección de los clastos y el aspecto masivo o estratificado observado en los afloramientos de este grupo de litofacies permite diferenciar dos litofacies psefíticas.

Tabla 4.1. Litofacies del protolito sedimentario identificadas en la Formación Cushamen. La nomenclatura sigue los criterios de Eyles et al. (1983) y Miall (2006).

Código de Facies	Litofacies	Estructura sedimentaria
Dmm	Diamictita matriz soportada	Estratificación horizontal (<10%)
Gcs	Conglomerado clasto soportado	Estratificación horizontal
Sh	Arenisca fina - gruesa	Estratificación o laminación horizontal
St	Arenisca media - gruesa	Estratificación entrecruzada en artesa
Sp	Arenisca media - gruesa	Estratificación entrecruzada planar
Hcs	Arenisca fina	Estratificación entrecruzada de tipo hummocky
Swh	Arenisca fina con más de un 25% de clastos	Estratificación horizontal
Fld	Areniscas muy finas o pelitas con dropstones	Laminación horizontal
Fl	Areniscas muy finas o pelitas	Laminación horizontal

1.1.1.1. Litofacies A: Diamictitas matriz sostén macizas (Dmm)

Esta litofacies está integrada por clastos de granitoides y cuarcitas inmersos en una matriz pobremente estratificada. Los clastos poseen diversos tamaños granulométricos en el rango de los 0.02 y 5 m. La frecuencia y el tamaño promedio de los clastos permite distinguir tres agrupaciones. Los clastos de menores dimensiones consisten en sábulos con longitudes

entre 2 y 20 cm (Figura 4.2a). Los bloques de tamaño acotado entre 0.4 a 1 m, son menos abundantes (Figura 4.2b), mientras que los de mayores dimensiones son escasos y de tamaño variable entre 2 a 5 m (Figura. 4.2c). Por otra parte, la matriz que contiene a estos clastos presenta una estratificación próxima o levemente menor al 10%. Este último aspecto es coincidente con el criterio de clasificación de Eyles et al. (1983) para diferenciar entre diamictitas macizas (D_m) y diamictitas estratificadas (D_s).

Por otra parte, en los afloramientos de las vías del ferrocarril, los rasgos deformacionales observados en la matriz se desarrollan en las inmediaciones a los bloques de mayor tamaño. Esta deformación consiste en una serie de pliegues de geometría cónica observados sobre un afloramiento de aproximadamente 25 m de extensión (Figura 4.2d).

La distribución de los afloramientos correspondientes a la litofacies A se encuentra acotada entre los 230 y 250 m de la secuencia en el perfil del ferrocarril (Figura 4.1b). Además, cabe destacar que esta litofacies fue registrada al norte de la Ruta Nacional 23 en uno de los afluentes del Cañadón Bonito donde es posible observar clastos de cuarcitas de aproximadamente 20 cm de diámetro (Figuras 1.2 y 4.2a).

1.1.1.2. Litofacies B: Conglomerados (Gcs)

Los conglomerados están constituidos por detritos de plagioclasas y en menores proporciones cuarzo, dispuestos conforme a la estratificación (Figuras 4.2e y 4.2f). La forma de estos fragmentos es esférica a ovoide, con diversos tamaños en el rango guijarro – sábulo (Figura 4.2e).

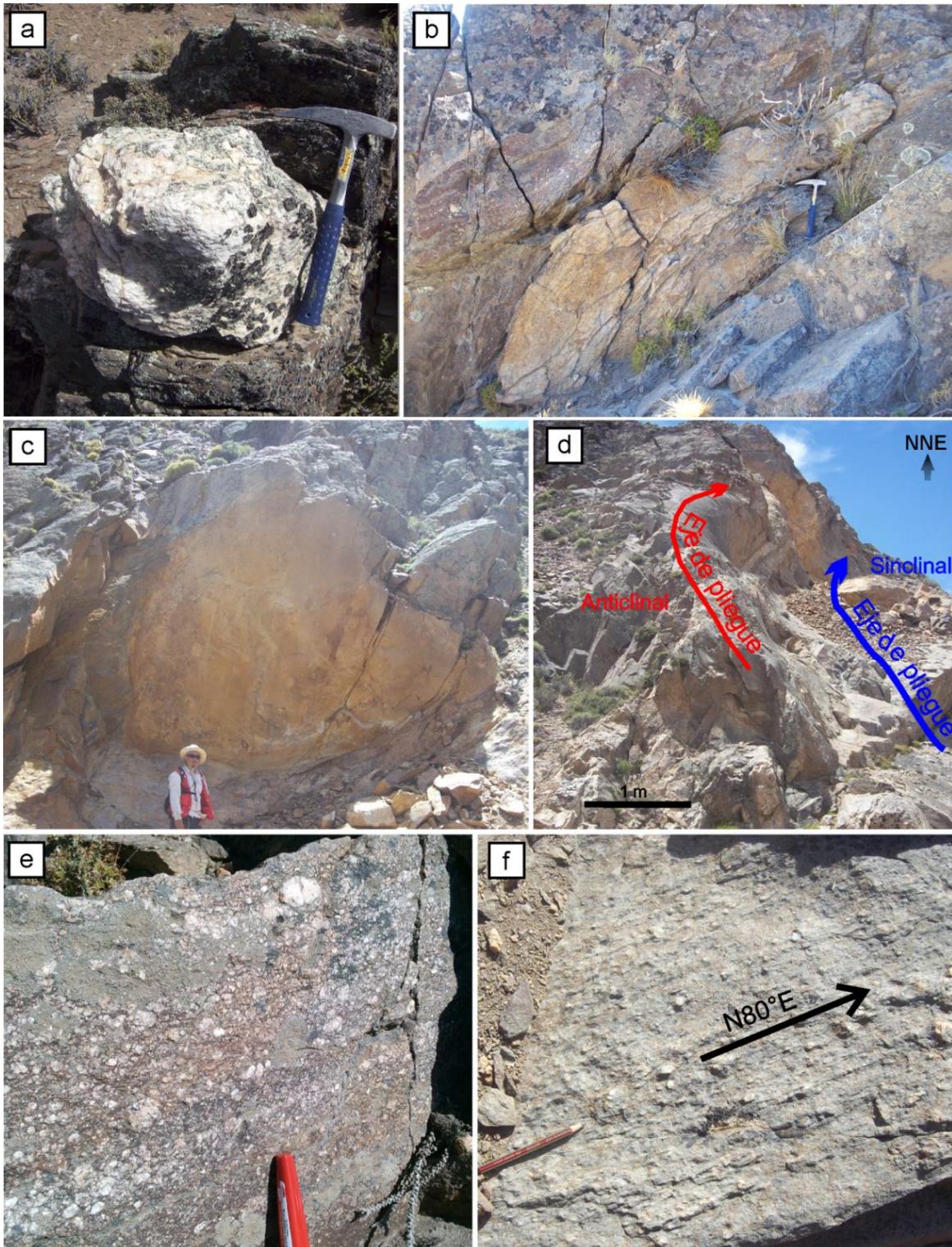


Figura 4.2: Litofacies psefíticas del protolito sedimentario de la Formación Cushamen. (a) Fotografía de uno de los clastos de las litofacies diamictíticas correspondiente a un afloramiento del Cañadón Bonito. (b-c) Afloramientos de diamictitas con clastos de tamaño bloque en las vías del ferrocarril. (d) Reconstrucción del plegamiento a mesoescala identificado en las litofacies de diamictitas en las vías del ferrocarril. (e-f) Litofacies de conglomerados con clastos de tamaño guijarro-sábulo y posibles estructuras de lecho con paleocorrientes en dirección N80°E.

Estas litofacies están acotadas a dos bancos estratificados ubicados entre los 150 y 170 m desde la base del perfil en las vías del ferrocarril (Figura. 4.1b). En la superficie superior de los bancos estratificados se visualiza lineaciones, posiblemente asociadas a estructuras de lecho del tipo cresta y surco. La medición estas lineaciones permite establecer una paleocorriente con sentido N80°E (Figura. 4.2f).

1.1.2. Litofacies psamíticas

Estas litofacies agrupan areniscas y grauvacas las cuales en conjunto representan las litofacies del protolito más abundantes en el área de estudio. La diferenciación de las litofacies psamíticas se realizó en base al reconocimiento de relictos detríticos de diversas dimensiones en las grauvacas y la preservación de estructuras sedimentarias en las areniscas. Teniendo en cuenta estos criterios se identificaron cinco subtipos de litofacies psamíticas (Figura 4.3).

1.1.2.1. Litofacies C: Areniscas con estratificación paralela (Sh)

Esta litofacies consiste en areniscas que presentan estratificación paralela formando bancos comúnmente de 30 a 50 cm de potencia aunque también son frecuentes las intercalaciones de menor espesor (Figuras 4.3a y 4.3b). La diferencia en coloración que presentan estas litofacies comúnmente está asociada al contenido de biotita. En las areniscas muy pobres en matriz, la coloración es beige claro y están constituidas mayormente por cuarzo y en menor medida plagioclasa y micas. En cambio, las areniscas ricas en matriz presentan un color gris con tonalidades generalmente oscuras y poseen un mayor contenido de biotita respecto a las anteriores. La frecuencia de areniscas estratificadas ricas en matriz en la

secuencia es considerablemente mayor respecto a las areniscas empobrecidas en biotita (Figura 4.1b). Además cabe destacar que las areniscas empobrecidas en matriz se disponen únicamente formando bancos con estratificación paralela.

1.1.2.2. Litofacies D: Areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp)

Esta litofacies fue reconocida en un único afloramiento ubicado sobre uno de los afluentes del Cañadón Bonito. Está constituida por areniscas grises oscuras que desarrollan estratificación entrecruzada planar de bajo ángulo ($< 20^\circ$) formando un único estrato de aproximadamente 50 cm de potencia (Figura 4.3d). Si bien no es posible determinar el sentido de la paleocorriente, la orientación de la misma es en dirección N290°.

1.1.2.3. Litofacies E: Areniscas con estructura entrecruzada en artesa (St)

Las areniscas ricas en matriz que integran esta litofacies forman estructuras de base erosiva y cóncava hacia arriba, disponiéndose los niveles superiores concordantemente con la secuencia (Figura 4.3c). Estas estructuras forman cuerpos lenticulares aislados, registrados únicamente en dos sectores del perfil del ferrocarril (Figura 4.1b). A los 170 m desde la base del perfil, esta litofacies desarrolla una sucesión estratificada de 1.5 m de potencia y una longitud de 10 m. En dicho tramo de la secuencia la geoforma lenticular se preserva de manera completa, mientras que en los afloramientos ubicados próximos a los 260 m de la estructura no está representada en su totalidad.

1.1.2.4. Litofacies E: Areniscas con estructuras entrecruzadas tipo hummocky (Hcs)

Esta litofacies está constituida por areniscas ricas en matriz dispuestas en estratos de 20 y 40 cm de potencia (Figura 4.3f). Los registros de estas estructuras se encuentran en la sección superior del perfil del ferrocarril (Figura 4.1b). La estructura sedimentaria que define esta litofacies, presenta una longitud de onda de 2 m y se ubica a los 300 m desde la base del perfil (Figura 4.3f). En cambio, el último registro de esta litofacies en esta área posee longitudes de onda aproximadamente 40 cm.

1.1.2.5. Litofacies F: Grauvacas con estratificación paralela (Swh)

La litofacies F está constituida por clastos de granulometría variable entre el rango de guijarro a sábulo, dispersos en una matriz de grano fino (Figura 4.3e). La forma de los clastos es subesférica con bordes mayormente subredondeados. Los detritos de plagioclasa son más frecuentes en comparación a los constituidos por cuarzo. Al igual que el protolito identificado como facies de areniscas con estratificación paralela, la litofacies de grauvacas forma secuencias estratificadas y presenta una amplia distribución en el área de estudio.

Particularmente en los afloramientos ubicados en las vías del ferrocarril, esta litofacies se dispone en bancos de 10 cm a 1 m de espesor. Esta estratificación métrica y decimétrica, se registra comúnmente a la base y tope del perfil. En la parte media de dicho perfil, el registro de metagrauvacas se reduce a escasos bancos de espesores que generalmente no superan los 10 cm de espesor. Cabe destacar que esta litofacies presenta en la secuencia inferior clastos de tamaño variable entre 0.4 a 1 cm, mientras que en la secuencia superior varía entre 0.4 y 2 cm.



Figura. 4.3. Litofacies psamítica del protolito sedimentario de la Formación Cushamen. (a-b) Afloramientos y la litofacies de areniscas con estratificación paralela (Sh) donde se muestran las variaciones en el espesor que presentan los estratos en esta litofacies. La diferencia de coloración entre las capas está íntimamente emparentada al contenido de biotita (ver texto para más detalle). (c) Litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa solitaria (St). (d) Litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp) correspondiente a un afloramiento ubicado en el Cañadón Bonito. (e) Litofacies de grauvacas (Swh). En esta imagen, la mayoría de los clastos detríticos presentan entre 0.8 y 1.2 cm. (f) Litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada de tipo hummocky (Hcs). En el sector superior derecho se detalla parte de la estructura sedimentaria.

1.1.3 Litofacies pelíticas

1.1.3.1 Litofacies G: Pelitas con dropstones (Fld)

Los afloramientos del protolito constituido por pelitas con dropstones se ubican en el área de las vías del ferrocarril. Esta litofacies está definida por la presencia de bloques dispersos en una matriz pelítico – psamítica estratificada. Las geometrías de los clastos son elípticas o subesféricas, presentando longitudes máximas variables entre 0.02 y 1 m (Figuras 4.4a y 4.4b). La distribución de los bloques en estas litofacies es aislada, integrando menos del 1% de estos depósitos.

La litofacies G, se distribuye en dos sectores ubicados en la sección media del perfil sobre las vías del ferrocarril (Figura 4.1b). La sucesión más potente se encuentra entre los 190 y 230 m, mientras que el registro restante se limita a un afloramiento de aproximadamente 3 m de potencia ubicado en los 250 m desde la base del perfil columnar.

1.1.3.2 Litofacies H: Pelitas (Fl)

Estas litofacies componen un porcentaje reducido de las metasedimentitas de la Formación Cushamen, sin embargo su distribución en el área de estudio es similar a la de las

litofacies psamíticas. Las litofacies del protolito identificadas como pelitas corresponden a los esquistos micáceos los cuales se caracterizan por un marcado desarrollo de foliación (Figura 4.4c). La litofacies H, está integrada mayormente por minerales micáceos desarrollando foliación mimética a la estratificación. Los granos de feldespatos y cuarzo son escasos y se ubican entre las folias micáceas.

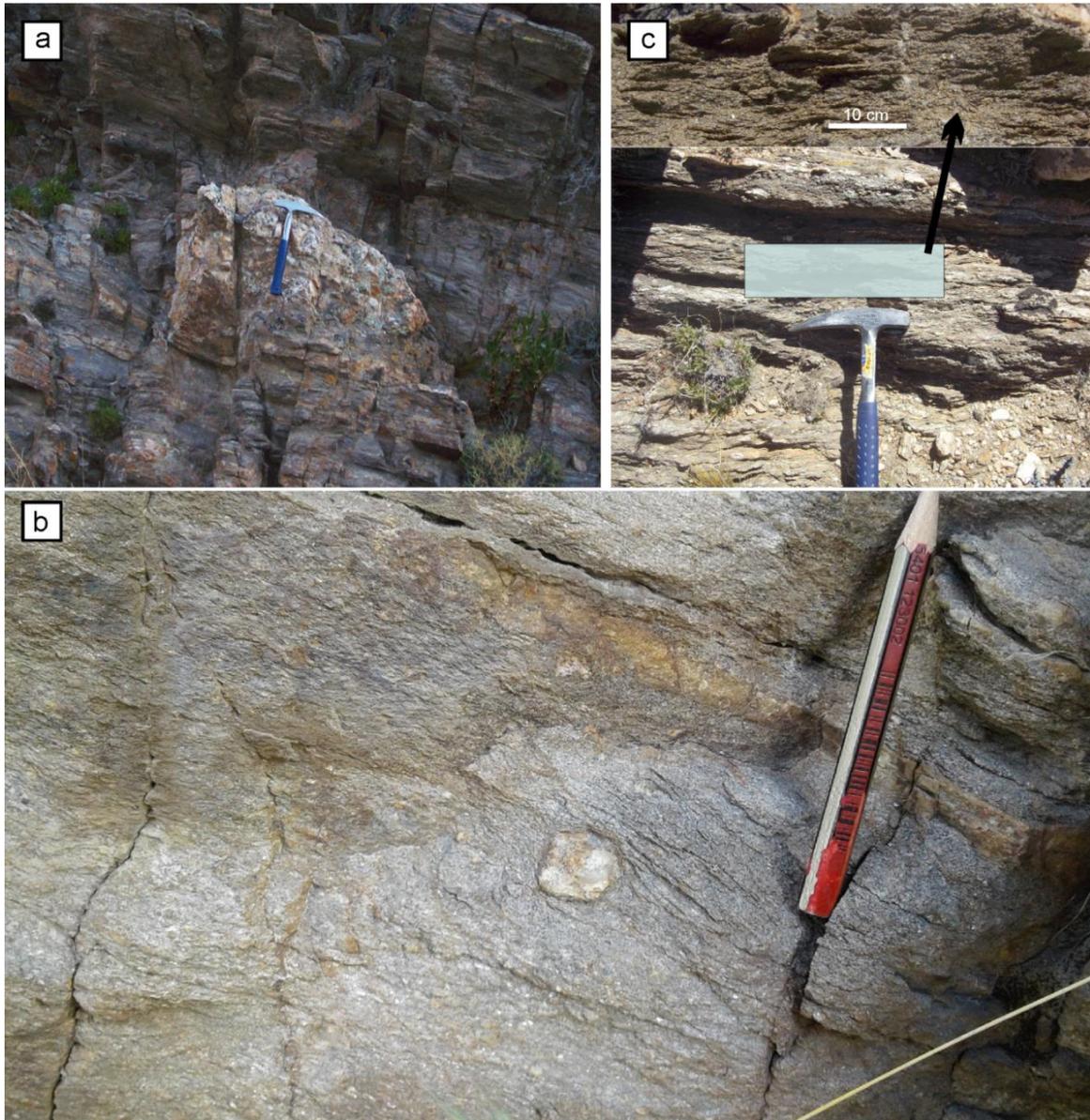


Figura. 4.4. Litofacies pelíticas del protolito sedimentario de la Formación Cushamen. (a-b) Fotografías donde se muestra la variación granulométrica de las litofacies de pelitas con dropstones en los afloramientos ubicados en las vías del ferrocarril. (c) Imagen de un afloramiento correspondiente a la litofacies de pelitas (F1) del sector oriental de los afloramientos ubicados en las vías del ferrocarril.

En el sector correspondiente a los afloramientos de las vías del ferrocarril, los primeros registros de esta litofacies, se disponen formando bancos de menos de 40 cm de potencia en la base de la secuencia (Figura 4.1). La mayor preponderancia de estas litofacies se registra en la parte superior de la sección inferior, entre los 130 y 190 m. En este sector la estratificación de las pelitas alcanza aproximadamente los 40 cm de espesor. Cabe destacar que en la sección media y superior esta litofacies está limitada a escasos bancos estratificados con similares espesores a los ubicados en la base del perfil (Figura 4.1b).

1.2. Asociaciones de litofacies sedimentarias en las vías del ferrocarril

1.2.1 Asociación de litofacies A (ALA): Grauvacas, areniscas y pelitas con estratificación paralela (Swh – Sh - Fl)

La asociación de litofacies A está constituida mayormente por grauvacas y areniscas encontrándose en menores proporciones pelitas (Figura 4.5). Este conjunto se dispone en bancos estratificados con superficies de contacto netas y concordantes.

La asociación de litofacies A, desarrolla sucesiones cíclicas que poseen entre 5 y 8 m de espesor. Los primeros 90 m de la sección inferior del perfil están constituidos por esta asociación de litofacies (ALA), que pasa transicionalmente a las areniscas y grauvacas correspondientes a la asociación de litofacies B (ALB) (Figura 4.5). Hacia el oeste de la transecta relevada en el área del ferrocarril, la asociación de litofacies A constituye los últimos depósitos de la secuencia entre los 485 y 540 m desde la base del perfil (Figura 4.1b y 4.5). Estos afloramientos se distinguen de sus homólogos de la sección inferior por la mayor

predominancia de grauvacas y por la diversificación de tamaño de grano presente en estas litofacies.

1.2.2 Asociación de litofacies B (ALB): Areniscas y grauvacas con estratificación paralela (Sh - Swh)

La asociación de litofacies B está integrada por areniscas y grauvacas interdigitadas en proporciones similares (Figura 4.5). Estas litofacies presentan superficies de contacto netas y concordantes.

Este conjunto de litofacies forma una secuencia de 45 m de potencia ubicada en el sector medio de la sección inferior (Figura 4.5). A los 135 m de la base del perfil, la asociación de litofacies B pasan transicionalmente a bancos de pelitas correspondientes a la asociación de litofacies C (ALC). En la sección superior, hacia los 390 m de la base del perfil, la asociación de litofacies B forman un paquete de 95 m de espesor. Las grauvacas comienzan a predominar en los afloramientos ubicados por encima de los 485 m del perfil ubicándose allí la transición entre la asociación de litofacies B y A (Figura 4.5).

1.2.3 Asociación de litofacies C (ALC): Pelitas, areniscas y conglomerados con estratificación paralela (Fl - Sh - Gcm)

Esta asociación de litofacies está constituida mayormente por pelitas, escasas proporciones de areniscas y solo dos niveles de conglomerados formando una secuencia estratificada con superficies de contacto concordantes (Figura 4.5).

La asociación de litofacies C se ubica en la parte superior de la sección inferior, entre los 135 y 190 m del perfil (Figura 4.5). La base de esta sucesión está conformada por un paquete de pelitas dispuesto concordantemente por encima de la asociación de litofacies B. El límite superior, está determinado por la presencia de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa de la asociación de litofacies D.

1.2.4 Asociación de litofacies D (ALD): Areniscas con estratificación paralela y entrecruzada en artesa y pelitas (Sh - St - Fl - Fld)

La asociación de facies D está integrada mayormente por areniscas y en menores proporciones por pelitas. Las psamitas agrupadas en esta asociación de facies se disponen comúnmente en bancos con estratificación paralela (Sh), registrándose en sectores puntuales estructuras entrecruzadas en artesa solitarias (St) (Figuras 4.3c y 4.5). Por otra parte, esta asociación de litofacies está integrada por las dos litofacies que integran el protolito pelítico (Fl - Fld).

Esta asociación de litofacies presenta aproximadamente 40 m de potencia en la base de la sección media (Figura 4.5). En este tramo del perfil, la sucesión está formada en la base por areniscas con estratificación entrecruzada en artesa lateralmente asociadas a pelitas con dropstones. Por encima de estos depósitos se observan areniscas y pelitas con estratificación paralela y en afloramientos aislados pelitas con dropstones. Los últimos bancos de areniscas de la asociación de litofacies D marcan la transición hacia las areniscas y diamictitas masivas que forman parte de la asociación de litofacies E.

Por otra parte, la asociación de litofacies D forman una secuencia de alrededor de 50 m de espesor en la parte superior de la sección media (Figura 4.5). En este sector, el ordenamiento estratigráfico entre las distintas litofacies es inverso en relación a los ubicados en la base de la sección media. Este patrón está determinado por pelitas con dropstones en la base de dicha sucesión, que hacia el techo de la secuencia es cubierta por areniscas con estratificación paralela, areniscas con estructura entrecruzada en artesa y por último paquetes de pelitas con estratificación paralela. La base de esta sucesión se dispone a los 250 m del perfil, por encima de las diamictitas masivas de la asociación de litofacies E.

1.2.5 Asociación de litofacies E (ALE): Diamictitas masivas y areniscas con estratificación paralela (Dmm - Sh)

Esta asociación de litofacies está constituida mayormente por diamictitas masivas con escasas intercalaciones de areniscas estratificadas. Este conjunto se desarrolla en la sección media del perfil, entre los 230 y 250 m (Figura 4.5). Las areniscas de esta asociación de litofacies que se ubican en la base se disponen concordantemente a las areniscas correspondientes a las asociaciones de litofacies D, mientras que las diamictitas masivas ubicadas a los 250 m marcan el tope de la asociación de litofacies E.

Los rasgos texturales más contrastantes entre las litofacies psefíticas de la asociación de litofacies E (Dmm) y las correspondientes a la asociación de litofacies D (Fld) están determinados por el tamaño y abundancia de los clastos. Estas diferencias permiten inferir a grandes rasgos un patrón granocreciente hacia los 230 m de la base del perfil vinculado con la transición de la asociación de litofacies D hacia la asociaciones de litofacies E. En

contraparte, la sucesión de diamictitas masivas que pasan a los 250 m del perfil a pelitas con dropstones (ALD), denotan un arreglo granodecreciente.



Figura. 4.5: Perfiles columnares esquemáticos que muestran las asociaciones de litofacies del protolito sedimentario de la Formación Cushamen en las vías del ferrocarril. Las referencias de las trazas de las litofacies son las mismas que en la Figura 4.1b.

1.2.6 Asociación de litofacies F (ALF): Grauvacas, pelitas y areniscas con estratificación paralela y entrecruzada de tipo hummocky (Swh - Fl - Sh - Hcs)

La asociación de litofacies F está integrada por areniscas, grauvacas y pelitas que se disponen en bancos paralelamente estratificados. Las areniscas son las litofacies de mayor predominancia en esta asociación, seguidas en orden de frecuencia por grauvacas y pelitas (Figura 4.5).

Aproximadamente a los 300 m de la base del perfil, las pelitas y areniscas de la asociación de litofacies D pasan a bancos de areniscas con estructuras entrecruzadas de tipo hummocky de la asociación de litofacies F (Figuras 4.3f y 4.5). Esta última asociación de litofacies (ALF), presenta en la base de la sección superior una potencia de aproximadamente 90 m y pasa transicionalmente a las areniscas y grauvacas de la asociación de litofacies B (ALB) (Figura 4.5).

1.3. Geoquímica

Cinco muestras correspondientes a las metasedimentitas de la Formación Cushamen fueron seleccionadas para evaluar sus características geoquímicas (Tabla 4.2). Tres de estas muestras fueron extraídas de los afloramientos ubicados en las vías del ferrocarril. En este sector, se seleccionó una muestra correspondiente al paleosoma de una migmatita estromática (P7) localizada en las proximidades al contacto con el cuerpo granítico de la Formación Mamil Choique. Otra de las muestras es un esquistos cuarzo-micáceo (P35) ubicado en la sección superior del perfil, mientras que la restante muestra de esta región corresponde a un esquistos cuarzo micáceo granatífero (PC31) dispuesto en contacto con diques graníticos de la

Formación Neneo Ruca. En los afloramientos de la Ruta Nacional 23 se seleccionó una muestra de esquisto cuarzo micáceo granatífero (P49) y en los afloramientos ubicados en el arroyo Comallo se extrajo una muestra del paleosoma de una migmatita estromática (P46B).

Tabla 4.2: Resultados geoquímicos de óxidos mayoritarios, minoritarios y contenidos de Ni y Zr de cinco muestras de la Formación Cushamen en la localidad de Comallo (ver texto para más detalle).

Formación Cushamen - Comallo					
Óxido	P7	P35	P46B	P49	PC31
SiO₂	55.87	66.58	70.34	66.30	66.68
Al₂O₃	18.76	14.36	14.70	15.39	14.42
Fe₂O₃	13.18	6.20	3.70	5.67	7.71
MgO	2.73	2.63	1.25	2.02	1.85
CaO	0.76	2.66	2.04	2.16	0.84
Na₂O	0.70	2.63	3.41	2.86	1.12
K₂O	4.45	2.73	3.01	3.09	3.13
TiO₂	0.50	0.78	0.38	0.74	0.96
P₂O₅	0.12	0.15	0.11	0.15	0.18
MnO	0.81	0.09	0.06	0.06	0.12
Cr₂O₃	0.070	0.099	0.074	0.088	0.080
Ni (ppm)	197.8	222.1	197.2	228.1	224.7
Zr (ppm)	156	184	131	202	305
H₂O	1.8	0.9	0.8	1.3	2.7
Total	99.75	99.81	99.87	99.83	99.79

Los resultados obtenidos en las muestras seleccionadas denotan contenidos de SiO₂ variables entre 66 y 70 %, exceptuando la muestra P7 que presenta un 56% de este óxido. En cuanto a las proporciones de Al₂O₃ los valores obtenidos se encuentran entre 18 y 14 % habiéndose obtenido el máximo valor en la muestra P7. El contenido en óxidos de hierro es variable entre 6 y 8 % presentando valores extremos de 3.7 % y 13.2 % en las en los paleosomas de las muestras P46B y P7 respectivamente (Tabla 4.2). Las proporciones en óxido de los restantes elementos mayoritarios son: magnesio 1.25 - 2.75 %, calcio 0.76 - 2.66 %, sodio 0.70 - 3.4 %, potasio 4.45 - 2.7 % y titanio entre 0.96 – 0.38 %. Los óxidos mayoritarios y parte de los elementos minoritarios detallados en la Tabla 4.2, fueron

empleados en distintos diagramas de discriminación que permiten determinar el tipo de protolito y por otra parte, la composición química y ambiente geotectónico de las regiones que componen la fuente de detritos.

1.3.1. Diagramas de discriminación del protolito

Los trabajos realizados por Tarney et al. (1977) y Winchester et al. (1980), estuvieron enfocados en el desarrollo de diversos diagramas de clasificación de protolitos de rocas metamórficas. En estos trabajos, el objetivo principal consistió en delimitar desde el punto de vista geoquímico las muestras que presentan un origen sedimentario de aquellas que tienen un protolito ígneo. En esta tesis doctoral, las muestras fueron analizadas en el diagrama binario $Zr/TiO_2 - Ni$ propuesto por Winchester et al. (1980). En este diagrama es posible observar que las cinco muestras seleccionadas ingresan en el campo correspondiente al protolito de origen sedimentario (Figura 4.6a).

Las muestras seleccionadas, fueron posteriormente evaluadas en los diagramas de discriminación de litofacies sedimentarias propuestos por Blatt et al. (1980), Wimmenauer (1984) y Herron (1988) (Figuras 4.6b, 4.6c y 4.6d). En estos diagramas es posible observar que las muestras ingresan en los campos de las areniscas líticas y arcosas (Figuras 4.6b y 4.6c), grauvacas (Figuras 4.6b, 4.6c y 4.6d), y en el campo de la pelita (Figuras 4.6c y 4.6d). Cabe destacar que esta serie de resultados corroboran desde la perspectiva geoquímica los la diferenciación de litofacies realizadas en la sección 1.1 del Capítulo IV.

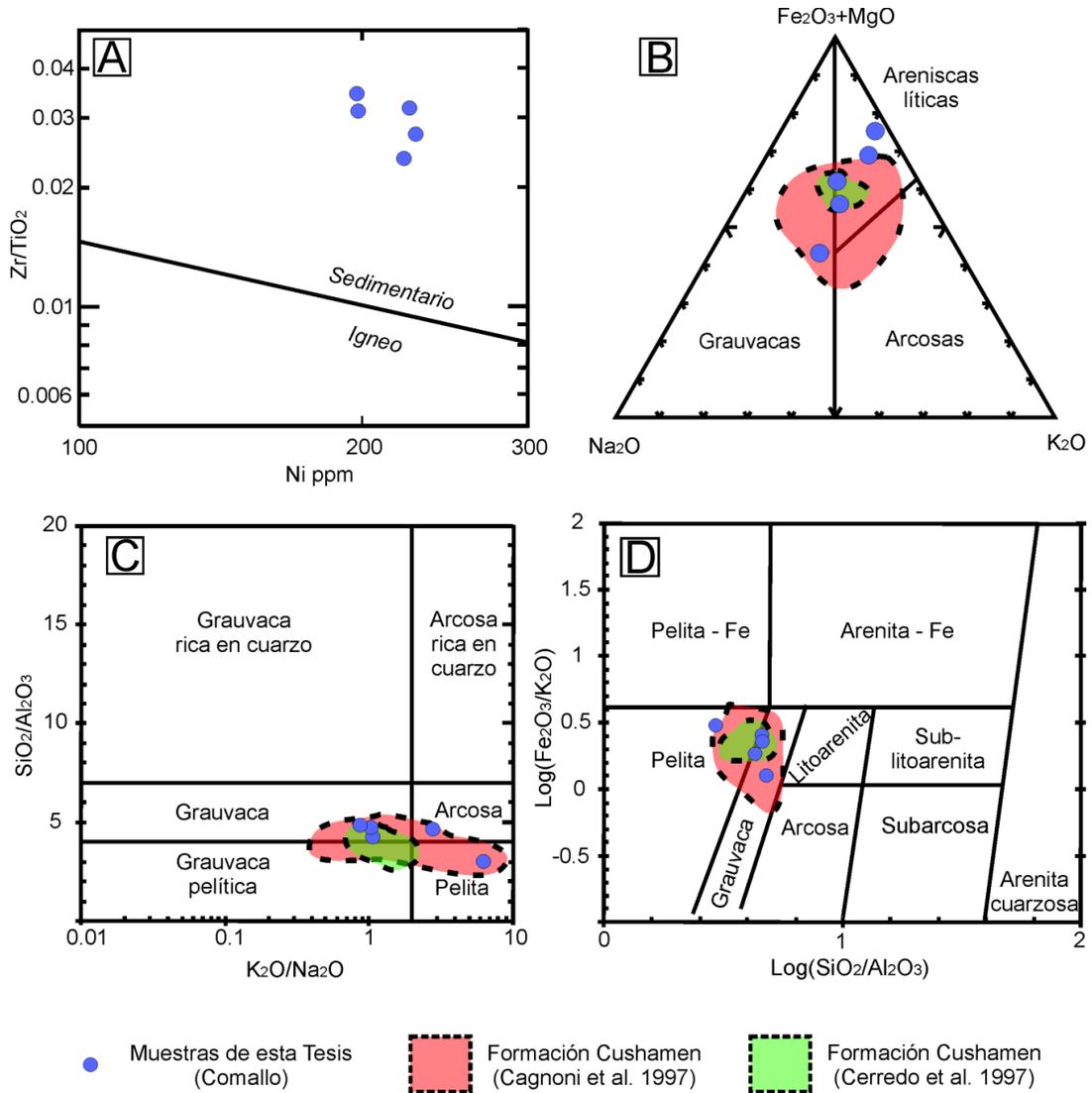


Figura. 4.6: Diagramas de discriminación geoquímicos. (A) Diagrama de discriminación de Winchester et al. (1980) que diferencia protolitos sedimentarios de ígneos mediante las relaciones Zr/TiO_2 vs. Ni . (B) Diagrama triangular de clasificación de protolitos sedimentarios de Blatt, et al. (1980) cuyos extremos son $Fe_2O_3+MgO - Na_2O - K_2O$. (C) Diagrama binario de clasificación geoquímica de Wimmenauer (1984) en el cuál se utilizan las relaciones K_2O/Na_2O vs. SiO_2/Al_2O_3 . (D) Diagrama binario de clasificación geoquímica de Herron (1988) donde se utilizan las relaciones logarítmicas de SiO_2/Al_2O_3 vs. $Fe_2O_3+ K_2O$.

1.3.2. Diagramas de discriminación de las áreas de aporte

El empleo de diversos diagramas de discriminación que utilizan relaciones entre elementos mayores como criterio de clasificación, es una de técnicas más utilizadas en la evaluación y caracterización del área de aporte en unidades metasedimentarias. Estos

diagramas, en los cuales se clasifica la composición química y el contexto geotectónico del área de aporte, fueron propuestos por Bathia (1983) y posteriormente Roser y Korsch (1986 y 1988).

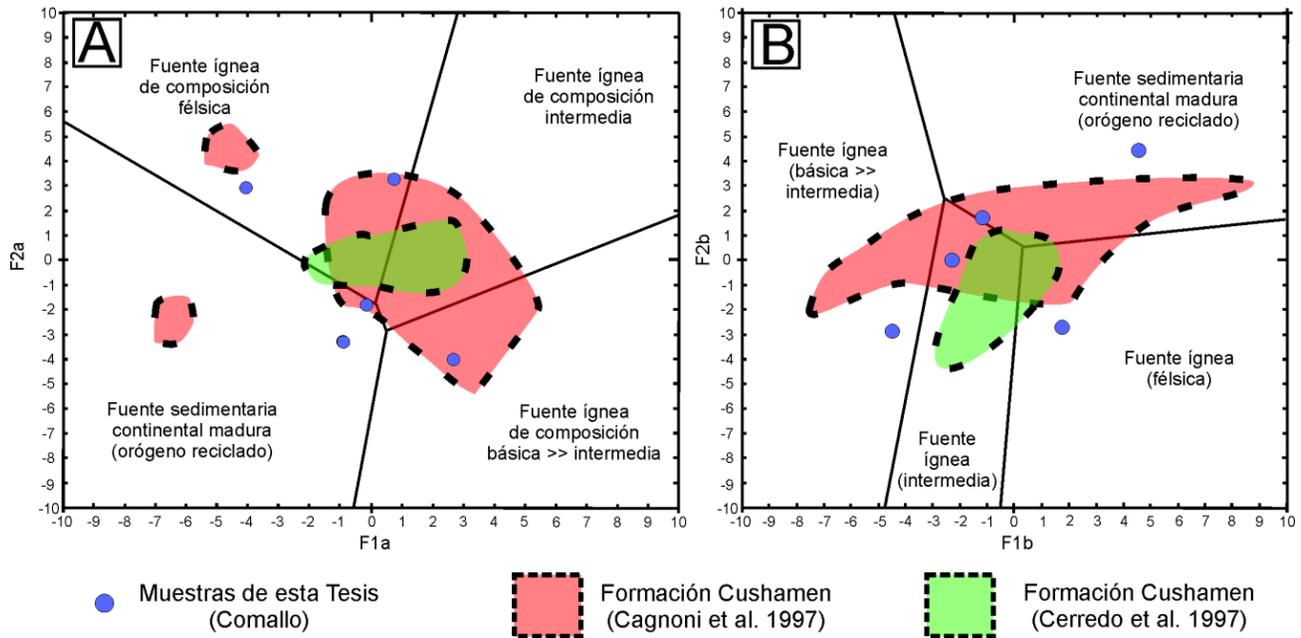


Figura. 4.7: Diagramas discriminatorios de composición química del área de aporte, utilizando el contenido en elementos mayoritarios según las funciones discriminatorias de Roser y Korsch (1988). (A) (F1a): $-1.773 \text{ TiO}_2 + 0.607 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.76 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 1.5 \text{ MgO} + 0.616 \text{ CaO} + 0.509 \text{ Na}_2\text{O} - 1.224 \text{ K}_2\text{O} - 9.09$; (F2a): $0.445 \text{ TiO}_2 + 0.07 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.25 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 1.142 \text{ MgO} + 0.438 \text{ CaO} + 1.475 \text{ Na}_2\text{O} + 1.426 \text{ K}_2\text{O} - 6.861$. (B) (F1b) $30.638 \text{ TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 12.541 \text{ Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + 7.329 \text{ MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 12.031 \text{ Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 35.402 \text{ K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 6.382$; (F2b) $56.500 \text{ TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 10.879 \text{ Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + 30.875 \text{ MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 5.404 \text{ Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 11.879 \text{ K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 3.89$.

Los resultados obtenidos en las muestras de la Formación Cushamen del área de estudio, presentan una amplia diversidad de litofacies que componen las áreas de proveniencia respecto a la composición química. Este patrón se debe a que las muestras ingresan en los campos de composiciones ígneas félsicas, intermedias y básicas así como también en el de orógenos continentales maduros (Figuras 4.7a y 4.7b).

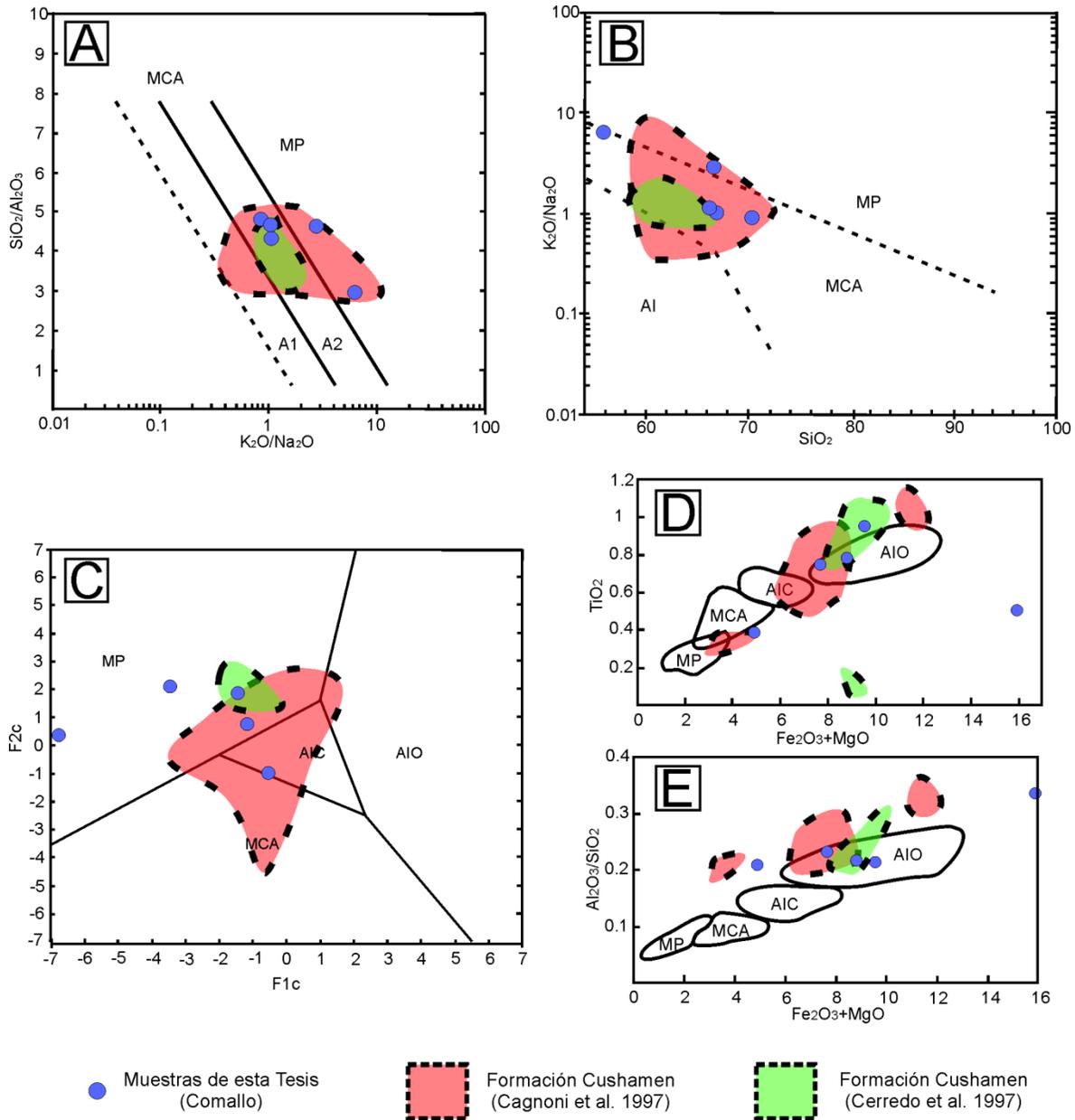


Figura 4.8: Diagramas discriminatorios de ambientes geotectónicos utilizando el contenido en elementos mayores. (A-B) Diagramas de discriminación de Roser y Korsch (1986). (C-D-E) Diagramas de discriminación de Bathia (1983) donde en (c) las funciones son (F1c): $-0.0447 \text{ SiO}_2 - 0.972 \text{ TiO}_2 + 0.008 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.267 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 3.082 \text{ MnO} + 0.140 \text{ MgO} + 0.195 \text{ CaO} + 0.719 \text{ Na}_2\text{O} - 0.032 \text{ K}_2\text{O} + 7.510 \text{ P}_2\text{O}_5 + 0.303$; (F2c): $-0.421 \text{ SiO}_2 + 1.988 \text{ TiO}_2 - 0.526 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.551 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 2.720 \text{ MnO} + 0.881 \text{ MgO} - 0.907 \text{ CaO} - 0.177 \text{ Na}_2\text{O} - 1.840 \text{ K}_2\text{O} + 7.244 \text{ P}_2\text{O}_5 + 43.57$.

Por otra parte la distribución de las muestras en los diagramas de discriminación tectónica de Roser y Korsch (1986) (Figuras 4.8a y 4.8b), exhiben que el área de aporte más

corriente proviene de un ambiente geotectónico de márgenes continentales activos (MCA) y en menor medida de margen pasivo (MP). En cambio, en el diagrama de discriminación de Bathia (1983) mostrado en la figura 4.8c la proveniencia tectónica más frecuente es de márgenes pasivos (MP) en comparación con la proveniencia de márgenes continentales activos (MCA). Por otro lado, los resultados obtenidos en los diagramas de discriminación de Bathia (1983) donde se emplean los discriminantes $Fe_2O_3+MgO - TiO_2$ (Figura 4.8d) y $Fe_2O_3+MgO - Al_2O_3/SiO_2$ (Figura 4.8e) denotan una distribución más dispersa. En estas gráficas, la relación entre los valores de los óxidos involucrados provoca que parte de las muestras no se registren dentro de los límites de los campos tectónicos diferenciados por Bathia (1983). Sin embargo, cabe destacar que en estos diagramas de discriminación tectónica algunas muestras se registran en los campos geotectónicos correspondientes a arcos oceánicos islándicos y márgenes continentales activos.

1.4. Geocronología

Las edades en circones detríticos fueron obtenidas de una muestra (PC44D) extraída de los afloramientos ubicados en las vías del ferrocarril. Los rasgos texturales de esta muestra permiten clasificarla como un esquistos cuarzo-micáceo que compone forma parte de la litofacies de protolito psamítico (Sh). La mayoría de los circones presentan un tamaño de grano $\sim 120 \mu m$, mientras que una menor parte supera los $200 \mu m$ de longitud. La morfología de estos minerales en su mayoría es prismática, presentan bordes redondeados y en general no presentan fracturas (Figura 4.9a). Del total de circones separados, se obtuvieron ciento treinta y cinco análisis puntuales. Posteriormente se seleccionaron los análisis que presentan entre un 90 y 105 % de concordia con la curva estándar del par Pb^{207}/Pb^{206} vs U^{238}/Pb^{206} y un error

menor o muy próximo al 10%. En total, se obtuvieron noventa y cuatro análisis que cumplen los requisitos previamente mencionados (Figura 4.9b y Tabla 4C - anexo).

La distribución de las edades demuestra que el 52% de los circones son precámbricos de los cuales un 26% son neoproterozoicos, el 63% son mesoproterozoicos, el 8% son paleoproterozoico y el circón más antiguo registrado es neoarqueano (2540 Ma). En orden decreciente de abundancia se encuentran los circones ordovícicos (24%), cámbricos (9%), silúricos (7%), devónicos (7%) y carbónicos (1%). Por otra parte, los resultados obtenidos, permiten diferenciar tres poblaciones dentro de los circones detríticos paleozoicos (Figura 4.9c). La más antigua de estas poblaciones corresponde al período Cámbrico con una edad de 525 ± 11 Ma basado en el promedio de cinco edades. La población de circones ordovícicos reúne a un gran número de análisis (más de veinte) los cuales determinan una edad promedio de 474 ± 6 Ma. Una fracción de los circones que arrojaron edades silúricas, presentan una edad de 438 ± 6 Ma obtenida a partir del promedio de diez análisis. La población más joven corresponde a seis circones devónicos y un circón carbónico los cuales, en conjunto, arrojan una edad promedio de 369 ± 8 Ma (Figura 4.9d). La edad e intervalo de error de esta última corresponde a la edad máxima de sedimentación de la Formación Cushamen en el área de estudio.

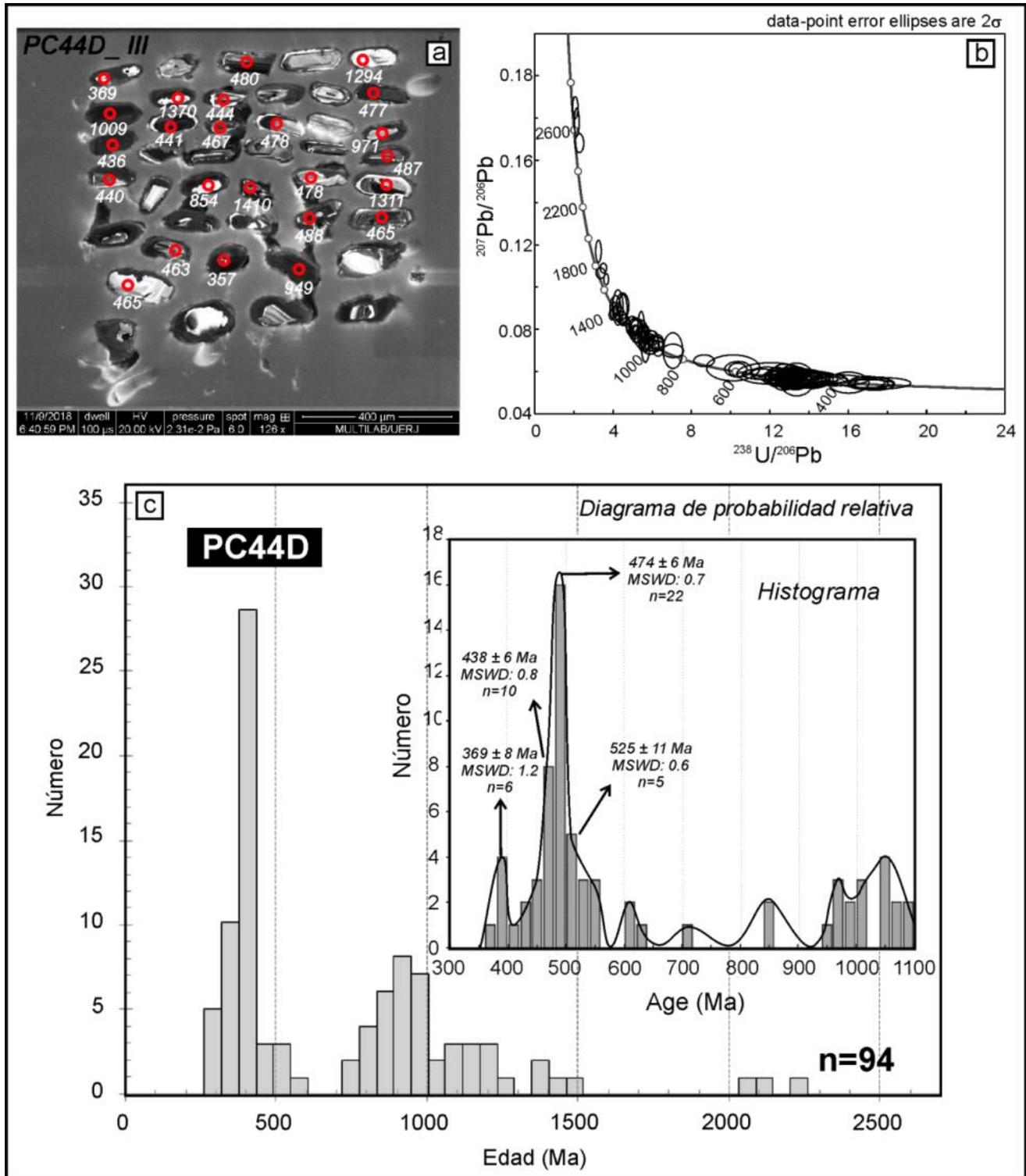


Figura. 4.9: Edades en circones detríticos del esquistos cuarzo micáceo correspondiente a la litofacies del protolito psamítico (PC44D). A) Imagen de cátodo luminiscencia mostrando una de las familias de circones detríticos prismáticos con diversos grados de redondeamiento. Los círculos rojos representan el sector donde se realizaron los disparos y la edad obtenida en cada uno de ellos. B) Diagrama de concordia $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mostrando el ploteo de los noventa y cuatro circones que presentan un porcentaje de concordia mayor al 90% y un error igual o menor al 10%. Las elipses presentan un 95% de confiabilidad al error (2σ). C) Diagramas binarios edad vs. probabilidad relativa en todos los disparos e histograma edad vs. frecuencia acumulada de los circones detríticos entre los 1100 a 300 Ma.

2. Discusiones

2.1. Reconstrucción paleoambiental de las asociaciones de litofacies

El término diamictita es utilizado para clasificar a depósitos mal seleccionados constituidos por clastos, arena y limo (Flint, 1960; Gamundi, 1980; Eyles et al., 1983; 1985; Powell, 1984). Si bien esta definición no tiene implicancias genéticas, las edades isotópicas registradas por Hervé et al. (2005) en la Formación Cushamen en su localidad tipo y las edades obtenidas en la presente tesis doctoral, permiten establecer un estrecho vínculo entre las litofacies diamictíticas y los episodios glaciarios neopaleozoicos. Por esta razón, el análisis paleoambiental de las asociaciones de litofacies fue realizado en base a distintos subambientes glacimarininos. Este estudio presenta la clasificación de subambientes basado principalmente en los criterios de Brodzikowski y Van Loon (1987).

2.1.1 Asociaciones de litofacies ALA – ALB – ALC – ALF

El límite entre las asociaciones de litofacies ALA y ALB está dado por la aparición o desaparición de pelitas. En conjunto, ambas asociaciones forman potentes sucesiones de 135 m de potencia en la sección inferior y 150 m en la superior (Figura 4.5). Las sucesiones constituidas por intercalaciones de pelitas areniscas y grauvacas probablemente estuvieron asociadas al suministro multiepisódico de materiales detríticos impulsados por corrientes turbulentas de flujos densos. En estas corrientes las fracciones detríticas gruesas se movilizan sobre el substrato (S_{wh} - S_h), mientras que el material fino (Fl) se desplaza conformando una pluma boyante (Eyles et al., 1985; Powell y Molnia, 1989; Lonne, 1995; Visser, 1997) (Figura 4.10).

La abundancia relativa de pelitas en la asociación de litofacies ALC, está asociada a estadios de menor energía de flujo permitiendo la depositación de las partículas finas en suspensión. Este fenómeno, fue empleado por Powell y Molnia (1989) y posteriormente por Visser (1997) para fundamentar la presencia de facies de granulometría fina en depósitos de origen glaciario. Por otra parte, la litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada de tipo hummocky (Hcs) integran la asociación de litofacies ALF (Figuras 4.3f y 4.5). Estas estructuras sedimentarias son indicativas de la participación de flujos asociados a episodios de tormenta.

Las características previamente enunciadas, permiten establecer que las asociaciones de litofacies ALA, ALB y ALC corresponden a depósitos de flujos de detritos (Figura 4.10). Si bien la presencia de estratificación entrecruzada de tipo hummocky evidencia procesos de removilización de sedimentos en la asociación de litofacies ALF, es posible que la sucesión psamítica previa a estos eventos tenga una génesis similar a las restantes asociaciones mencionadas en esta sección.

El suministro de detritos que formó las sucesiones sedimentarias correspondientes a las asociaciones de litofacies ALA, ALB, ALC y ALF posiblemente derivó del descongelamiento de las masas glaciarias. Este tipo de procesos fue establecido mediante las observaciones realizadas por Powell y Molnia (1989) en ambientes glacimarineros actuales y en los depósitos glaciarios del Grupo Dwyka (Carbónico - Pérmico) en la cuenca de Karoo - Kalahari por Visser (1997). Cabe destacar que los procesos de ablación que impulsan las corrientes de deshielo (*meltout stream*), pueden derivar de sectores subglaciales, englaciales o supraglaciales según lo establecido por Powell y Molnia (1989) y Lonne (1995) (Figura 4.10).

Por otra parte, las estructuras entrecruzadas de tipo hummocky representan una clara evidencia de procesos de re-depositación durante la etapa de sedimentación. En diversas contribuciones se destaca la frecuencia de estos procesos de re-depositación en ambientes glacimarininos (Powell y Molnia, 1989; Eyles et al., 1985; Aitchison et al., 1988; Hart y Roberts, 1994 y Lonne, 1995, entre otros).

Las asociaciones de litofacies ALA, ALB, ALC y ALF, son comparables con las facies periglaciares de subambientes marinos proglaciaros deltaicos (II-E-1) y extraglaciares (II-F) caracterizados por Brodzikowski y Van Loon (1987). Por otra parte, los procesos sedimentarios determinados para estas asociaciones de litofacies pueden ser correlacionados con ejemplos actuales de ambientes glacimarininos proglaciares y paraglaciares distales observados por Powell y Molnia (1989). Además, estructuras sedimentarias asociadas a episodios de tormenta en depósitos psamíticos ordovícicos ubicados al oeste de África fueron interpretados por Ghiene (2003) como facies glacimarininas distales. Todas estas comparaciones, permiten inferir que la sucesión sedimentaria correspondiente a las metasedimentitas de la sección inferior y superior del perfil columnar se desarrollaron en ambientes glacimarininos distales (Figuras 4.1b, 4.5 y 4.10).

2.1.2 Asociación de litofacies ALD

Bloques de granitos y cuarcitas aislados y estructuras entrecruzadas en artesa de la asociación de litofacies ALD se desarrollan en la sección media del perfil (Figuras 4.1b y 4.5). Estos bloques probablemente correspondan a detritos extracuencales transportados como materiales supraglaciares (Figura 4.10). La distribución aislada de los bloques de granito y

cuarcita está asociada a la descarga esporádica de detritos derivados del descongelamiento de icebergs (Figura 4.10). Similar relación fue determinada por Hart y Roberts (1994) en depósitos glacimarininos cuaternarios ubicados en West Runton, Inglaterra. Así mismo, Eyles et al. (1985) establecen que los clastos aislados en las facies de granulometría fina provienen de la caída de detritos desde icebergs.

Por otra parte, las estructuras entrecruzadas en artesa (St), representan sistemas de paleocanales posiblemente subácueos. Estos paleocanales, probablemente constituyeron las vías de descarga de los materiales provenientes de la fusión de los hielos (*melt-out flow*). Considerando un paleoambiente glacimarino para esta litofacies, es posible sugerir que estas estructuras sedimentarias originadas mediante flujos unidireccionales derivaron de la zona subglacial (Powell y Molnia 1989; Brodzikowski y Van Loon, 1987) (Figura 4.10). Procesos de re-sedimentación de detritos posiblemente se hayan generado durante la actividad de estos sistemas canalizados, como fue sugerido por Brodzikowski y Van Loon, (1987) en el análisis de facies glacimarininas.

Es evidente que la presencia de fragmentos detríticos de tamaño bloque denota la progradación de los ambientes glaciarios proximales en relación a la asociación de litofacies ALC de ambiente glacimarino distal subyacente (Figura 4.5). Coincidentemente, los estudios realizados por Aitchison et al. (1988) en los depósitos diamictíticos de la Formación Buckeye de la Antártida establecen que la frecuencia y tamaño de los clastos es mayor cuanto más próximo se encuentra la masa glaciaria a la zona de depositación.

La asociación de litofacies ALD presenta pasajes transicionales con la asociación de litofacies ALE. Esta relación define un patrón granocreciente entre la transición de la

asociación de facies ALD a ALE asociado a un avance paulatino de las masas glaciarias hacia el área de deposición. A la inversa, el patrón granodecreciente formado por el pasaje de la asociación de litofacies ALE a ALD representa un retroceso de los hielos hacia el continente. Esta configuración corresponde al arreglo estratigráfico entre las sucesiones de litofacies correspondientes a la base y tope de la secuencia media (Figura 4.5).

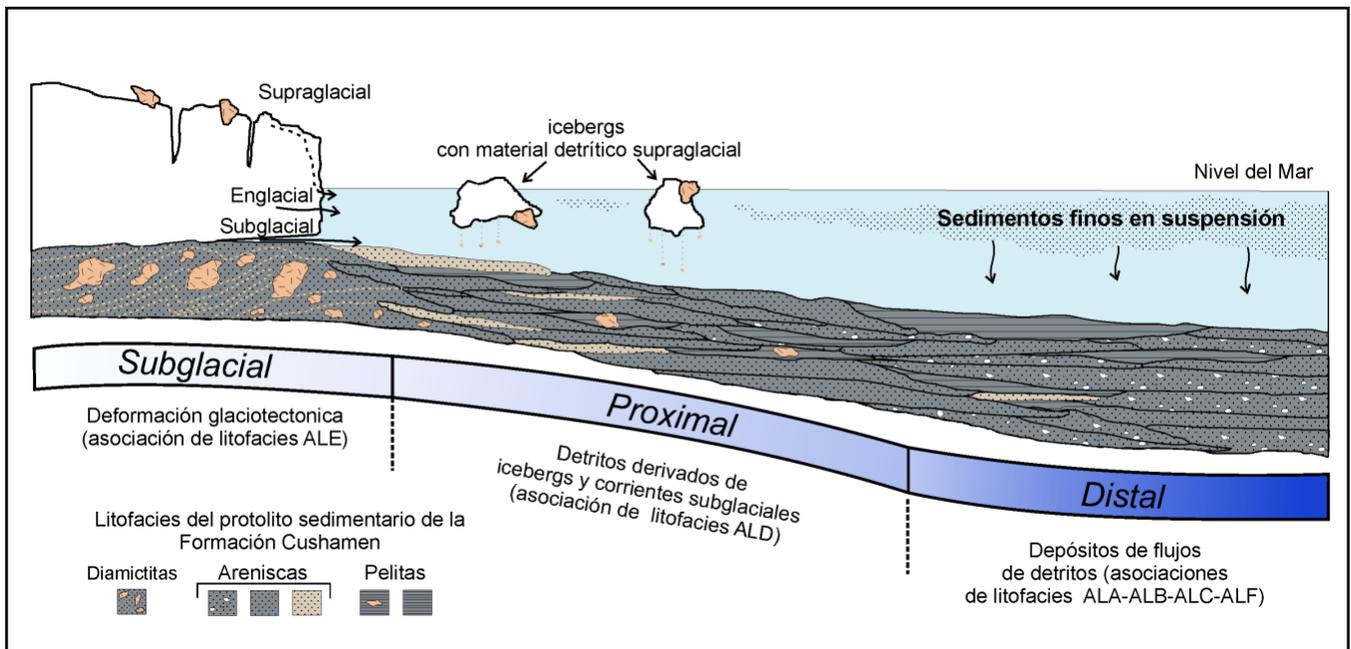


Figura 4.10: Esquema que muestra la reconstrucción gráfica de los paleoambientes glaciarios de las asociaciones de litofacies en un perfil transversal a la línea de costa.

Acorde al sistema de clasificación de facies propuesto por Brodzikowski y Van Loon (1987), la asociación de litofacies ALD representa subambientes terminoglaciarios (II-D) donde los depósitos derivados del descongelamiento de los icebergs son más frecuentes en relación a las zonas glaciarias distales. La presencia de paleocanales correspondiente a las litofacies St, puede ser vinculada con depósitos glaciarios de boca de túnel (II-D-2-b) descritos por Brodzikowski y Van Loon (1987). Las relaciones estratigráficas, procesos sedimentarios y comparaciones con trabajos previos realizados en depósitos glaciarios,

permiten considerar que la asociación de litofacies ALD corresponden a un ambiente de depositación glacimarino proximal (Figura. 4.10).

2.1.3 Asociación de litofacies ALE

A los 230 m del perfil en los afloramientos del ferrocarril, la asociación de litofacies ALD de ambiente glacimarino proximal, pasa transicionalmente a la asociación de litofacies ALE (Figura 4.5). La abundancia y diversidad de tamaño de los bloques observado en esta última, indican una aproximación aún más cercana de las masas glaciarias respecto a la subyacente asociación de litofacies ALD. Esta deducción es coincidente con el análisis realizado por Frakes y Crowell (1969), Aitchison et al. (1988), Eyles et al. (1985), Powell y Cooper (2002) y Lang et al. (2012) en distintos depósitos glacimarininos.

Las características observadas en los rasgos de deformacionales que presentan la litofacies A (Dmm), permiten considerar una posible génesis asociada a deformación glaciotectónica. El plegamiento desarrollado en las litofacies diamictíticas de la asociación de litofacies ALE, define anticlinales y sinclinales de escala métrica y geometría cónica que no han sido identificados con esta características en otro sector del ferrocarril (Figura 4.2d y 4.11). Cabe destacar que el patrón irregular que presenta este plegamiento puede verse reflejado en las variaciones que presenta la trayectoria de los ejes de pliegue a lo largo del afloramiento (Figuras 4.2d y 4.11b).

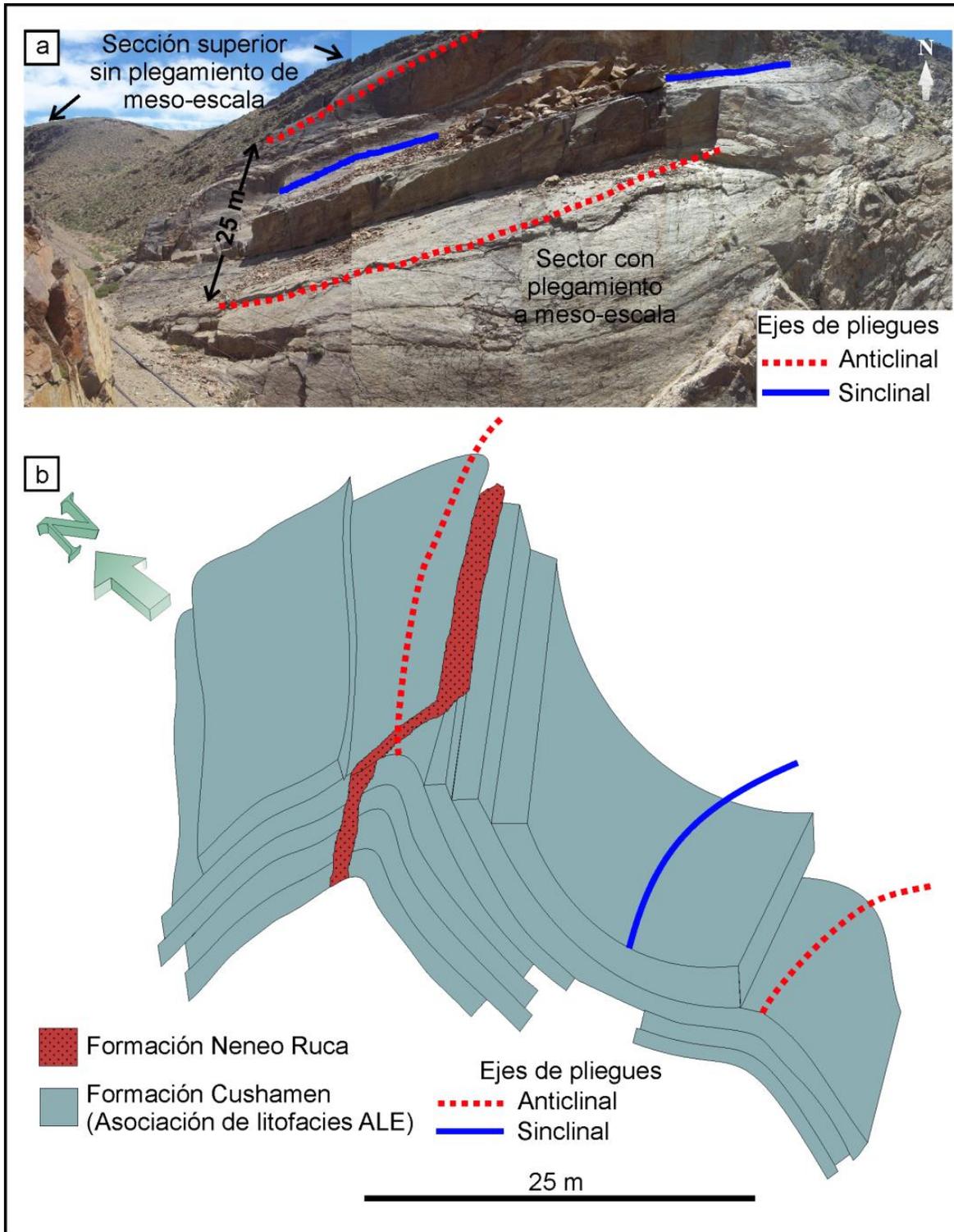


Figura. 4.11: Plegamiento a mesoescala en la asociación de litofacies ALE. (a) Imagen panorámica con visual hacia el norte. En la sección superior izquierda, se observa parte de la secuencia sin plegamiento de escala métrica. (b) Reconstrucción esquemática del plegamiento en la asociación de litofacies ALE.

Es posible que este plegamiento esté asociado a la presencia de bloques de dimensiones métricas ya que se desarrolla en la matriz estratificada lindante a los bloques, respondiendo estos últimos de manera relativamente competente frente a la deformación. Hart y Boulton (1991) y posteriormente Roberts y Hart (2005) y Waller et al. (2011), describen similares comportamientos en diamictitas afectadas por deformación glaciotectónica.

Según lo establecido por Roberts y Hart (2005) la diferencia reológica frente a los esfuerzos deformacionales, provocaría el plegamiento en la matriz estratificada e inconsolidada ubicada en las sombras de presión de los bloques de grandes dimensiones. Uno de los ejemplos más estudiados de depósitos diamictíticos con evidencias de deformación glaciotectónica, está localizado en West Runton, Inglaterra (Hart y Boulton, 1991; Hart y Roberts, 1994; Roberts y Hart, 2005). Allí, Hart y Boulton (1991) establecen que los pliegues de geometría cónica, situados en depósitos diamictíticos están asociados a deformación subglacial.

Las dimensiones del plegamiento que posee la litofacies diamictítica de la Formación Cushamen en el área de estudio, son comparables con las observadas por Hart y Roberts (1994) y posteriormente por Roberts y Hart (2005) quienes adjudican el plegamiento de la diamictitas de West Runton a deformación subglacial. En Argentina, la Formación Pampa de Tepuel presenta plegamiento recumbente con limbos de hasta 10 metros de extensión distribuidos localmente según las observaciones realizadas por González Bonorino et al. (1988). Estos autores interpretan que estos rasgos se originan de manera sinsedimentaria contemporáneamente a los episodios de avance glaciario.

Independientemente del origen supraglacial, englacial o subglacial asociado al transporte de los bloques, la deformación de la matriz adyacente a estos cuerpos puede originarse durante la depositación de los bloques o en una etapa postdeposicional deformando el substrato inconsolidado (Hart y Roberts, 1994; Roberts y Hart, 2005).

Todas las características descritas para la litofacies de diamictitas masivas y las comparaciones realizadas con trabajos de depósitos glaciarios, permiten establecer un origen asociado a deformación glaciotectónica para la asociación de litofacies ALE (Figura 4.10). Este tipo de deformación puede desarrollarse en el ámbito proglaciario o subglacial (Hart y Boulton, 1991). Sin embargo, la geometría cónica, las dimensiones y la disposición del pegamiento presente en el área de estudio son comparables con las descripciones de deformación subglacial realizadas por Hart y Boulton (1991) en los depósitos diamictíticos ubicados en West Runton. Todo el análisis de la asociación de litofacies ALE, permite considerar que este conjunto de litofacies posiblemente se desarrolló en un ambiente subglacial (Figura 4.10).

2.2. Modelo evolutivo paleoambiental

La configuración tectónica, las variaciones climáticas, los cambios eustáticos, la morfología de la plataforma continental, el régimen termal y el tipo de frente glaciario son los principales factores que regulan los procesos de sedimentación en los ambientes glaciarios (Powell, 1984; Eyles et al., 1985; Powell y Molnia, 1989; Visser, 1997; Powell y Cooper, 2002). Independientemente de los procesos que desencadenan el aporte de detritos en un ambiente glaciario, el patrón granocreciente y granodecreciente ha sido vinculado con el

avance y retroceso de las masas glaciarias (González Bonorino et al., 1988; Aitchison et al., 1988, Visser, 1997; Powell y Cooper 2002; Ghienne, 2003; Limarino y Spalleti, 2006). Además, existe un vínculo estrecho entre estos episodios y los cambios eustáticos del nivel del mar (Visser, 1990 y 1997).

Los conceptos previamente mencionados, permiten considerar que el arreglo granocreciente observado entre la sección inferior y los primeros 60 m de la sección media, está relacionado con un período de avance glaciario y descenso del nivel del mar. Por otra parte, la sucesión estratigráfica observada a partir de los 250 m de dicho perfil, denota un patrón granodecreciente asociado a una etapa de retroceso de los hielos hacia el continente en simultáneo con un período de ascenso eustático. Esta sucesión de eventos será analizada con mayor detalle en las siguientes secciones en busca de establecer la evolución de los ambientes sedimentarios a través del tiempo.

2.2.1 Primera etapa (avance)

Los afloramientos de la Formación Cushamen en el área de estudio no permiten visualizar la base de dicha unidad debido a que constituye la unidad más antigua de la región. Por esta razón, no es posible determinar concretamente el nexo entre la sucesión estratigráfica relevada en el área del ferrocarril, con posibles depósitos más antiguos de la Formación Cushamen. Sin embargo, es posible argumentar dos alternativas teniendo en cuenta las litofacies distinguidas. Una de estas, consiste en que los depósitos diamictíticos registrados en este sector del Macizo Nordpatagónico representen un único evento de glaciación. La otra opción es que estos depósitos glaciarios representen uno de varios eventos glaciarios, aunque

no se preserven los restantes en el área analizada. Por otra parte, cabe destacar que no es posible establecer con certeza cuál es la relación entre los niveles diamictíticos de los afloramientos en las vías del ferrocarril y aquellos que están localizados en los afluentes del Cañadón Bonito.

Si bien se desconoce la relación entre la sección inferior del perfil columnar con las unidades más antiguas o incluso con posibles depósitos más antiguos de la Formación Cushamen, la superposición de bloques graníticos aislados de la asociación de litofacies ALD sobre la asociación de litofacies ALC confiere un patrón granocreciente (Figura 4.5). De esta manera, las asociaciones de facies de ambientes glacialinos distales son sucedidas por litofacies de ambientes glacialinos proximales (Figuras 4.5 y 4.12). Este cambio en los ambientes depositacionales representa el comienzo del avance de los hielos hacia la zona de depositación (Figura 4.12).

La asociación de litofacies ALE se ubican por encima de la asociación de litofacies ALD a los 230 m de la columna relevada (Figura 4.5). La mayor frecuencia y tamaño de los clastos presentes en las diamictíticas masivas (Dmm) en relación con las pelitas con dropstones (Fld), representan una continuación del patrón granocreciente. Además, la existencia de asociaciones de facies posiblemente vinculadas a deformación glaciotectónica permite asociar a estos depósitos con el evento de máximo avance glaciario hacia el interior de la cuenca (Figura 4.12). Similares deducciones fueron postuladas en diversas contribuciones realizadas en depósitos glaciarios con similares características a las descritas anteriormente (Powell y Cooper, 2002; Ghiene, 2003; Lang et al., 2012). Además, cabe destacar que es probable que la máxima caída en nivel medio del mar haya coincidido con el episodio de máximo avance glaciario.

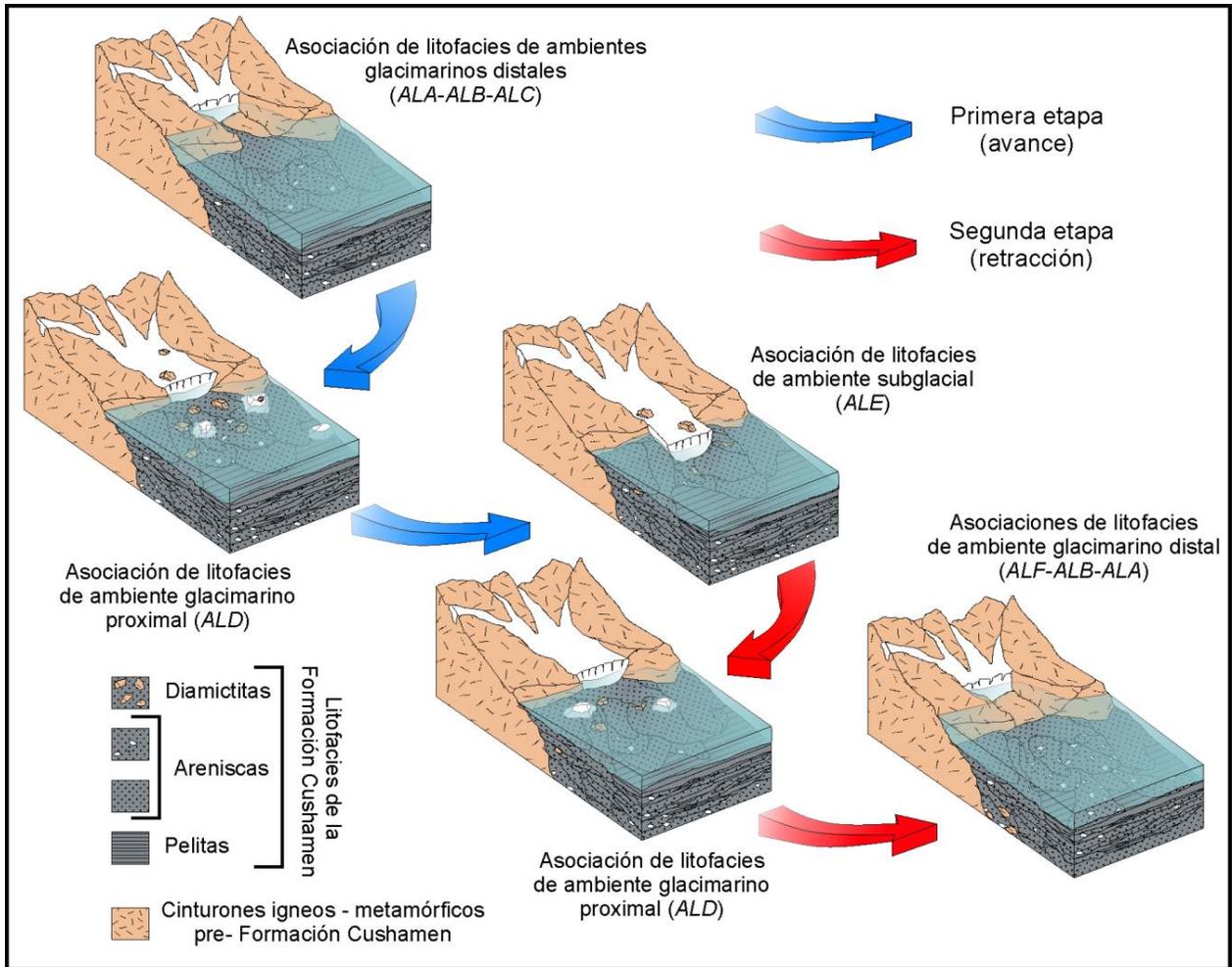


Figura. 4.12: Bloques diagrama mostrando la evolución paleoambiental de los depósitos sedimentarios correspondientes al protolito de la Formación Cushamen. Las etapas de avance y retroceso glaciario están representadas por cuatro cambios en las asociaciones de litofacias.

2.2.2 Segunda etapa (retroceso)

El comienzo del período de retroceso glaciario está registrado en la transición de litofacias vinculadas con un ambiente de sedimentación subglacial (ALE) hacia litofacias de ambiente glaciario proximal (ALD) (Figura 4.12). La asociación de litofacias ALD ubicadas entre los 250 y 300 m del perfil, representan el comienzo de la etapa de sedimentación pos-glacioteclónica. Es posible vincular a esta asociación de litofacias con un evento de retroceso glaciario, ya que los bloques observados en este sector corresponden al

último registro diamictítico en la secuencia (Figura 4.5). Otra evidencia de este evento de regresión glaciaria, es el arreglo granodecreciente que presenta el pasaje de diamictíticas a psamitas y pelitas (Figura 4.5).

La etapa avanzada del retroceso glaciario está determinada por la transición entre las litofacies de ambiente glacimarino proximal y las litofacies glacimarininas distales ubicadas en la sección superior (Figuras 4.5 y 4.12). Es posible considerar que estos cambios de ambientes de depositación, fueron acompañados por un incremento del nivel medio del mar. Sin embargo, la predominancia de grauvacas y psamitas por sobre las pelitas impide determinar si la sección superior del perfil representa la desaparición definitiva de los sistemas glaciarios en el borde sudoeste de Gondwana o bien simplemente representa una etapa interglacial.

2.3. Correlaciones

2.3.1. Correlaciones litológicas y edad máxima de sedimentación de la Formación Cushamen

La presencia de litofacies diamictíticas en la Formación Cushamen no solo está registrada en los alrededores de Comallo. Duhart et al. (2002), notifican la existencia de diamictíticas constituidas por clastos de granito y cuarcitas en los afloramientos ubicados en la localidad tipo. Previamente en este sitio, Cagnoni et al. (1997) mencionan la presencia de rodados graníticos en las ectinitas de la Formación Cushamen. Cabe destacar que las secuencias constituidas por las litofacies de psamitas y pelitas presentan una distribución más amplia respecto a las litofacies diamictíticas ya que sus registros fueron hallados en todos los afloramientos del Macizo Nordpatagónico occidental.

Desde la perspectiva geocronológica, la edad máxima de sedimentación de la Formación Cushamen en Comallo es de 369 ± 8 Ma, por lo cual esta población de circones detríticos (n=6) abarca prácticamente todo el rango temporal correspondiente al piso más joven del Devónico (Famenniano). Este resultado, permite establecer que el ciclo de sedimentación de la Formación Cushamen en el área de tesis probablemente ocurrió durante el período Carbónico. Por otra parte, las edades máximas de sedimentación de las metasedimentitas en los afloramientos de Río Chico y Cushamen denotan algunas variaciones respecto a las obtenidas en Comallo (Figura 4.13). Hervé et al. (2018) establecen que en Río Chico la población de circones más jóvenes está en el rango entre los 460 y 440 Ma mientras que en la localidad tipo las edades más jóvenes están próximas a los 385 Ma. Por otra parte, en los afloramientos diamictíticos de la Formación Cushamen en su localidad tipo Hervé et al. (2005) determinan una edad máxima de sedimentación de ca. 335 Ma y proponen al Pennsylvaniano (Carbónico superior) como período de sedimentación (Figura 4.13).

Si bien las edades máximas de sedimentación en las distintas localidades no presentan una correlación evidente, los resultados obtenidos en la localidad de Comallo y los presentados por Hervé et al. (2005 y 2018) en la localidad tipo permiten establecer que el ciclo de sedimentación de la Formación Cushamen probablemente se desarrolló posteriormente al período Devónico. Por último la relación intrusiva entre los granitoides del Pérmico temprano y la Formación Cushamen, limita temporalmente al ciclo de sedimentación de las metasedimentitas en un lapso de temporal pre-Pérmico (Varela et al., 2005; Pankhurst et al., 2006 y Gregori et al, 2017).

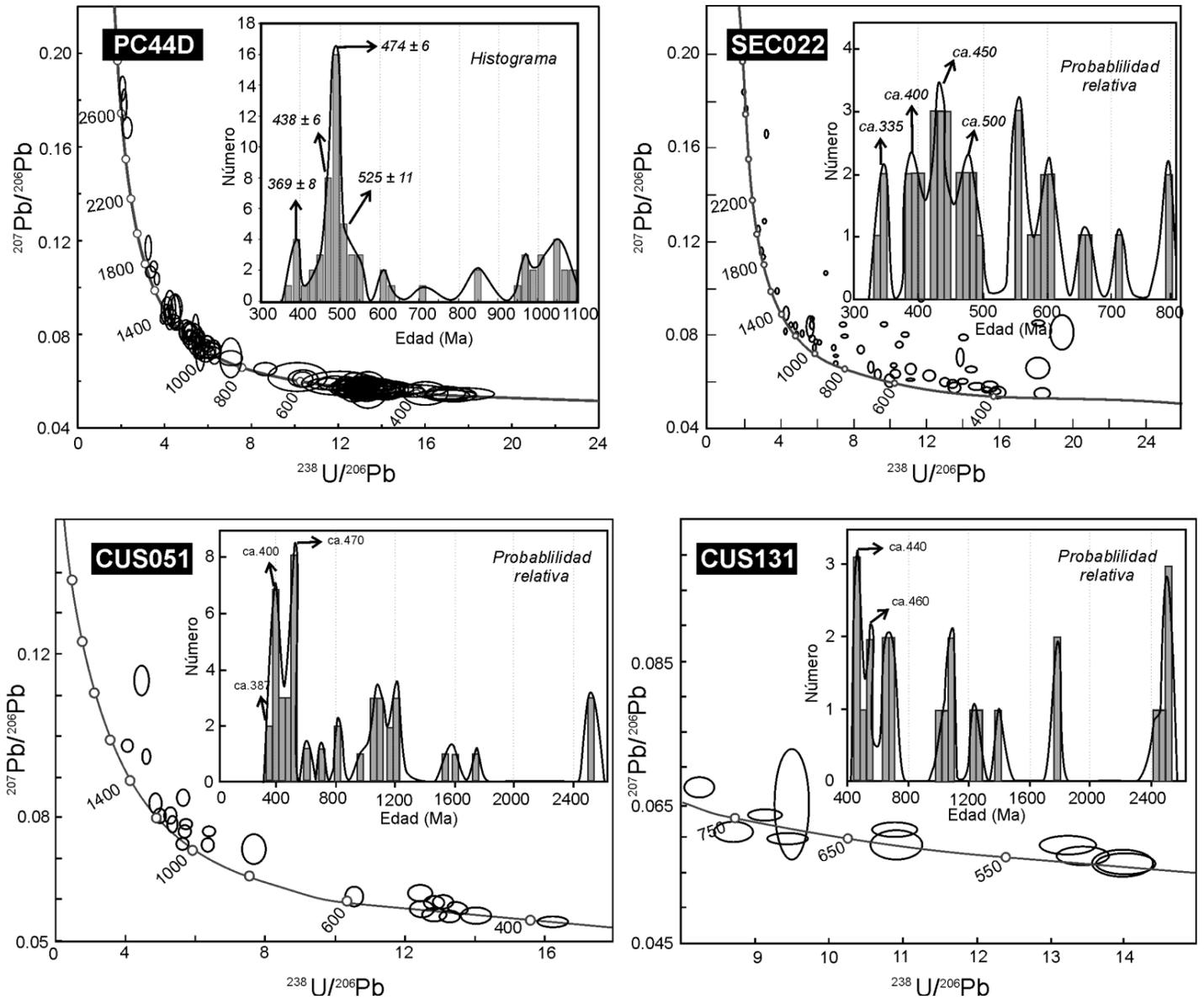


Figura. 4.13: Edades U/Pb en circones detríticos de la Formación Cushamen. La muestra PC44D corresponde a una muestra extraída en la localidad de Comallo. Las edades de las muestras SEC022 y CUS051 fueron obtenidas por Hervé et al., (2005) y Hervé et al., (2018) respectivamente en la localidad tipo. La muestra CUS0131, corresponde a un esquisto de los afloramientos ubicados en Río Chico (Hervé et al., 2018). En cada una de las muestras se detallan las poblaciones más jóvenes en un histograma para la muestra PC44D y en diagramas de probabilidad relativa para las muestras SEC022 y CUS051 y CUS131.

2.3.2. Correlaciones con otras unidades

Teniendo en cuenta el análisis de las características litológicas y geocronológicas detallados previamente para la Formación Cushamen, a continuación se establecerá una serie de posibles correlaciones con unidades correspondientes al basamento de la Cordillera

Patagónica Septentrional, Chubut Extra-Andino y la Región de los Lagos (Chile) (Figura 4.15).

2.3.2.1. Correlaciones con unidades del Chubut Extra-Andino

2.3.2.1.1. Formación Cushamen – Formación Valle Chico

En las inmediaciones a la localidad de Esquel, las sucesiones sedimentarias constituidas por diamictitas, areniscas y pelitas corresponden a la Formación Valle Chico (Cuchi, 1980). Esta unidad se dispone en discordancia sobre las psamitas y pelitas que integran la Formación Esquel, presentando una potencia de aproximadamente 600 m (Cucchi, 1980; González Bonorino y González Bonorino, 1988; González Bonorino, 1992).

La deformación que poseen algunos depósitos psamíticos y diamictíticos de la Formación Valle Chico, están relacionados con procesos glaciotectónicos según las observaciones de González Bonorino y González Bonorino (1988) y posteriormente González Bonorino (1992). Estos autores, establecen un ambiente de sedimentación marino proximal con influencia glaciaria para este tipo de depósitos. Coincidentemente, estos ambientes de sedimentación y procesos glaciarios han sido interpretados para las asociaciones de litofacies ALD y ALE de la Formación Cushamen en los alrededores de Comallo.

Diversos trabajos denotan que la cronoestratigrafía de las unidades neopaleozoicas del Chubut Extra-Andino es una temática aún muy debatida. Por un lado, existe una serie de contribuciones científicas que consideran que las características estratigráficas de las sedimentitas de la Formación Valle Chico corresponden al Carbónico superior (Ejemplos: González Bonorino y González Bonorino, 1988; González Bonorino, 1992). En contraparte,

diversos estudios realizados en el registro fosilífero de esta región, ubican a esta unidad en el Carbónico inferior (Ejemplos: Carrizo y Azcuay, 2000; Taboada, 2010 y Taboada y Shi, 2011).

Mediante las características y comparaciones cronoestratigráficas previamente mencionadas, es posible considerar que las formaciones Cushamen y Valle Chico presentan ciclos de sedimentación probablemente equivalentes desde la perspectiva geocronológica (Figura 4.15).

2.3.2.1.2. Formación Cushamen – Formación Pampa de Tepuel

Los afloramientos sedimentarios neopaleozoicos que integran el Grupo Tepuel fueron correlacionados en diversos trabajos con las metasedimentitas de las formaciones Esquel y Valle Chico (Cuchi, 1980; Gamundi, 1980; González Bonorino y González Bonorino, 1988; González Bonorino, 1992). Las secuencias sedimentarias de origen glaciario que integran parte del Grupo Tepuel, fueron agrupadas por Lesta y Ferrello (1972) bajo la Formación Pampa de Tepuel. Esta unidad presenta aproximadamente 2900 metros de potencia, hallándose en los primeros 1200 metros sucesiones de diamictitas, conglomerados, pelitas y psamitas (González Bonorino et al., 1988; González Bonorino, 1992).

En la Sierra de Tecka y Tepuel las sedimentitas de la Formación Pampa de Tepuel se disponen concordantemente por encima de areniscas correspondientes a la Formación Jaramillo (González Bonorino et al., 1988). En contraparte, en los alrededores a la Estancia Ap – Iwan, los depósitos conglomerádicos de la Formación Pampa de Tepuel se disponen discordantemente sobre las metasedimentitas de la Formación Río Pescado (Rolleri, 1970; Spikermann, 1977 y González et al., 1995).

Al igual que la Formación Valle Chico, la ubicación cronoestratigráfica de las formaciones que constituyen la base del Grupo Tepuel es aún muy debatida. En algunos trabajos se propone a la Formación Jaramillo dentro del período Carbónico inferior mientras que la Formación Pampa de Tepuel abarcaría exclusivamente en el Carbónico superior (Carrizo y Azcuy, 2000; González Bonorino, 1991, 1992; Limarino y Spalleti, 2006). En oposición a este ordenamiento cronoestratigráfico, el análisis del registro fosilífero realizado por Taboada (2010) y Taboada y Shi (2011), establecen que la Formación Pampa de Tepuel abarca además del Carbónico superior, parte del Carbónico inferior y también el primer piso del Pérmico (Asseliano).

La distinción de litofacies e interpretaciones paleoambientales y geocronológicas previamente mencionadas, permiten establecer que potencialmente las formaciones Cushamen y Pampa de Tepuel presentan el mismo rango temporal de sedimentación (Figura 4.15).

2.3.2.1.3. Formación Cushamen – Formación Las Salinas – Formación Menuco Negro

Unidades equivalentes al Grupo Tepuel fueron identificadas en la región occidental del Chubut Extra-Andino, sobre el sector norte de la Sierra de Languiño y en la Laguna de Agnia (Robbiano, 1971; González, 1972; González Bonorino 1992) (Figura 1.1).

En la Sierra de Languiño ubicada a 150 km al este de la localidad de Esquel, una secuencia de aproximadamente 2400 metros de espesor constituida por diamictitas, areniscas y lutitas corresponde a la Formación Las Salinas (González, 1972). González Bonorino (1992) y posteriormente Taboada y Shi (2011) correlaciona esta unidad con la Formación Pampa de Tepuel. Parte de estas correlaciones fueron realizadas mediante el contenido paleontológico

del Carbónico superior identificado en la Formación Las Salinas (González, 1972 y Taboada y Shi, 2011).

Al sudoeste de la laguna de Agnia, la Formación Menuco Negro presenta 86 metros de espesor y está constituida por diamictitas, areniscas y pelitas que se disponen discordantemente sobre el Granito Catreleo (Robbiano, 1971). Esta unidad fue correlacionada con las formaciones Las Salinas, Pampa de Tepuel y Valle Chico por González Bonorino (1992).

Si bien el período de sedimentación de estas unidades está restringido solo al Carbónico tardío, al presentar niveles diamictíticos es posible considerar que estas unidades pueden potencialmente ser correlacionadas con la Formación Cushamen (Figura 4.15).

2.3.2.2 Correlaciones estratigráficas entre el Macizo Nordpatagónico – Chubut Extra-Andino

Un análisis más detallado de los relevamientos estratigráficos realizados en trabajos previos, permite realizar correlaciones cronoestratigráficas tentativas entre las metasedimentitas del Macizo Nordpatagónico y las correspondientes al Chubut Extra-Andino (Figura 4.14). Cabe destacar que, a diferencia de la secuencia correspondiente al perfil realizado para la Formación Cushamen en las vías del ferrocarril (Comallo), las formaciones Valle Chico, Pampa de Tepuel y Las Salinas poseen al menos tres secciones con depósitos diamictíticos (González, 1972; González Bonorino y González Bonorino, 1988; González Bonorino, 1992). Estos depósitos, representan tres intervalos glaciarios acorde al análisis paleoambiental realizado por González Bonorino (1992).

Los depósitos diamictíticos ubicados en la base de las formaciones Valle Chico, Pampa de Tepuel y Las Salinas representan el inicio del primer intervalo glaciario (Figura 4.14). Este registro se desarrolla en discordancia sobre las formaciones Esquel y Río Pescado las cuales presentan un grado de deformación más intenso respecto a las sedimentitas glaciarias según lo establecido por Rolleri (1970), González (1972), Spikermann (1977), Cuchi (1980) y González et al. (1995). Esta relación estratigráfica no ha sido registrada en el área de tesis, ya que las diamictitas de la sección media del perfil relevado se disponen concordantemente con la sección inferior. Por esta razón, consideramos que las diamictitas de la Formación Cushamen en los afloramientos ubicados en Comallo no representan el inicio del primer intervalo glaciario propuesto por González Bonorino (1992).

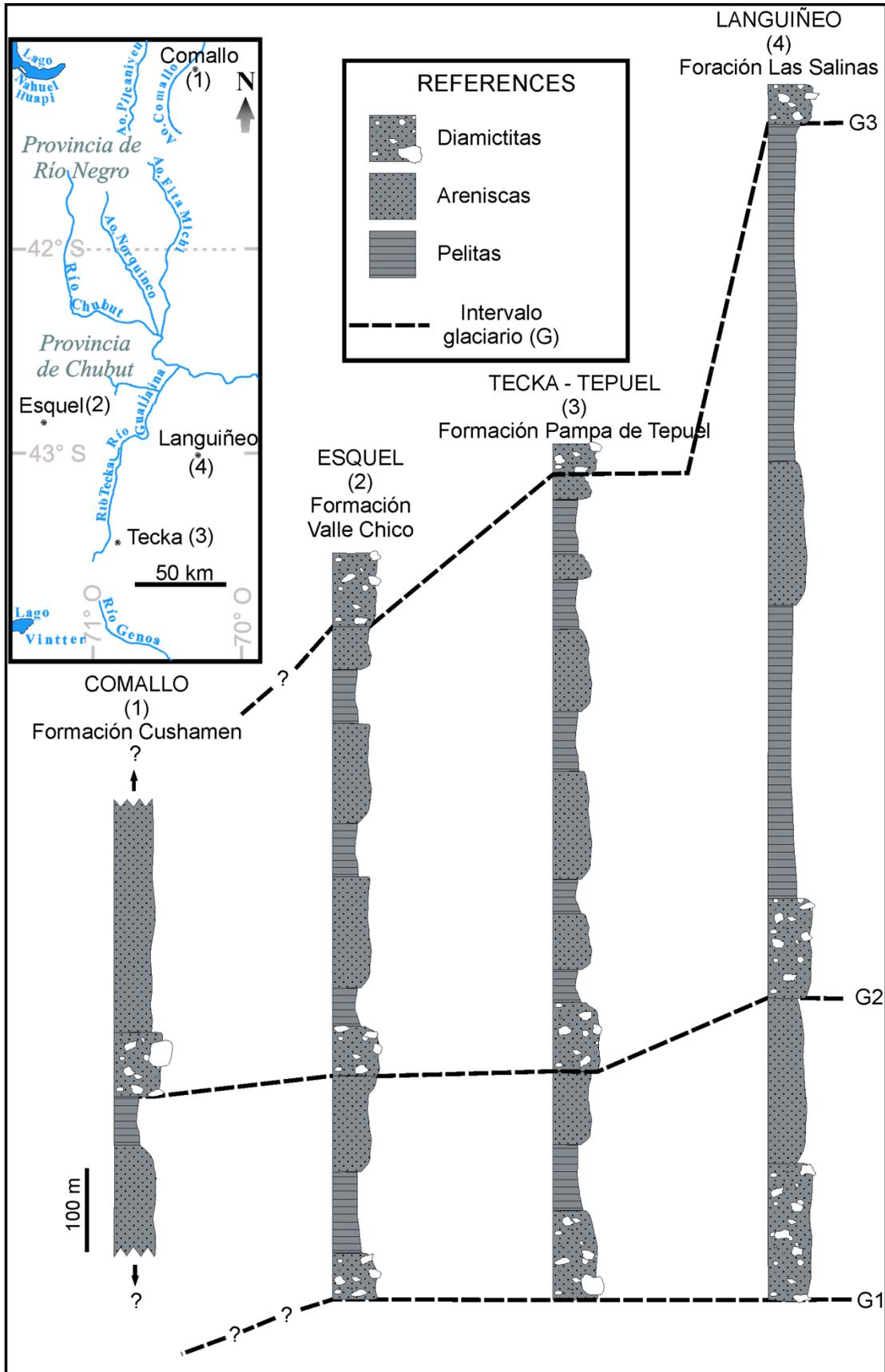


Figura 4.14: Correlaciones estratigráficas entre el perfil columnar relevado en el Macizo Nordpatagónico con los correspondientes a la región morfoestructural del Chubut Extra-Andino. (1) Perfil columnar simplificado de la Formación Cushamen en el sector del Ferrocarril, Comallo. (2) Perfil columnar de la Formación Valle Chico en Esquel tomado de González Bonorino y González Bonorino, (1988) y González Bonorino (1992). (3) Perfil columnar representativo de la Formación Pampa de Tepuel en la Sierra de Tecka y la Sierra de Tepuel tomado González Bonorino et al., (1988) y González Bonorino (1992). (4) Perfil columnar de la Formación Las Salinas en la Sierra de Languiño tomado de González, (1972). Los intervalos glaciarios están acorde a lo propuesto por González Bonorino (1992).

Las características previamente mencionadas conllevan a ubicar a las diamictitas del área de estudio en concordancia con el intervalo glaciario G2 o G3 de González Bonorino (1992). Si se considera que las amplias contribuciones de flujos de detritos en la sección superior están asociadas a la ablación de las masas glaciarias, es posible especular que los niveles diamictíticos de la Formación Cushamen en Comallo son correlacionables con el intervalo de glaciación G2 (Figura 4.14).

Cabe destacar que las características de los afloramientos en el área de tesis, difícilmente brinden mayores herramientas para argumentar la interpretación previamente enunciada. Por otra parte, cabe destacar que las columnas estratigráficas del Chubut Extra-Andino representadas en la figura 4.14, corresponden a una simplificación semi-detallada en las cuales se agrupan una serie de niveles diamictíticos en diferentes tramos de los perfiles. Ambas aclaraciones respecto a las características de los perfiles columnares evaluados, permiten establecer que las correlaciones detalladas en esta sección son de carácter tentativo.

2.3.2.3. Correlaciones con unidades de la Cordillera Patagónica Septentrional y Región de los Lagos (Chile)

2.3.2.3.1. Formación Cushamen – Formación Piedra Santa

En la región sudoeste de la Provincia de Neuquén, Digregorio y Uliana (1980) diferencian a las ectinitas de la Formación Piedra Santa como una unidad más joven respecto al Complejo Colohuincul de edad cámbrica tardía – devónica según las dataciones de Varela et al. (2005), Pankhurst et al. (2006), Martínez et al. (2012), Hervé et al. (2013), Serra Varela et al. (2019), entre otros. En coincidencia, Franzese (1995), establece a partir de dataciones K/Ar una evolución post-famatiniana para la Formación Piedra Santa. Posteriormente, Ramos et al. (2010) realiza un análisis en circones detríticos cuyos resultados denotan una importante fuente con un rango de edades entre 1490 y 950 Ma y una edad máxima de sedimentación próxima a los 364 Ma (Figura 4.15). Desde el punto de vista litológico, Digregorio y Uliana (1980) interpretan que esta unidad conformó originalmente sucesiones sedimentarias marinas constituidas por areniscas, pelitas y escasas cantidades de conglomerados.

Las consideraciones cronoestratigráficas y el posible origen marino que caracteriza a las metamorfitas de la Formación Piedra Santa permiten correlacionar tentativamente a esta unidad con la Formación Cushamen (Figura 4.15). Sin embargo, cabe destacar que hasta el momento no hay evidencias concretas en la Formación Piedra Santa que permitan establecer un vínculo estrecho con los eventos glaciarios neopaleozoicos.

2.3.2.3.2. Formación Cushamen – Complejo Metamórfico Trafun

El Complejo Metamórfico Trafun situado en la Región de Los Lagos (Chile) está mayormente constituido por metapelitas y metapsamitas, encontrándose localmente metadiamictitas (Hervé et al., 2016). En la Isla Huapi (Chile), distante a 150 km en dirección noroeste de Comallo, los bloques ígneos que integran la litofacies metadiamictítica registran circones con edades devónicas (371 ± 6 Ma) (Hervé et al., 2016). Además estos autores, establecen que los circones más jóvenes que presenta la matriz metapsamítica circundante a estos clastos, poseen edades carbónicas (357 ± 4 Ma). Debido a las características litológicas y los registros cronoestratigráficos correspondientes al Complejo Metamórfico Trafun, es posible considerar que esta unidad es potencialmente correlacionable con la Formación Cushamen (Figura 4.15).

2.3.2.3.3. Formación Cushamen - Complejo Metamórfico Llanquihue

El Complejo Metamórfico Llanquihue comprende principalmente esquistos que fueron reconocidos a partir de perforaciones exploratorias de hidrocarburos en la zona de Osorno-Llanquihue (Chile) (Hervé et al., 2016). Los resultados correspondientes a edades en circones detríticos de dos esquistos psamíticos-pelíticos demuestran edades máximas de sedimentación entre 385 y 368 Ma (Figura 4.14). Estos resultados son similares a los obtenidos en la Formación Cushamen en la localidad de Comallo, por lo tanto, tentativamente es posible considerar que ambas unidades hayan sido contemporáneas respecto al ciclo de sedimentación (Figura 4.15).

2.3.2.3.4. Formación Cushamen – Complejo Metamórfico Bahía Mansa

El Complejo Metamórfico Bahía Mansa ubicado en el extremo sur de la Región de Los Lagos (Chile) está integrado por esquistos pelíticos, cuarcitas, cuerpos ultramáficos y ocasionalmente *pillow* lavas (Duarth et al., 2009; Hervé et al., 2013). Las poblaciones de circones más jóvenes obtenidas por estos autores en las proximidades de las localidades Chaitén, Lago Yelcho y al Norte del la Isla Chiloé (320-340 Ma) son similares a las publicadas por Hervé et al. (2005) para las metamorfitas de la Formación Cushamen (ca. 335 Ma).

Si bien el Complejo Bahía Mansa presenta notables diferencias litológicas y metamórficas en relación a las metasedimentitas de la Formación Cushamen, las edades máximas de sedimentación ambas unidades permiten especular que ambas unidades posiblemente tuvieron una etapa de sedimentación parcial o totalmente simultánea (Figura 4.15).

Al igual que la Formación Piedra Santa, las contribuciones analizadas de los complejos metamórficos Trafun, Llanquihue y Bahía Mansa no contienen columnas estratigráficas de estas unidades. Es por ello que, si bien las unidades previamente mencionadas presentan una serie de rasgos geológicos en común con la Formación Cushamen, no es posible elaborar una correlación estratigráfica tentativa como fue propuesta con las unidades del Chubut Extra-Andino (Figura 4.14).

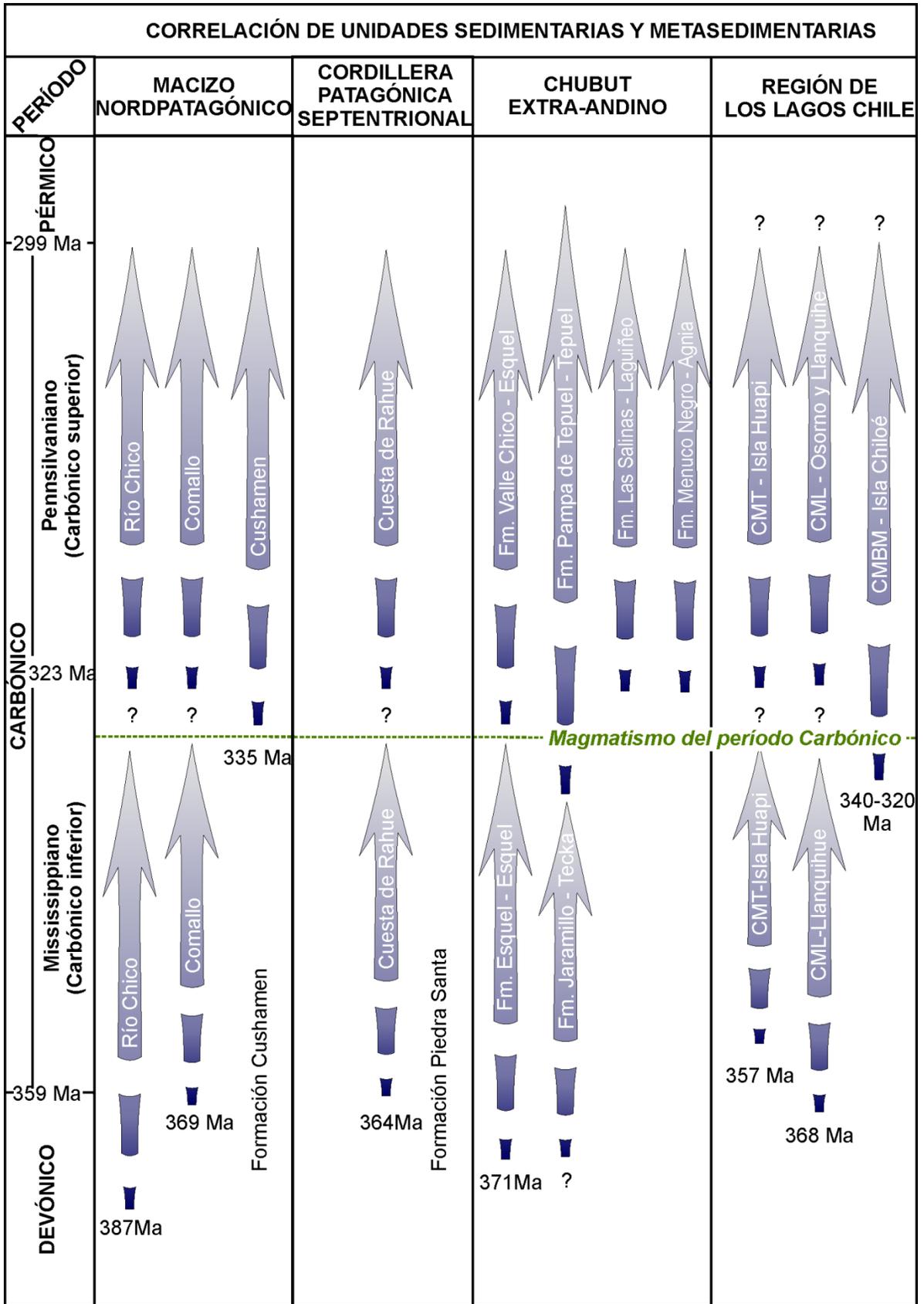


Figura 4.15: Cuadro cronoestratigráfico donde se muestran los rangos temporales de los ciclos de sedimentación de las unidades sedimentarias y metasedimentarias del Macizo Nordpatagónico, Cordillera Patagónica Septentrional, Chubut Extra-Andino y de la Región de los Lagos (Chile). El ordenamiento temporal de estos ciclos fue realizado en base a las edades máximas de sedimentación obtenidas en circones detríticos y/o al registro fosilífero que presentan cada una de las unidades. El magmatismo del período Carbónico se propone como uno de los posibles eventos que marca el final del ciclo de sedimentación en algunas unidades. En el Macizo Nordpatagónico, se tuvieron en cuenta las edades máximas de sedimentación propuestas en esta tesis doctoral (Comallo) y las aportadas por Hervé et al. (2005 y 2018) para la Formación Cushamen en su localidad tipo y en Río Chico. Las restantes edades máximas de sedimentación corresponden a: Formación Piedra Santa (Ramos et al., 2010); Formación Esquel (Hervé et al., 2005); Complejo Metamórfico Trafun (CMT), Complejo Metamórfico Llanquihue (CML) y Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM) corresponden a dataciones aportadas por Hervé et al. (2016).

2.4. Comparaciones geoquímicas en la Formación Cushamen

En esta sección se compararán los resultados obtenidos en los diagramas de discriminación (sección 1.3 - Capítulo IV) y en los circones detríticos (sección 1.4 - Capítulo IV), con datos aportados en contribuciones previas en los afloramientos de la Formación Cushamen localizados en Río Chico y en su localidad tipo. Este análisis permitirá establecer las características geoquímicas y la ubicación relativa de las unidades geológicas que constituyeron el área de aporte durante el ciclo de sedimentación de la Formación Cushamen.

2.4.1. Proveniencia de detritos y regiones consideradas como área de aporte

Si bien los resultados geoquímicos de esta tesis doctoral son desde el punto de vista estadístico preliminares, las comparaciones realizadas con los resultados obtenidos en los afloramientos de Río Chico (Cerredo, 1997) y Cushamen (Cagnoni, 1997), denotan áreas de aporte similares (Figuras 4.7 y 4.8 - Tablas 4.2, 4C y 4D – anexo).

Una de las características más sobresalientes de las metasedimentitas localizadas en Río Chico y Cushamen es que los resultados obtenidos refuerzan el campo de proveniencia de unidades ígneas de composición intermedia y en menor medida de composición félsica

(Figura 4.7). En contraparte, la proveniencia de detritos de orógenos reciclados y de rocas de composición básica se encuentra muy disminuida en los análisis de estas localidades. En cuanto al contexto geotectónico de las áreas de proveniencia de detritos, los datos geoquímicos del área de Comallo y Río Chico denotan proveniencias mayormente de arco continental activo y un grupo menor ingresa en el campo de margen pasivo (Figuras 4.9a 4.9b y 4.9c). Solo algunas muestras de Cagnoni (1997) se ubican en el campo de proveniencia de arcos islándicos. Los diagramas de discriminación tectónica de Bathia (1983), donde se plotean las relaciones $Fe_2O_3+MgO - TiO_2$ (Figura. 4.9d) y $Fe_2O_3+MgO - Al_2O_3/SiO_2$ (Figura 4.9e) no fueron tenidos en cuenta en este análisis debido a que la mayoría de los valores no ingresan dentro de los límites correspondientes a los campos geotectónicos.

Por otro lado, los resultados obtenidos en circones detríticos de la Formación Cushamen en Comallo, presenta patrones similares a los obtenidos por Hervé et al. (2005 y 2018) en la localidad tipo y en Río Chico (Figura 4.13). En estas tres localidades se distingue un amplio aporte de unidades pre-paleozoicas, principalmente en la localidad tipo donde Hervé et al. (2005) obtuvo solo un 30 % de circones con edades paleozoicas. Las principales poblaciones paleozoicas de esta unidad en la localidad de Comallo corresponden al Ciclo Pampeano (525 ± 11 Ma) y al Ciclo Famatiniano (474 ± 6 Ma; 438 ± 6 Ma; 369 ± 8 Ma) (Figura 4.9). Los picos correspondientes al Ciclo Famatiniano también fueron registrados por Hervé et al. (2005 y 2018) (Figura 4.13). Por último cabe destacar que en la localidad tipo Hervé et al. (2005) obtuvo el pico más joven en aproximadamente 335 Ma (Figura 4.13 y 4.14). El análisis comparativo de los distintos resultados geoquímicos, permite interpretar la ubicación relativa de las áreas de proveniencia respecto a los afloramientos de las metasedimentitas de la Formación Cushamen.

Acorde a lo establecido por Rapela et al. (2007) y Hervé et al. (2018) el conjunto de circones pre-paleozoicos presenta como probable área de aporte una serie de unidades que componen los cratones del borde sudoeste del megacontinente Gondwana. En estos cratones existen unidades ígneas y metamórficas con edades proterozoicas las cuales posiblemente hayan aportado los circones detríticos más antiguos de la Formación Cushamen. Sin embargo, no debe descartarse que al menos parcialmente la proveniencia de estas poblaciones de circones surja de la erosión de unidades más jóvenes que portan circones detríticos pre-paleozoicos.

En relación a la proveniencia de circones detríticos paleozoicos, se decidió evaluar los basamentos expuestos entre los paralelos 39° y 44° sur. Esta restricción latitudinal se debe a que los orógenos Pampeano y Famatiniano presentan una amplia distribución en el extremo sur de Sudamérica y por lo tanto las potenciales áreas y unidades de proveniencia son muy amplias. Por esta razón, es necesario aclarar que es muy probable que existan otras regiones geológicas fuera de los límites investigados que posiblemente hayan aportado detritos a la Formación Cushamen pero que no serán tratadas en esta sección.

Entre los 39° y 44° de latitud sur, las unidades cámbricas y ordovícicas se encuentran localizadas en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico (Figura 1.1). En este sector las formaciones Nahuel Niyeu, El Jagüelito, el Complejo Mina Gonzalito y una serie cuerpos ígneos cámbricos y ordovícicos del Complejo Yaminué son las unidades que posiblemente aportaron parte de los circones detríticos identificados en las poblaciones con picos en 525 ± 11 Ma y 474 ± 6 Ma (ver sección 3.1- Capítulo I, para más detalle).

Las unidades silúricas y devónicas que potencialmente pueden ser consideradas como áreas de aporte, presentan una distribución mucho más amplia abarcando las regiones morfoestructurales del Macizo Nordpatagónico occidental, la Cordillera Patagónica Septentrional y la Región de Los Lagos en Chile (Figura 1.1).

Una de las posibles fuentes de detritos para la población de circones del límite Ordovícico – Silúrico (438 ± 6 Ma) registrada en la localidad de Comallo (Figura 4.9) corresponde a los primeros eventos de fusión de las metasedimentitas del Complejo Colohuincul (434 ± 4 Ma - Serra-Varela et al. 2019). Parte de las poblaciones más jóvenes, que fueron registradas en los circones detríticos de la Formación Cushamen presentan edades devónicas. En Cushamen, Hervé et al. (2005 y 2018) obtienen edades de circones con valores ca. 400 Ma y ca. 385 Ma mientras que en la presente tesis doctoral los resultados en los circones detríticos devónicos arrojan en promedio una edad 369 ± 8 Ma (Figuras 4.13 y 4.15). Estas familias de circones detríticos presentan como posible área de aporte a los cinturones ígneos-metamórficos ubicados en la Cordillera Patagónica Septentrional, en el extremo oeste del Macizo Nordpatagónico y en la Región de los Lagos (Chile).

Los granitoides del Complejo Colohuincul ubicados en la provincia de Neuquén presentan edades variables entre 419 y 374 Ma (ver sección 3.1- Capítulo I). Unidades graníticas comparables temporalmente con el Complejo Colohuincul se ubican en la provincia de Chubut en Colán Conhué (394 ± 4 Ma) y en Chile en las localidades de Chaitén (388 ± 6 Ma - 384 ± 3 Ma) Pichicolo (383 ± 2 Ma) y Lago Yelcho (364 ± 2 Ma y 361 ± 7 Ma) (Figura 1.1). Todas estas unidades ígneas devónicas son consideradas como potenciales áreas de aporte para las metasedimentitas de la Formación Cushamen. Por último, parte del magmatismo carbónico que se distribuye en la porción centro sur de la Cordillera Patagónica

Septentrional probablemente constituya el área de aporte de los circones detríticos más jóvenes registrados por Hervé et al. (2005) en la localidad tipo.

2.5. Evolución paleogeográfica regional durante el lapso Silúrico - Pérmico

El análisis geocronológico – cronoestratigráfico elaborado en la presente tesis y los trabajos realizados por diversos autores en los basamentos de la costa de Chile, Cordillera Patagónica Septentrional, Macizo Nordpatagónico occidental y Chubut Extra-Andino, permiten elaborar un modelo evolutivo paleogeográfico para estas regiones. En esta sección, el análisis geocronológico-paleogeográfico se desarrollará entre los paralelos 39° y 44° Sur. Las unidades involucradas en esta faja latitudinal permiten establecer un modelo evolutivo en el cuál se diferencian cinco eventos correspondientes al lapso temporal Silúrico – Pérmico (Tabla 4.3).

La etapa más antigua en el rango de tiempo analizado corresponde al orógeno Famatiniano que agrupa granitoides y migmatitas del Silúrico y Devónico (ca. 434 – 361 Ma) (Varela et al., 2005; Pankhurst et al., 2006; Duhart et al., 2009; Hervé et al., 2013; Serra-Varela et al. 2019, entre otros). Las metasedimentitas que fueron intruídas o fundidas durante este evento magmático, están expuestas en la Cordillera Patagónica Septentrional, Macizo Nordpatagónico y en la Región de Los Lagos (Pankhurst et al., 2006; Duhart et al., 2009; Martínez et al., 2012 y Serra-Varela et al., 2016).

La segunda etapa evolutiva corresponde al inicio del ciclo Gondwánico y está representado por las unidades sedimentarias y metasedimentarias post-Devónico medio (González Bonorino, 1988; Hervé et al., 2005; Taboada et al., 2011, entre otros). La siguiente

etapa, corresponde al magmatismo Carbónico que está representado por una serie de afloramientos graníticos en el Macizo Nordpatagónico occidental y en la costa de Chile (Pankhurst et al., 2006 y Deckart et al., 2014). La cuarta etapa evolutiva corresponde a las sedimentitas del Carbónico superior que se habrían desarrollado en simultáneo al magmatismo carbónico (González Bonorino, 1992, Limarino y Spalleti, 2006, entre otros). La etapa final del orógeno Gondwánico comprende al ciclo de sedimentación y magmatismo del Pérmico (Varela et al. 2005 y 2015; Pankhurst et al., 2006; Taboada y Shi, 2011; Gregori et al., 2017, entre otros).

Tabla 4.3: Eventos evolutivos diferenciados para los basamentos ígneos-metamórficos del orógeno Famatiniano y Gondwánico entre los paralelos 39° y 44° sur.

Ciclo orogénico	Etapas
Famatiniano	Primera etapa: magmatismo del Silúrico-Devónico
Gondwánico	Segunda etapa: sedimentación del Devónico superior - Carbónico inferior
	Tercera etapa: magmatismo del Carbónico
	Cuarta etapa: sedimentación del Carbónico superior
	Quinta etapa: magmatismo y sedimentación del Pérmico

2.5.1. Primera etapa: magmatismo del Silúrico – Devónico

Evidencias del orógeno Famatiniano en la Cordillera Patagónica Septentrional fueron reportadas mediante dataciones U-Pb por Varela et al. (2005), Pankhurst et al. (2006), Martínez et al. (2012), Hervé et al. (2013 y 2016) y Serra - Varela et al. (2019). Estas edades isotópicas, corresponden al basamento integrado por rocas graníticas y metamórficas del Complejo Colohuincul. En Chubut, las dataciones realizadas por Pankhurst et al. (2006) determinan la existencia de granitoides devónicos correspondientes al Granito Cacaes en Gastre y el Granito Colán Conhué en la localidad homónima. Estas últimas unidades, ubicadas en el borde sudoeste del Macizo Nordpatagónico, representan la extensión del arco

Famatiniano hacia el sur del área analizada según lo postulado por Varela et al. (2005) y Hervé et al. (2013 y 2016) (Figura 4.16). Sin embargo, la configuración de este arco no parece ser tan sencilla desde el punto de vista paleogeográfico ya que en la Región de Los Lagos (Chile), Duarthe et al. (2009) y posteriormente Hervé et al. (2016) establecen la presencia de tonalitas y leucogranitos con edades de cristalización devónica (ver Capítulo I – Sección 3.1, para más detalle).

Las litofacies metasedimentarias del Complejo Colohuincul y unidades temporalmente equivalentes en las restantes regiones morfoestructurales forman la roca de caja de los cuerpos ígneos silúricos-devónicos. Estas metasedimentitas presentan un ciclo de sedimentación que perduró durante el Cámbrico tardío - Silúrico medio según lo postulado por Serra - Varela et al. (2016) en el área de San Martín de los Andes (Figura 4.16). Las unidades comprendidas en esta primera etapa de la reconstrucción paleogeográfica y las unidades más antiguas localizadas en la región oriental del Macizo Nordpatagónico probablemente desarrollaron un elemento positivo durante los períodos Carbónico y Pérmico.

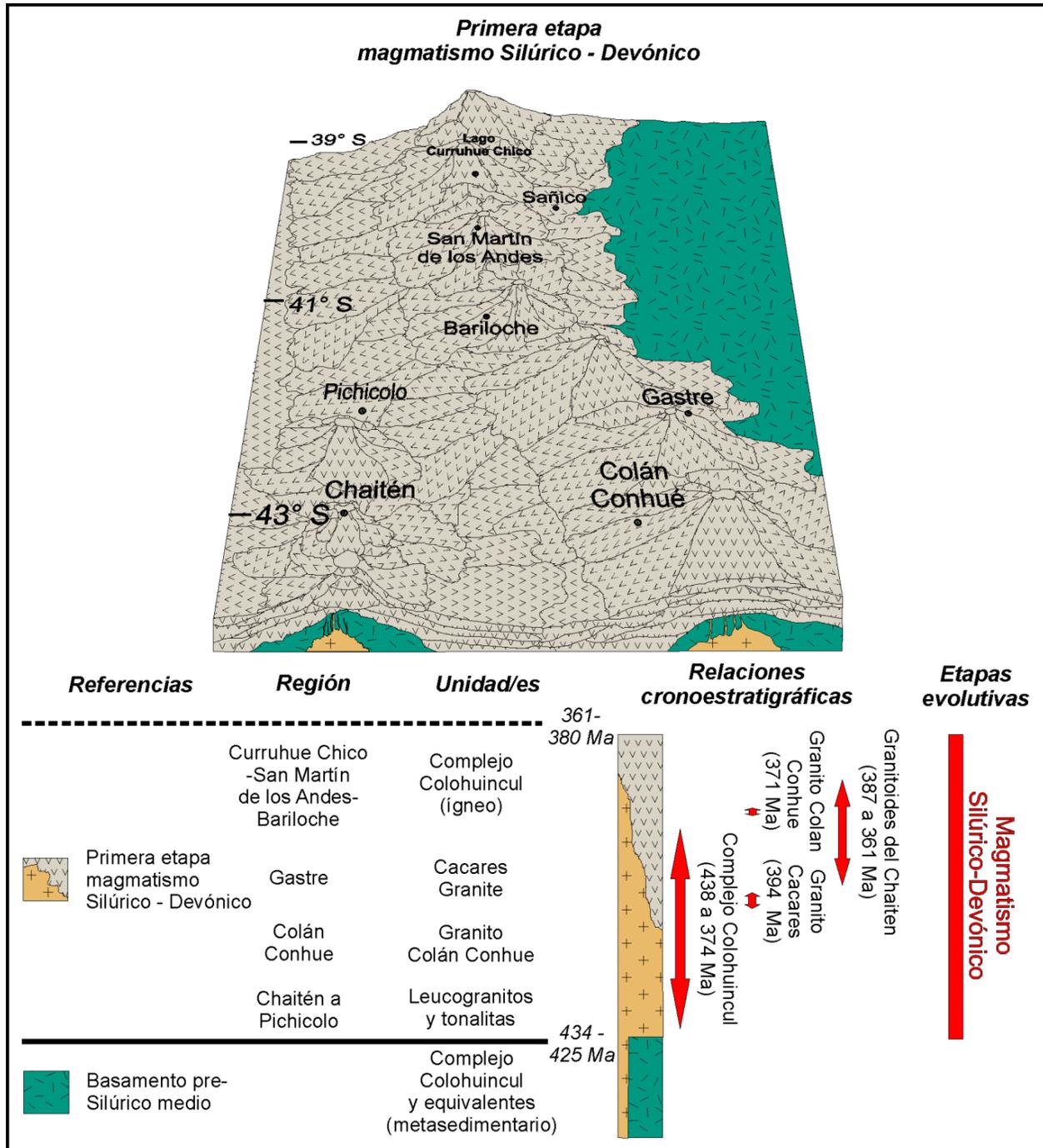


Figura 4.16: Esquema paleogeográfico entre los paralelos 39° y 44° Sur del el margen sudoeste de Gondwana, durante la primera etapa evolutiva correspondiente al evento magmático Silúrico – Devónico.

2.5.2. Segunda etapa: sedimentación del Devónico superior - Carbónico inferior

Los relevamientos estratigráficos y paleontológicos realizados en el Chubut Extra-Andino proponen asignar a las sedimentitas y metasedimentitas de las formaciones Esquel, Río Pescado y Jaramillo al rango temporal pre - Carbónico tardío (Rolleri, 1970; Spikermann, 1977; Cucchi, 1980; González Bonorino y González Bonorino, 1988; González Bonorino, 1991 y 1992; González et al., 1995; Limarino y Spalletti, 2006; Taboada y Shi, 2011). En esta región, el análisis petrográfico realizado por Cucchi (1980) en grauvacas de la Formación Esquel determina que la mayoría de los clastos son feldespáticos, en comparación con los líticos de origen volcánico los cuales se encuentran en bajas proporciones. Hervé et al. (2005) establecen para esta unidad que el área de aporte devónica es preponderante respecto a las poblaciones de circones detríticos más antiguas y obtiene una edad máxima de sedimentación ca. 379 ± 11 Ma (Figura 4.15). Por otra parte, Spikermann (1977) observó bancos de areniscas tobaceas en la Formación Río Pescado evidenciando el aporte volcánico durante el ciclo de sedimentación de dicha unidad. Teniendo en cuenta las características previamente mencionadas, es posible sugerir que una de las áreas de aporte de estos componentes proviene en gran parte del magmatismo silúrico - devónico (Figura 4.17).

En el ámbito del Macizo Nordpatagónico occidental, la Formación Cushamen presenta una edad máxima de sedimentación de ca. 335 Ma según Hervé et al., (2005). Sin embargo, las edades máximas de sedimentación obtenidas en Comallo (ca. 369 ± 8) y en Río Chico (ca. 387 Ma) Ma no permiten descartar que parte de dicha unidad pueda presentar un inicio de sedimentación en el Carbónico temprano. No obstante, mediante las distintas poblaciones de circones detríticos es posible fundamentar que esta unidad presenta un ciclo de sedimentación posterior al magmatismo silúrico – devónico medio (Figuras 4.13, 4.15, 4.17 y 4.18).

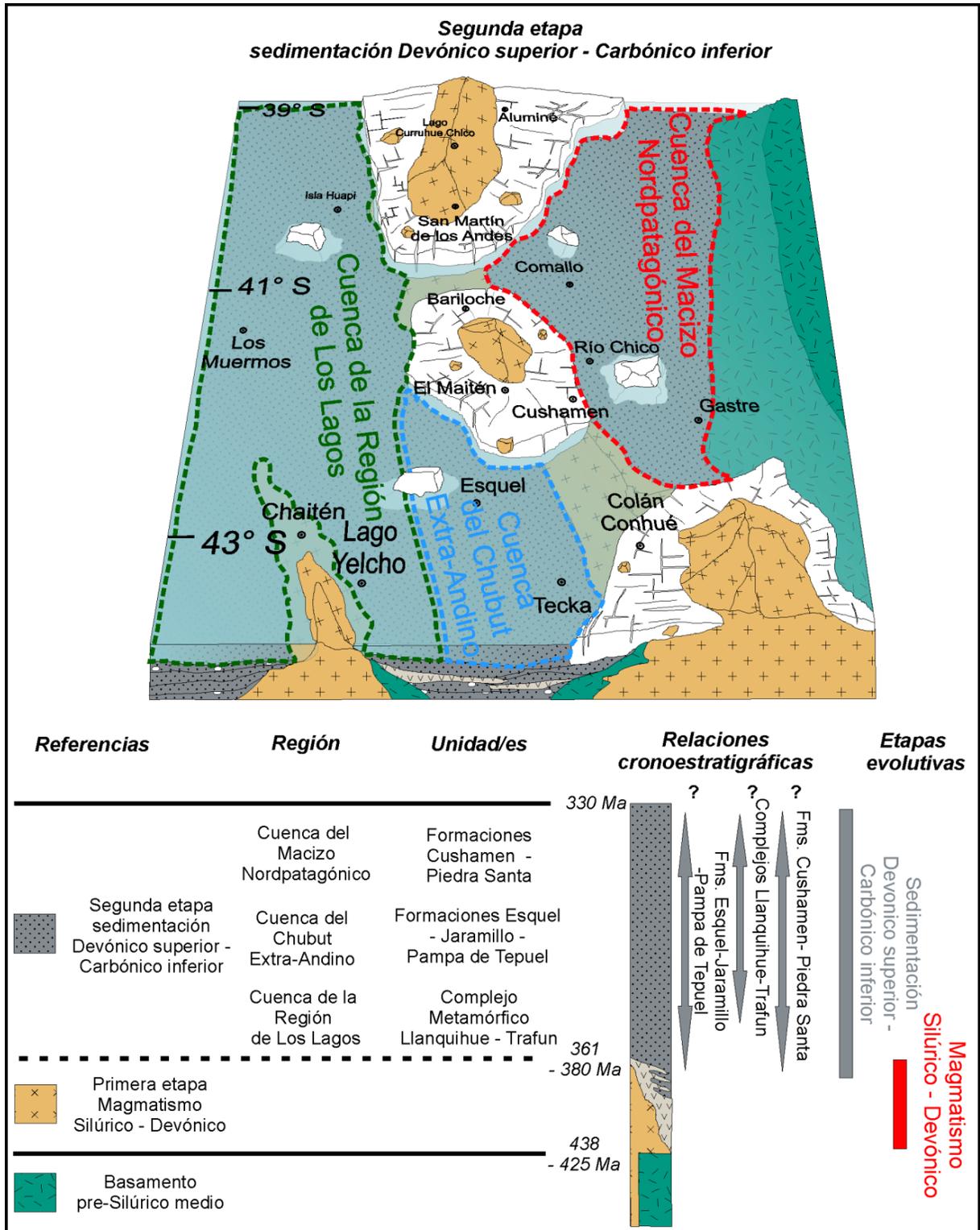


Figura. 4.17: Esquema paleogeográfico que muestran las relaciones cronoestratigráficas entre las unidades de basamento entre los paralelos 39° y 44° Sur para la segunda etapa evolutiva (Devónico superior – Carbónico inferior).

Similares consideraciones a las mencionadas para la Formación Cushamen pueden establecerse para la Formación Piedra Santa en el ámbito de la Cordillera Patagónica Septentrional (Figuras 4.15, 4.17 y 4.18). En las localidades de Comallo y Aluminé estas unidades presentan como límite superior de sedimentación la relación de intrusividad con los cuerpos ígneos del período Pérmico.

En la Región de Los Lagos (Chile) las edades máximas de sedimentación de las metasedimentitas de los complejos metamórficos Llanquihue y Trafun son de ca. 368 Ma y ca. 357 Ma respectivamente (Hervé et al. 2016). Estos resultados podrían indicar que la evolución sedimentaria de ambos complejos sucedió previamente al episodio magmático del Carbónico o bien que la fuente de detritos fue exclusivamente aportada por unidades previas a este magmatismo. Al igual que las formaciones previamente mencionadas en esta sección, el ciclo de sedimentación puede ser asignado en principio al Carbónico temprano (Figura 4.17). Sin embargo, no es posible descartar que estas metasedimentitas presenten o continúen su ciclo de sedimentación durante el Carbónico tardío (Figuras 4.15, 4.17 y 4.18).

2.5.3. Tercera etapa: magmatismo del Carbónico

Los afloramientos ígneos con dataciones U/Pb registradas en el período Carbónico se extienden desde el sur de San Carlos de Bariloche hasta Colán Conhué en Argentina y desde el sur del Lago Ranco hasta Algarrobo en Chile (Pankhurst et al., 2006 y Deckart et al., 2014) (Figura. 1.1). Esta última localidad se ubica fuera de los límites preestablecidos, aproximadamente a los 33° 30' de latitud sur.

Los afloramientos que representan este magmatismo presentan una serie de edades que permiten separarlo geográficamente en tres segmentos. El segmento con edades más antiguas ($330 \pm 4 - 323 \pm 3$ Ma) está integrado por tonalitas y granodioritas ubicadas en el Cordón del Serrucho, formando una faja en dirección norte – sur entre San Carlos de Bariloche y El Maitén (Figuras 1.1 y 4.18). El segmento de granitoides con edades entre 318 ± 2 y 314 ± 2 Ma están expuestos en el centro oeste de la provincia de Chubut disponiéndose en dirección noroeste - sudeste paralelamente al curso del Río Chubut (Figura 1.1). Por último, las exposiciones más jóvenes de este magmatismo ($310 \pm 2 - 300 \pm 2$ Ma) se encuentra dentro del territorio chileno formando la unidad denominada Batolito de la Costa (Deckart et al., 2014). Esta distribución denota que el magmatismo del Carbónico se desarrolló a grandes rasgos de manera paralela y parcialmente superpuesto al cinturón Famatiniano de acuerdo con las reconstrucciones paleogeográficas propuestas por Varela et al., (2005), Hervé et al., (2013 y 2016) y Marcos et al., (2018a).

Existen al menos tres efectos posibles de este magmatismo durante la evolución neopaleozoica en la región analizada: (1) Desarrolló de un evento de deformación en las unidades del Carbónico temprano. Esta hipótesis se basa en las consideraciones realizadas por Spikermann (1977) y Cuchi (1980) en los análisis estratigráficos realizados en las localidades de Ap Iwan y Esquel sobre las formaciones Río Pescado y Esquel. Estos autores postulan una discordancia entre las unidades previamente mencionadas y las unidades del Carbónico superior. (2) Desarrollo de un hiato sedimentario próximo a los 323 Ma en algunos sectores de las cuencas marinas neopaleozoicas, como fue sugerido por Carrizo y Azcuy (2000). (3) El desarrollo de un magmatismo simultaneo a la sedimentación de las unidades carbónicas. Esta última hipótesis se fundamenta en la continuidad de los registros estratigráficos relevados en

trabajos de paleontología y sedimentología (Gamundi, 1980; Taboada, 2010 y Taboada y Shi, 2011).

2.5.4. Cuarta etapa: sedimentación del Carbónico superior

Entre los paralelos 39° y 44° sur del territorio argentino, las unidades sedimentarias del carbónico superior se distribuyen entre Esquel y José de San Martín en el ámbito del Chubut Extra-Andino (Figura 1.1). En Chile, al menos una parte de las unidades metasedimentarias incluidas dentro del Complejo Metamórfico Bahía Mansa desarrollaron su ciclo de sedimentación durante el Carbónico tardío (Figura 4.15). Por otra parte, como fue mencionado en la sección 2.5.2 de este capítulo, las formaciones Cushamen y Piedra Santa (Argentina) y los complejos metamórficos Llanquihue y Trafun (Chile) potencialmente pueden ocupar este intervalo temporal teniendo en cuenta las edades máximas de sedimentación obtenidas en estas unidades (Figuras 4.15 y 4.18).

Las unidades del Chubut Extra-Andino consideradas cronoestratigráficamente dentro del Carbónico superior corresponden a las formaciones Valle Chico, Pampa de Tepuel, Las Salinas y Mogote Negro (González Bonorino y González Bonorino, 1988; González Bonorino et al., 1988; González Bonorino, 1992; Limarino y Spalleti, 2006) (Figura 4.18). Sin embargo, cabe destacar que las formaciones Valle Chico y Pampa de Tepuel también fueron consideradas parte del Carbónico inferior a partir de su contenido fosilífero (Carrizo y Azcuy, 2000; Taboada, 2010 y Taboada y Shi, 2011).

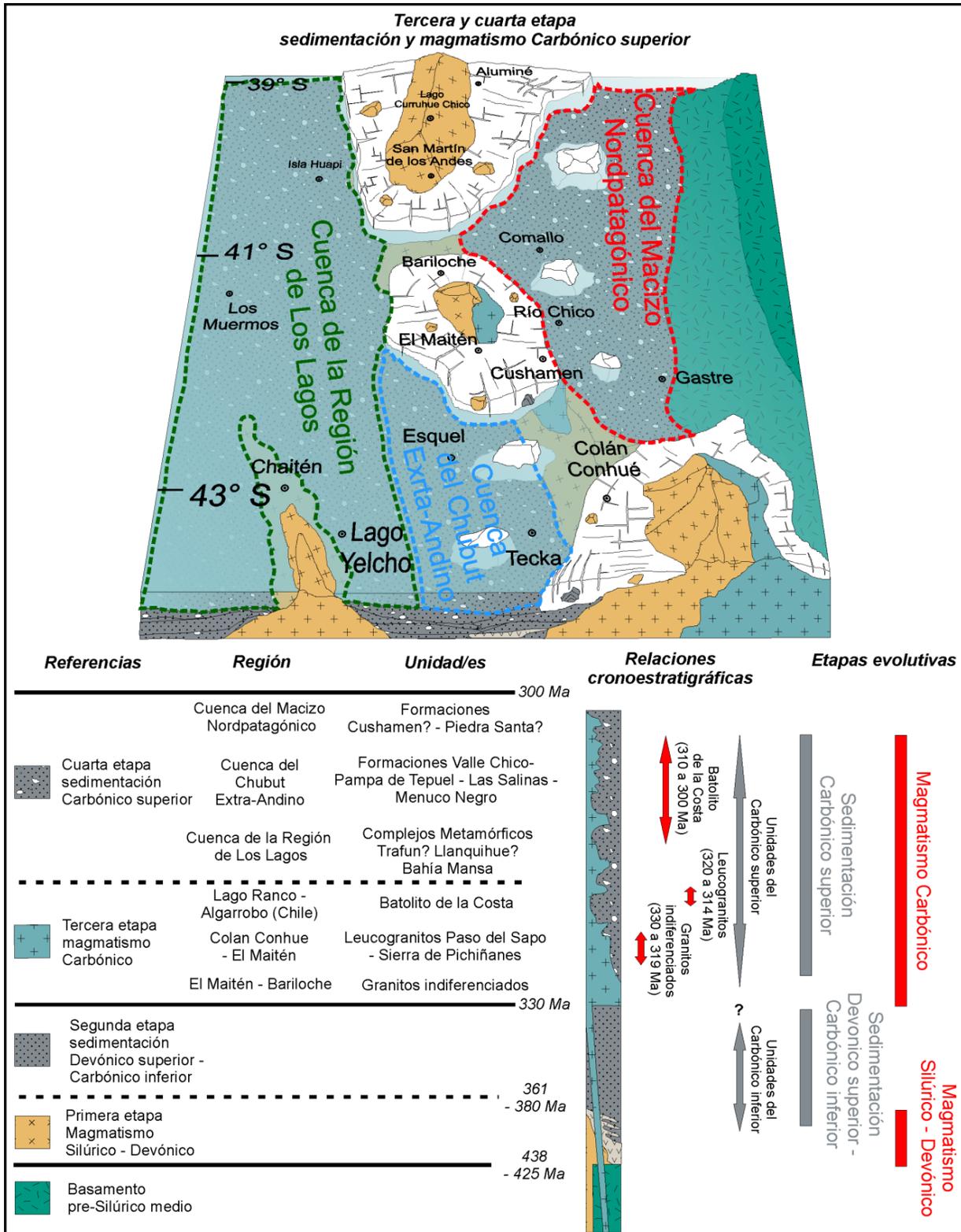


Figura. 4.18: Esquema paleogeográfico que muestran las relaciones cronoestratigráficas entre las unidades de basamento entre los paralelos 39° y 44° Sur para la tercera y cuarta etapa evolutiva (Carbónico superior).

En Chile los detritos del Complejo Metamórfico Bahía Mansa derivan de rocas ígneas félsicas devónicas (Duarth et al., 2009 y Hervé et al., 2016). Las facies con menor grado metamórfico están constituidas por sucesiones metapsamíticas y metapelíticas, las cuales es posible considerarlas como facies distales de los depósitos del Grupo Tepuel.

2.5.5 Contexto paleogeográfico - geotectónico de la segunda, tercera y cuarta etapa evolutiva (Devónico superior - Carbónico)

El análisis previamente realizado en el basamento del segmento entre los 39 y 44° sur, permite desarrollar un modelo paleogeográfico - geotectónico para el período Devónico superior - Carbónico. Desde el punto de vista geográfico, el modelo propuesto en la presente tesis consiste en la diferenciación de las regiones que probablemente formaron áreas positivas de aquellas que representan áreas de depositación (Figura 4.19).

Las herramientas utilizadas para elaborar estas configuraciones paleogeográficas están basadas en el análisis de los clastos, paleocorrientes, edades isotópicas y características del área de aporte de las unidades sedimentarias y metasedimentarias. Por otra parte, el contexto geotectónico será evaluado mediante los resultados e interpretaciones mencionados en las secciones 1.3.2 y 2.4 del Capítulo IV y estableciendo las posiciones relativas entre las áreas de aporte y los depocentros sedimentarios.

2.5.5.1. Regiones positivas en el contexto paleogeográfico del Carbónico

Cualquiera de las regiones constituidas por unidades correspondientes a los ciclos evolutivos pre-Carbónico, potencialmente pueden ser consideradas como áreas de aporte

durante el ciclo de sedimentación del período Carbónico. En este sentido, existen dos regiones contrastantes desde el punto de vista geocronológico que probablemente constituyeron el basamento del Ciclo Gondwánico.

Los elementos positivos más antiguos están localizados en la parte oriental de las cuencas sedimentarias carbónicas, abarcando el Macizo Nordpatagónico oriental y los cratones del borde sudoeste del continente de Gondwana (ver sección 2.4.1-Capítulo IV). En contraparte, las regiones positivas más jóvenes consisten en los afloramientos graníticos silúrico-devónicos que se distribuyen desde el Lago Curruhué hasta Colán Conhué en Argentina y desde Pichicolo hasta el Lago Yelcho en Chile (Figuras 1.1, 4.17, 4.18 y 4.19). Por último, cabe destacar que los granitoides con edades entre 333 y 300 Ma (sección 2.5.2.2-Capítulo IV) fueron interpretados como áreas de aporte en algunas de las unidades del Carbónico superior (Figuras 4.18 y 4.19).

2.5.5.2. Cuenca del Macizo Nordpatagónico

Los afloramientos metasedimentarios discontinuos ubicados en la región extra-andina que han sido asignados a las formaciones Cushamen y Piedra Santa, componen los remanentes de la cuenca carbónica del Macizo Nordpatagónico. Considerando la distribución de ambas unidades, esta cuenca posiblemente presentó una extensión en sentido noroeste - sureste de aproximadamente 300 Km entre las localidades de Aluminé y Cushamen (Figuras 4.17 y 4.18). El límite oriental de este depocentro, habría estado constituido por unidades que presentan edades proterozoicas – ordovícicas, mientras que los granitoides silúricos-devónicos y carbónicos componen el límite occidental (Figuras 4.17, 4.18 y 4.19). Otro de los

aspectos a tener en cuenta en la reconstrucción paleogeográfica – geotectónica del Carbónico es que las características geocronológicas y geoquímicas analizadas en las secciones previas de este capítulo, permiten sugerir que el aporte de detritos del depocentro de la Formación Cushamen, habría derivado fundamentalmente de dos regiones.

La región positiva ubicada en el extremo occidental de la cuenca, constituida por las unidades del Orógeno Famatiniano, corresponde a la proveniencia de detritos más jóvenes de la Formación Cushamen (Figuras 1.1, 4.17, 4.18 y 4.19). Esta área de aporte, está registrada en las edades U/Pb en circones obtenidas en Comallo y en la localidad tipo (Figura 4.13 y 4.15). Además, los resultados obtenidos en los diagramas de discriminación geoquímica, establecen que la fuente de detritos de la Formación Cushamen deriva mayormente de rocas ígneas félsicas e intermedias, siendo escasa la proveniencia de rocas de composición básica (Figura 4.7). Así mismo, los resultados obtenidos en los diagramas de Roser y Korsch, (1986), permiten establecer que desde el punto de vista geotectónico el área de aporte más frecuente consiste en un margen continental activo (ver sección 2.4.1-Capítulo IV). En concordancia con la edad de las poblaciones de circones más jóvenes, es posible considerar que este margen continental activo está vinculado a los granitoides de edades silúricas – devónicas y a la serie de afloramientos ígneos del Carbónico. Estos arcos continentales habrían interrumpido parcialmente el ingreso del océano proto-Pacífico hacia el interior del continente de Gondwana (Figura 4.19).

Por otra parte, las poblaciones de circones detríticos más antiguos posiblemente deriven de la margen oriental de la cuenca (Figura 4.19). En este sector, las regiones de basamento están integradas por unidades proterozoicas ubicadas en los cratones del borde sudoeste de Gondwana y por unidades cámbricas – ordovícicas del Macizo Nordpatagónico

oriental (ver sección 2.4.1-Capítulo IV). Esta proveniencia probablemente concuerde con los resultados geoquímicos que caen en los campos de orógeno reciclado en los diagramas de clasificación de Roser y Korsch, (1988) (Figura 4.8). Similares interpretaciones fueron realizadas por González Bonorino et al., (1991 y 1992), quienes postulan que parte de la proveniencia de detritos en las cuencas neopaleozoicas occidentales deriva de los orógenos pampeanos ubicados en el borde oriental de estos depocentros.

La ubicación relativa de las metasedimentitas de las formaciones Cushamen y Piedra Santa, respecto a las características geotectónicas de las áreas de aporte ubicadas en los márgenes occidental y oriental, permiten establecer que la cuenca carbónica del Macizo Nordpatagónico estaría posicionada geotectónicamente en una región de tras-arco (Figura 4.19).

2.5.5.3. Cuenca del Chubut Extra-Andino

La cuenca sedimentaria que agrupa a las sedimentitas del Grupo Tepuel y unidades equivalentes en la región del Chubut Extra-Andino presentan una serie de características que permiten caracterizar su configuración paleogeográfica - geotectónica. Una de estas características corresponde a las mediciones de paleocorrientes y los análisis de facies realizados en diversos trabajos. En estas contribuciones se establece que la cuenca neopaleozoica del Chubut Extra-Andino presentaba dos regiones positivas de las cuales derivó el aporte detrítico (Suero, 1962; Frakes y Crowell, 1969; González Bonorino y González Bonorino, 1988; González Bonorino et al., 1988; González Bonorino, 1992).

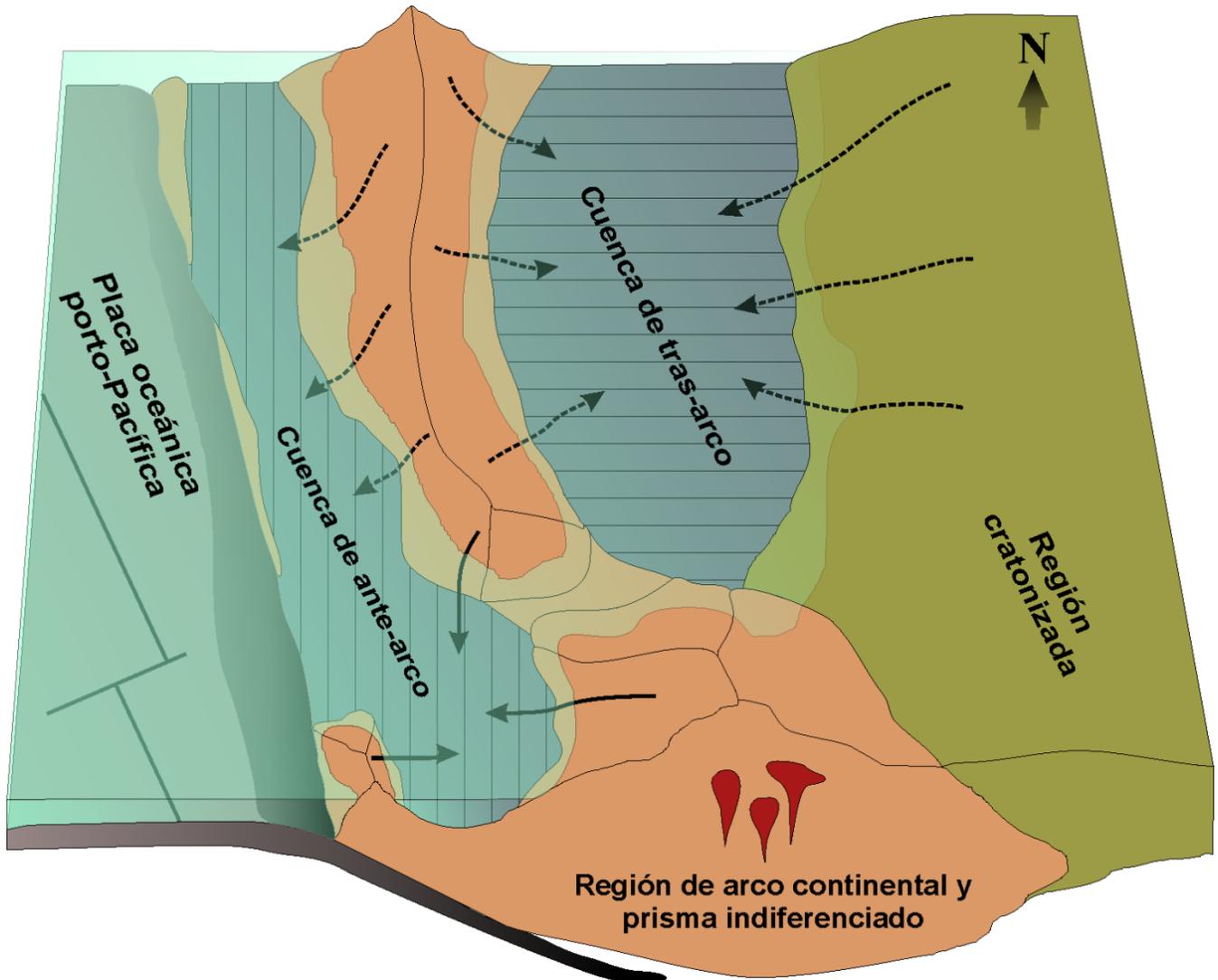


Figura 4.19: Esquema que muestra la configuración paleogeográfica – geotectónica para el período Carbónico entre los 39 y 44° de latitud sur. La Cuenca del Chubut Extra-Andino y la Cuenca de la Región de Los Lagos (Chile) están representadas en un mismo sector bajo la denominación cuenca de ante-arco. La Cuenca del Macizo Nordpatagónico está representada en la posición de tras-arco. La región del arco continental está integrada por los granitoides silúricos, devónicos, carbónicos y rocas encajantes. La región oriental del esquema representa la región cratonizada constituida por unidades pre- Silúricas del Macizo Nordpatagónico oriental. La extensión y posibles límites entre cada uno de los ambientes geotectónicos no está a escala. Las flechas con líneas punteadas representan la interpretación de las posibles paleocorrientes, mientras que las que presentan una línea continua corresponden a mediciones realizadas en las unidades del Chubut Extra-Andino.

El área positiva occidental habría estado conformada por metatonalitas y leucogranitos devónicos aflorantes en los alrededores de la localidad Chaitén, Chile (Figuras 1.1, 4.17 y 4.19) (ver sección 1.3-Capítulo I). De esta región probablemente derivaron las paleocorrientes

con sentido hacia el este y sudeste obtenidas por Frakes y Crowell (1969) y González Bonorino et al. (1988).

Por otra parte, las paleocorrientes con dirección norte-sur (Frakes y Crowell, 1969) y en otros casos con sentido hacia el oeste - sudoeste (González Bonorino, 1992) establecen la presencia de áreas de aporte localizadas en la margen oriental de la cuenca del Chubut Extra-Andino. Es probable que este margen oriental haya estado constituido por granitoides devónicos - carbónicos y rocas encajantes localizados en el borde oeste del Macizo Nordpatagónico (Pankhurst et al., 2006).

La proveniencia de detritos en esta cuenca también se ve reflejada en las poblaciones de circones detríticos de la Formación Esquel (Hervé et al., 2005). Estos autores obtuvieron una población muy numerosa del período Devónico (n=20), mientras que las edades más antiguas son considerablemente menores en comparación con las obtenidas en las formaciones Cushamen y Piedra Santa. Es probable que esta discrepancia esté íntimamente asociada a la disposición paleogeográfica – geotectónica de las cuencas sedimentarias carbónicas (Figura 4.19). La escases de edades precámbricas en los circones detríticos de la Formación Esquel, posiblemente esté vinculada al bloqueo generado por el positivo constituido por unidades del arco silúrico – devónico. Este arco famatiniano, habría impedido parcialmente la llegada de detritos provenientes de las áreas de aporte más antiguas ubicadas en los macizos del borde sudoeste de Gondwana y de las unidades que constituyen el elemento positivo del Macizo Nordpatagónico oriental

Como fue mencionado anteriormente, la cuenca carbónica del Macizo Nordpatagónico se habría desarrollado en un ambiente de tras-arco (Figura 4.19). Para esta cuenca, el arco está

ubicado al oeste del depocentro sedimentario, mientras que para la cuenca del Chubut Extra-Andino este mismo arco se desarrolla principalmente en la margen oriental del depocentro. Por esta razón, en el presente modelo se considera que las sedimentitas del Grupo Tepuel y unidades equivalentes habrían evolucionado en un contexto geotectónico de ante-arco (Figura. 4.19).

2.5.5.4. Cuenca de la Región de Los Lagos (Chile)

Las edades máximas de sedimentación obtenidas por Hervé et al. (2016) en las metasedimentitas de los complejos metamórficos de la Región de Los Lagos evidencian la prolongación temporal y paleogeográfica del ciclo de sedimentación carbónico hacia el territorio Chileno. En este sector, la principal herramienta para comprender las posibles áreas de aporte consiste en las edades U/Pb obtenidas en circones detríticos por Hervé et al. (2013, 2016 y 2018).

En los trabajos previamente mencionados se destaca que la mayoría de las muestras analizadas presentan una proveniencia de detritos pre-paleozoicos menor en comparación con los resultados obtenidos en las metasedimentitas de las formaciones Cushamen y Piedra Santa. Por otra parte, el aporte correspondiente al cinturón ígneo silúrico – devónico fue registrado por Hervé et al. (2016) en las metadiamictitas del Complejo Metamórfico Trafun y en las metasedimentitas del Complejo Metamórfico Llanquihue. Por último, el área de aporte más joven registrado en el Complejo Metamórfico Bahía Mansa, probablemente corresponda a los granitoides carbónicos.

Estos resultados permiten interpretar que la proveniencia de detritos en la cuenca carbónica de la Región de Los Lagos se localiza al este, como fue sugerido por Hervé et al. (2016). Así mismo en el presente modelo paleogeográfico-geotectónico se considera que esta cuenca habría formado parte del océano proto-Pacífico y posiblemente haya estado conectada con la Cuenca carbónica del Chubut Extra-Andino (Figura 4.19).

2.5.6. Quinta etapa - sedimentación y magmatismo del Pérmico

El borde sudoeste de Gondwana registra un amplio evento magmático que perduró durante la mayor parte del Pérmico. En el borde noroccidental del Macizo Nordpatagónico diversos estudios petrológicos, geoquímicos y estructurales fueron realizados con el objeto de comprender las distintas etapas evolutivas de este magmatismo y el efecto provocado sobre las unidades que forman el basamento de dicho ciclo (Caminos y Llambías, 1984; Varela et al., 1991, 1999, 2005 y 2015; Cerredo y López de Luchi, 1998; Pankhurst et al., 2006; Lopez de Luchi y Cerredo, 2008; von Gosen 2009, Gregori et al., 2017). Las edades U/Pb obtenidas por Varela et al. (2005) y Pankhurst et al. (2006), determinan que los afloramientos del evento magmático Pérmico se distribuyen al este respecto a los cinturones magmáticos correspondientes al Devónico y Carbónico (Figura 1.1 y 4.20).

Contemporáneamente al magmatismo desarrollado en el Macizo Nordpatagónico, se registran una serie de unidades sedimentarias en la región del Chubut Extra-Andino. El contenido fósil y las relaciones estratigráficas de las formaciones Pampa de Tepuel, Mojón de Hierro y Río Genoa condujeron a Taboada y Shi (2011) a ubicar a estas unidades en el Pérmico inferior.

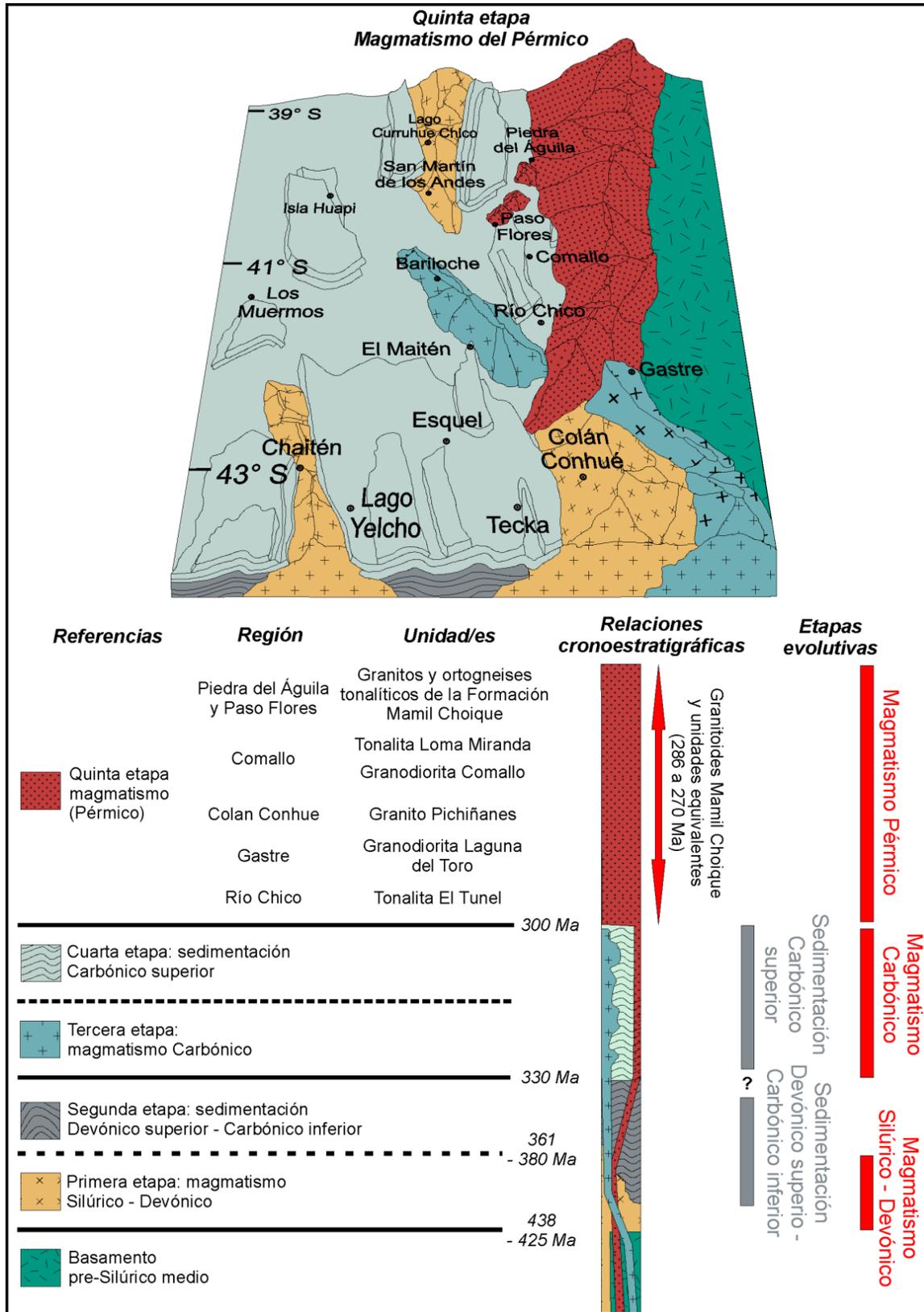


Figura. 4.20: Esquema paleogeográfico entre los paralelos 39° y 44° Sur del el margen sudoeste de Gondwana, durante el ciclo magmático del período Pérmico. Cabe destacar que no fueron representadas las unidades sedimentarias del Pérmico.

ANÁLISIS METAMÓRFICO - ESTRUCTURAL

(Capítulo V)

Una completa historia evolutiva en áreas de basamento metamórfico abarca no solo los distintos aspectos asociados al protolito, sino que complementariamente debe establecer las características relacionadas a los procesos evolutivos orogénicos. En la región occidental del Macizo Nordpatagónico las características metamórficas y estructurales de la Formación Cushamen y su relación con los eventos magmáticos de la Formación Mamil Choique, fueron debatidas utilizando como principal herramienta las características petrológicas de dichas unidades (Dalla Salda et al., 1994; Cerredo, 1997; Cerredo y Lopez de Lucchi, 1998 y von Gosen 2009). Estos modelos fueron realizados mayormente en los afloramientos ubicados en las localidades de Río Chico y Cushamen, exceptuando el análisis estructural realizado por von Gosen (2009) quien extiende la zona de análisis hasta la estancia Paso Flores (Figura 1.1).

En este capítulo se indican las relaciones de campo observadas en las unidades de basamento y las características estructurales - petrográficas más sobresalientes de las litofacies metamórficas de la Formación Cushamen descriptas en el Capítulo III. Este conjunto de datos será combinado con el análisis geotermobarométrico para establecer un modelo evolutivo del orógeno gondwánico en la región de estudio.

En primer lugar se describirán los rasgos estructurales y la relación entre las litofacies de la Formación Cushamen con los cuerpos ígneos de la Formación Mamil Choique. Posteriormente se detallan las asociaciones minerales y paragénesis distinguidas en las litofacies y se especificarán los resultados obtenidos en microsonda. Estos resultados petrológicos y geoquímicos serán utilizados para determinar las condiciones de presión y

temperatura empleando combinaciones de reacciones que actúan como geobarómetros y geotermómetros. Estas reacciones serán evaluadas utilizando la planilla Excel GPT de Reche y Martínez (1996) y el programa TWQ versión 2.32 de Berman (1991). Además, las condiciones geotermobarométricas serán evaluadas a partir de pseudosecciones de presión y temperatura empleando el programa PERPLEX (Conolly, 1990). En este último análisis las condiciones de presión y temperatura se estimarán utilizando las asociaciones minerales, paragénesis y química mineral.

Todos estos resultados serán empleados para diferenciar y caracterizar cada una de las etapas evolutivas vinculadas a los procesos geodinámicos del orógeno Gondwánico. A diferencia del capítulo anterior en donde se analizó la cronoestratigrafía de los basamentos expuestos entre los paralelos 39° y 44° sur, en este apartado los distintos eventos evolutivos corresponden exclusivamente al Paleozoico tardío.

1. Resultados

1.1. Relaciones de campo entre las unidades ígneo-metamórficas y características estructurales

1.1.1. Vías del ferrocarril

En las vías del Ferrocarril, las metamorfitas constituyen un afloramiento continuo en sentido este - oeste de aproximadamente dos kilómetros de extensión (Figuras 1.2-A1 y 5.1). En estos afloramientos, la presencia de intrusivos ígneos y localmente migmatitas está mayormente desarrollada en el extremo este y en menor medida en el extremo oeste.

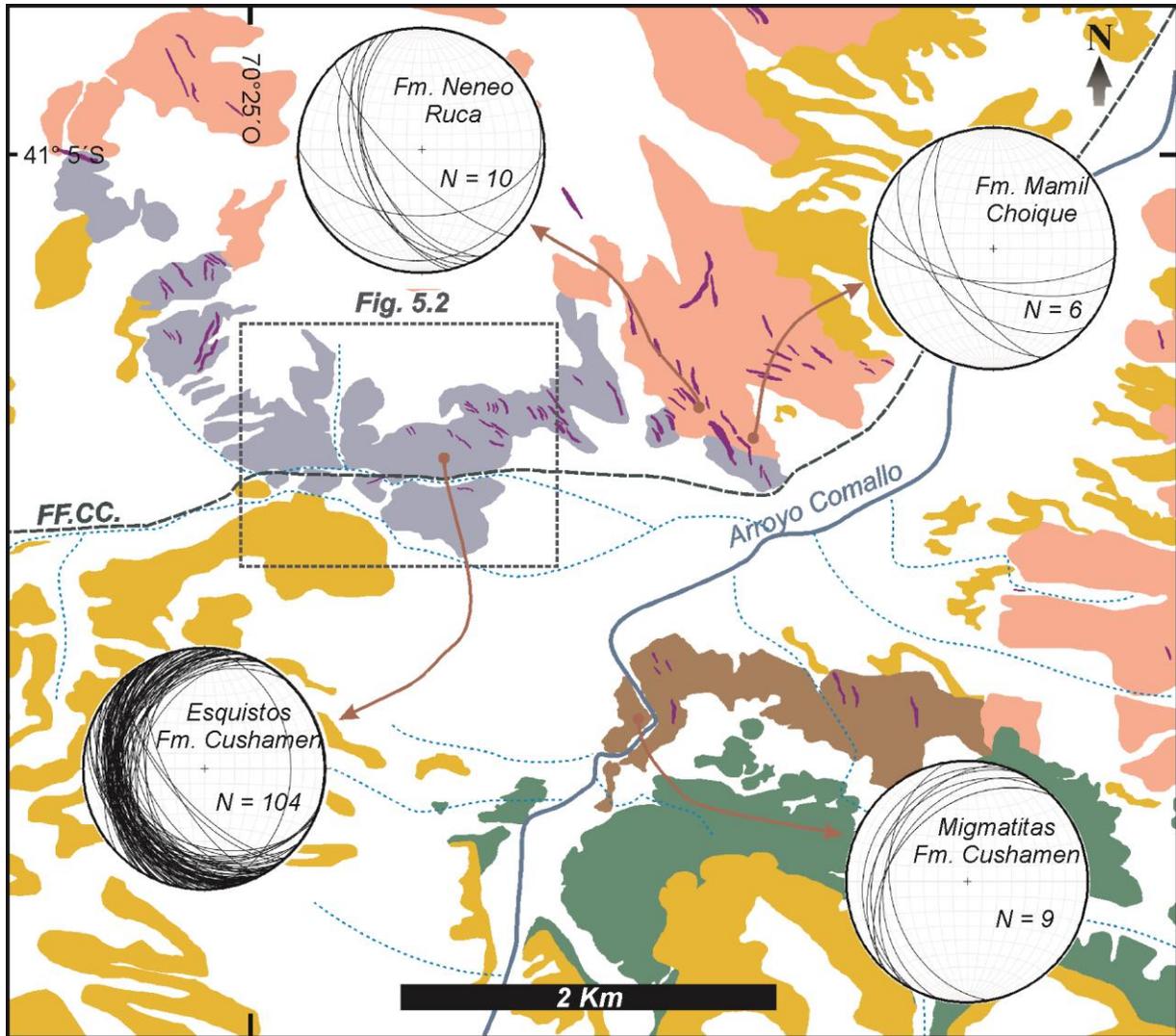


Figura 5.1: Ubicación de los afloramientos de la Formación Cushamen en el sector de las vías del Ferrocarril (A1 en Figura 1.2) y en el arroyo Comallo (A2 en Figura 1.2). Las proyecciones estereográficas representan: (1) la foliación principal (S_1) de la Formación Cushamen en los afloramientos de esquistos (vías del ferrocarril) y migmatitas (Arroyo Comallo); (2) La foliación desarrollada en los bordes de los cuerpos ígneos de la Formación Mamil Choique y (3) La disposición de los diques correspondientes a la Formación Neneo Ruca. Las referencias de las unidades son iguales a la Figura 1.2.

La foliación principal (S_1) visible en las rocas metamórficas es mimética a la estratificación sedimentaria (S_0) y presenta dos orientaciones definidas por rumbos y buzamientos en dirección $N328^\circ/30^\circ\text{SO}$ y $N20^\circ/32^\circ\text{NO}$ (Figura 5.1 y 5.2a). Esta disposición se encuentra vinculada a pliegues abiertos aproximadamente simétricos (Figura 5.2b y 5.1c). Los ejes de estos pliegues se disponen aproximadamente con una dirección de inclinación e inclinación $N95^\circ/30^\circ\text{SO}$ y presentan una longitud de onda cercana a los 100 m (Figura 5.2a).

Además, en los limbos es posible observar pliegues de escala centimétrica con desarrollo de foliación de plano axial (S_2) sobreimpuesta a la foliación principal (Figura 5.6a). Estos pliegues son asimétricos, presentan vergencia hacia el E-NE y a microescala están vinculados a micropliegues desarrollados en cintas de cuarzo y en las micas que definen la foliación principal (Figura 5.6d).

El conjunto de rocas ígneas que integran el basamento en las vías del ferrocarril, está constituido por cuerpos graníticos de la Formación Mamil Choique y diques de composición granítica y pegmatítica de la Formación Neneo Ruca. Los afloramientos de granitos ubicados al este de las vías del ferrocarril exhiben una foliación dispuesta en dirección $N330^\circ/55^\circ SO$ (Figuras 5.1 y 5.3a). Por otra parte, la mayoría de los diques presentan entre 0.3 y 3 m de potencia y están dispuestos en dirección $N335^\circ/50^\circ SO$ concordantemente a la foliación principal (S_1) de los esquistos ubicados en el sector oriental de las vías del ferrocarril (Figura 5.1). Los diques que son discordantes a la secuencia de metasedimentitas, presentan una distribución comparativamente menor.

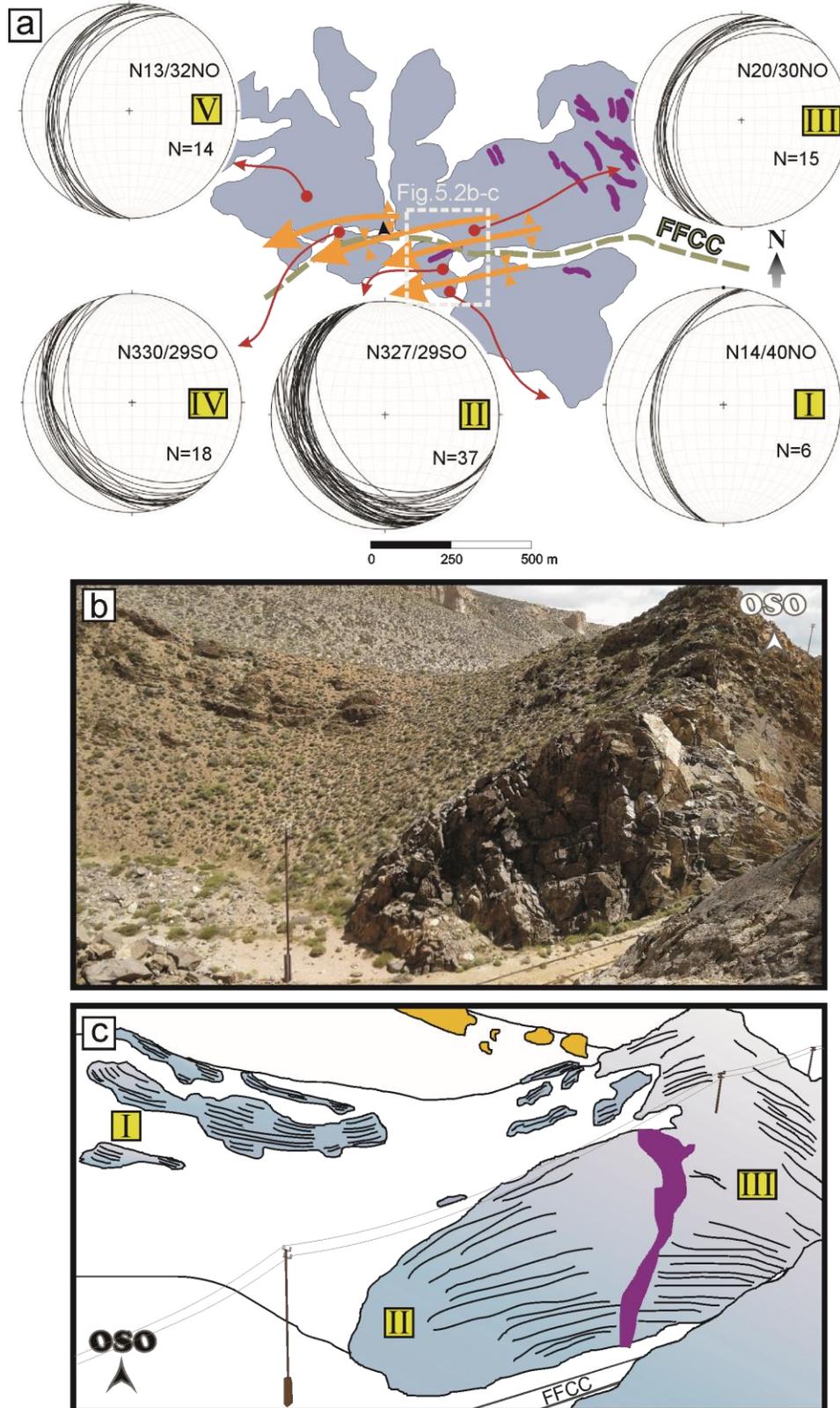


Figura 5.2: Orientación de la foliación principal (S_1) en el afloramiento de las vías del ferrocarril. A) Proyecciones estereográficas mostrando las orientaciones de los limbos correspondientes a los pliegues desarrollados durante el último evento de deformación. B) Imagen fotográfica que muestra el plegamiento en un sector de los afloramientos. C) Representación gráfica de la imagen (B) donde se muestra las dos orientaciones de la foliación principal.

1.1.2. Arroyo Comallo

En el sector sureste del área de estudio los afloramientos de basamento están constituidos principalmente por granitos y migmatitas estromáticas (Figuras 1.2 - A2 y 5.1). En este sector, las migmatitas presentan mayor extensión y desarrollo a macro-escala. Esta distribución se encuentra íntimamente asociada a la presencia de cuerpos ígneos correspondientes a la Formación Mamil Choique. En cambio, la presencia de diques de la Formación Neneo Ruca se restringe a escasos afloramientos.

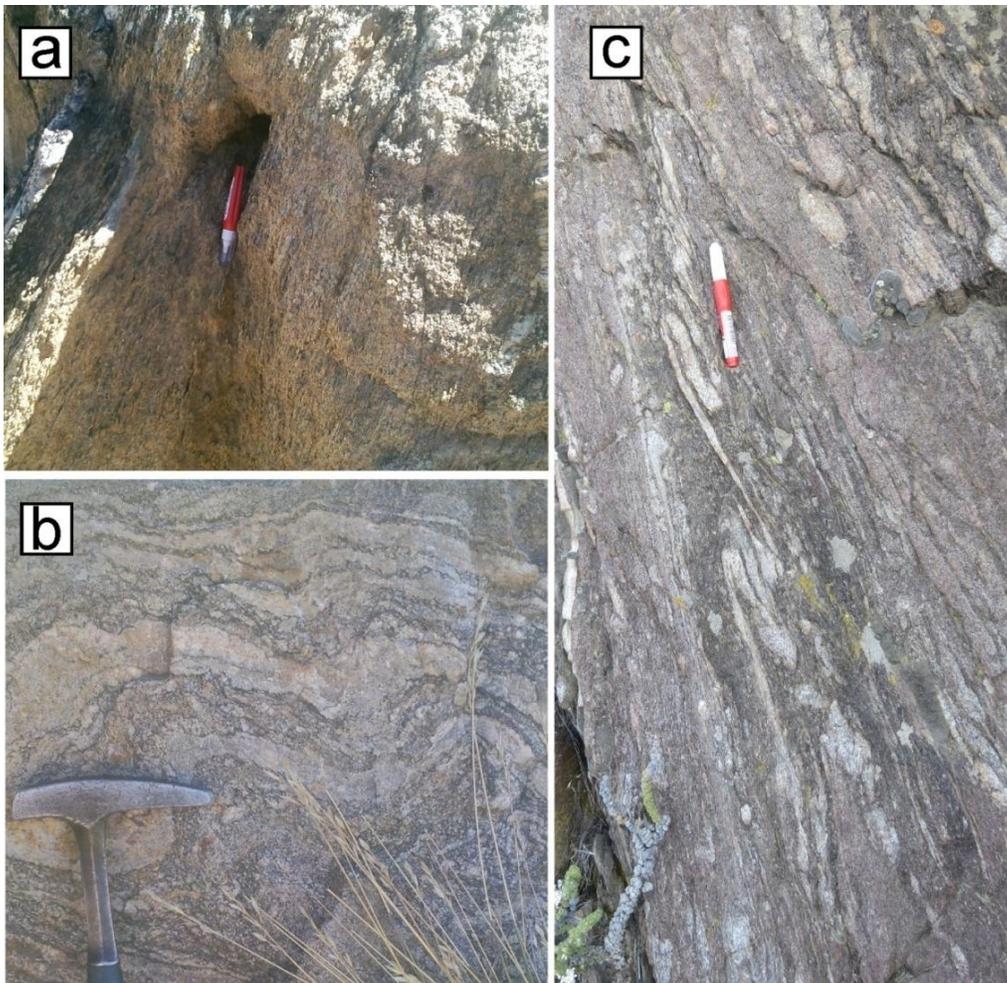


Figura 5.3: Imágenes de afloramientos del basamento ígneo metamórfico en la región de Comallo mostrando diferentes atributos estructurales diferenciados en los afloramientos. (a) Fotografía de un afloramiento de granito foliado de la Formación Mamil Choique próximos en el sector este de las vías del ferrocarril. (b) Imagen representativa de los afloramientos de las litofacies de migmatitas estromáticas con plegamiento centimétrico. (c) Afloramientos de esquistos mostrando plegamiento isoclinal reconocible en venillas cuarzo-feldespáticas desarrolladas en las litofacies de esquistos cuarzo micáceos.

A macroescala, la disposición del paleosoma-neosoma en las migmatitas presenta una orientación homoclinal en dirección N30°/30°NO (Figura 5.1). Sin embargo en algunos afloramientos es posible identificar pliegues de aproximadamente 30 cm de longitud de onda (Figura 5.3b). Este plegamiento centimétrico presenta orientaciones similares al plegamiento de los esquistos (S₂) (Figura 5.6a).

1.1.3. Rutas nacionales 23 y ex-40

Los pequeños afloramientos de basamento metamórfico expuestos en la Ruta Nacional 23 próximos a la localidad de Comallo se distribuyen aisladamente entre los sedimentos modernos (Figuras 1.2-A3 y 5.4). En este sector los esquistos micáceos y cuarzo micáceos, se encuentran intensamente invadidos por diques exhibiendo un aspecto similar a los afloramientos ubicados al este del ferrocarril. Además, la foliación principal de los esquistos en esta región presenta orientaciones promedio de N313°/40°SO y N25°/45°NO, similares a las relevadas en el sector centro-este del ferrocarril (Figura 5.4).

Sin embargo, la distribución y características de los afloramientos en este sector no permiten realizar una reconstrucción del plegamiento a macro-escala tan evidente en comparación con el basamento expuesto en el ferrocarril. Por otra parte, gran parte de la serie de diques graníticos, pegmatíticos de la Formación Neneo Ruca en estos afloramientos se disponen concordantemente a la secuencia de esquistos mientras que una minoría se dispone intruyendo de manera vertical (Figura 5.4).

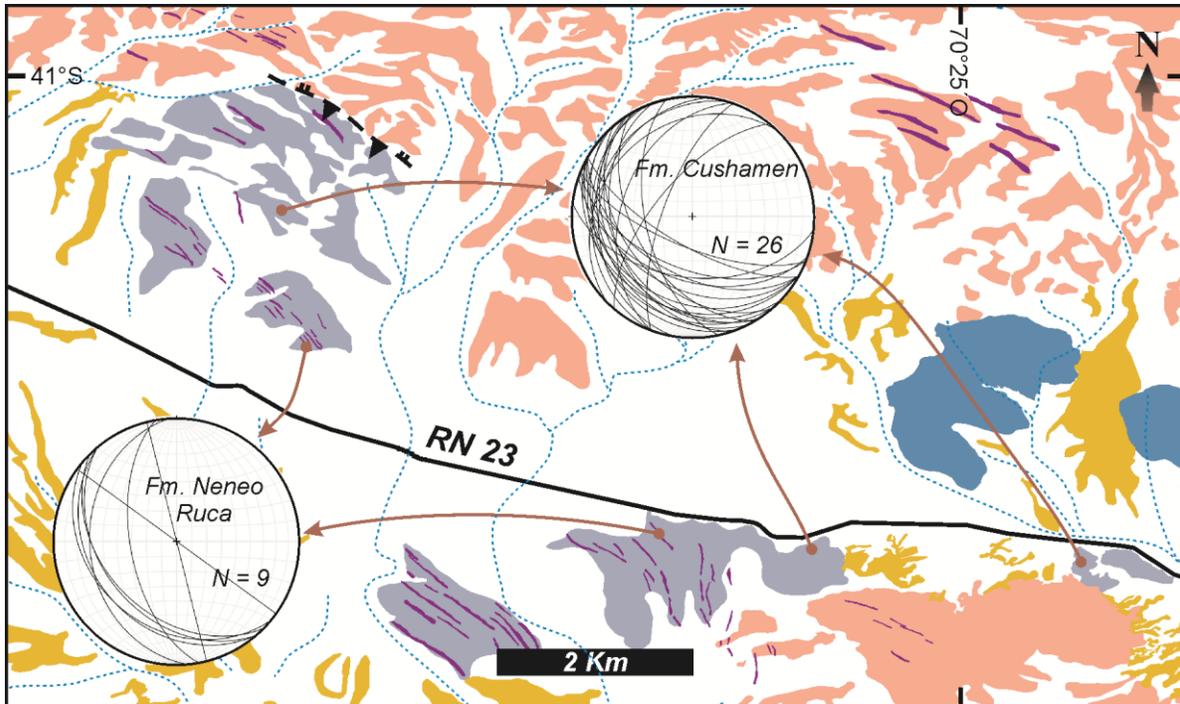


Figura. 5.4: Ubicación de los afloramientos de la Formación Cushamen sobre la Ruta Nacional 23, próximos a la localidad de Comallo (A3 en Figura 1.2). Las proyecciones estereográficas representan: (1) la foliación principal (S_1) de la Formación Cushamen y (2) La disposición de los diques correspondientes a la Formación Neneo Ruca. Las referencias de las unidades son iguales a la Figura 1.2.

El sector comprendido por los afluentes que se desarrollan próximos a la intersección de las rutas 23 y ex – 40, están constituidos por metamorfitas de la Formación Cushamen y cuerpos ígneos intrusivos de composición variable que integran a las formaciones Mamil Choique y Neneo Ruca (Figuras 1.2-A3 y 5.5). En este área, la Formación Cushamen exhibe afloramientos discontinuos entre la cobertura moderna que están constituidos mayormente por esquistos cuarzo micáceos. En cambio, las migmatitas están expuestas en un pequeño afloramiento al norte de la intersección entre las rutas nacionales previamente mencionadas (Figura 5.5).

El promedio de las mediciones de rumbo y buzamiento de la foliación principal (S_1) relevados en los esquistos de este sector, determina una orientación $N305^\circ/52^\circ SO$. Sin embargo cabe destacar que es posible diferenciar dos poblaciones. Una de estas corresponde

a las orientaciones que presentan los esquistos que se distribuyen en la cercanía al contacto con los granitos de la Formación Mamil Choique. Esta familia presenta una orientación promedio de $N305^{\circ}/68^{\circ}SO$, mientras que las metamorfitas externas al contacto con la unidad ígnea están dispuestas $N304^{\circ}/46^{\circ}SO$ (Figura 5.5). La foliación reconocible en las exposiciones graníticas de la Formación Mamil Choique de este sector, presenta una orientación promedio de $N295^{\circ}/57^{\circ}SO$, mientras que los diques de la Formación Neneo Ruca se disponen concordantemente a la foliación principal de los esquistos o bien de manera sub-vertical.

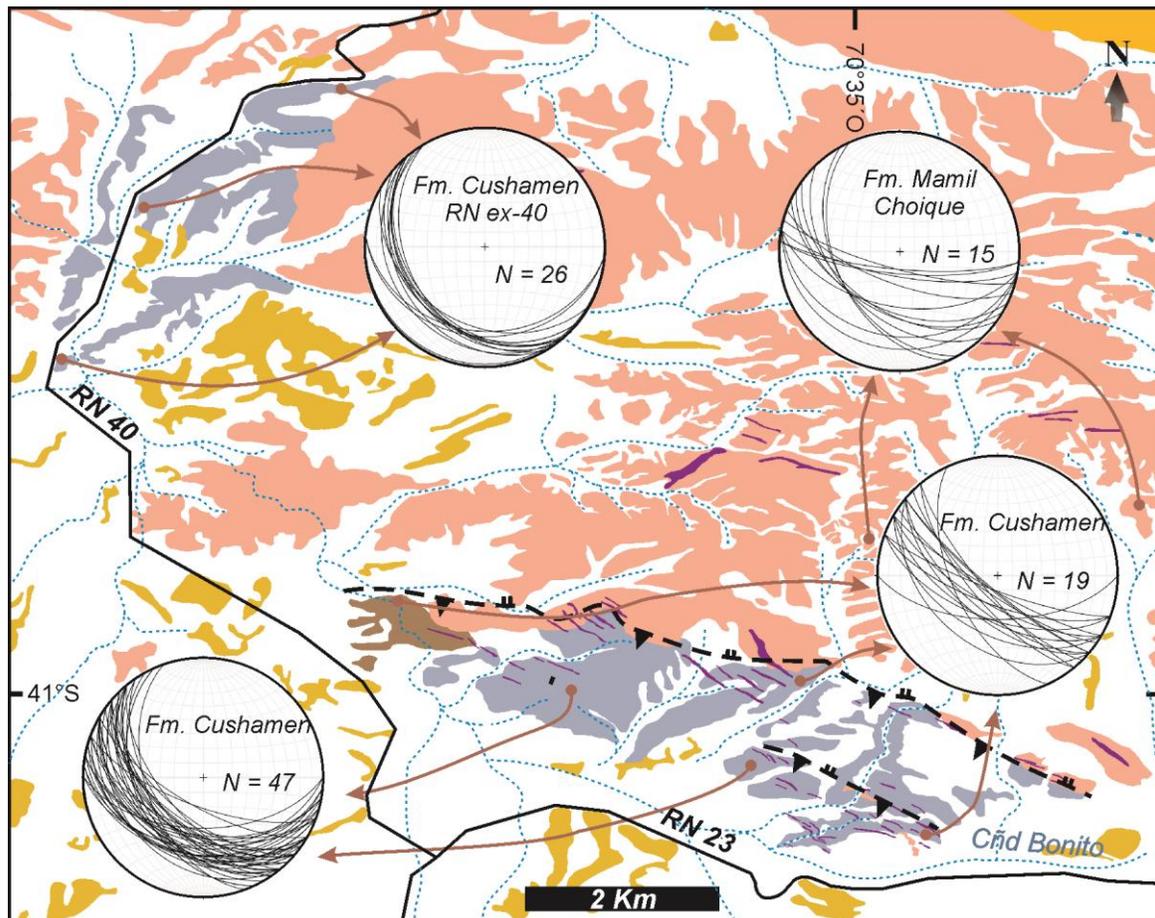


Figura 5.5: Ubicación de los afloramientos de la Formación Cushamen en la intersección entre las rutas nacionales 23 ex – 40 (A3 en Figura 1.2) y en el sector noroeste del área de tesis sobre la Ruta Nacional ex – 40 (A4 en Figura 1.2). Las proyecciones estereográficas representan: (1) la foliación principal (S_1) de la Formación Cushamen en las proximidades la zona de corrimiento ($N=19$); en la zona externa al fallamiento ($N=47$) y sobre la ruta nacional ex – 40 ($N=26$). (2) La foliación reconocida en los cuerpos ígneos de la Formación Mamil Choique. Las referencias de las unidades son iguales a la Figura 1.2.

Cabe destacar que en los afloramientos ubicados en los afluentes del Cañadón Bonito, localmente se distinguieron las siguientes características estructurales: (a) Afloramientos de esquistos con venillas cuarzo-feldespáticas con plegamiento isoclinal cuyos ejes de pliegue presentan una dirección de inclinación y ángulo de inclinación de $135^{\circ}/35^{\circ}$ (Figura 5.3c). (b) Plegamiento suave definido por rumbos y buzamientos en dirección $N320^{\circ}/20^{\circ}SO$ y $N315^{\circ}/40^{\circ}NE$ y ejes de pliegue con longitudes de onda de hasta diez centímetros. (c) Esquistos cuarzo micáceos con texturas en cuarzo que denotan un intenso efecto provocado por los procesos de recristalización. Estos esquistos son los que definen el grupo de mediciones que presenta una orientación promedio de $N305^{\circ}/68^{\circ}SO$. Estas disposiciones que modifican localmente la orientación de la foliación principal son comparables con las obtenidas en el plegamiento centimétrico en las muestras de las vías del ferrocarril asociadas a la foliación S_2 .

Por último, en el sector noroeste de la zona de tesis, los esquistos cuarzo micáceos de la Formación Cushamen se distribuyen de manera aislada en las cercanías a la ruta nacional ex-40 (Figuras 1.2-A4 y 5.5). En estos sectores, la disposición de la foliación principal (S_1) de los esquistos presenta una orientación promedio de $N309^{\circ}/28^{\circ}SO$ (Figura 5.5).

1.2. Asociaciones minerales y paragénesis de las litofacies

En esta sección, se establecerán las asociaciones minerales y paragénesis obtenidas mediante el análisis de muestras correspondientes a las litofacies metamórficas de la Formación Cushamen caracterizadas en el Capítulo III (Tabla 5.1). Con el objeto de establecer

un orden temporal entre las distintas asociaciones minerales, se utilizó una nomenclatura en orden alfabético.

Tabla 5.1: Asociaciones minerales (AM-) de las litofacies correspondientes a la Formación Cushamen ordenadas temporalmente desde la más antigua (AMA) hasta la más joven (AMF).

<i>Litofacies</i>	<i>Asociaciones minerales (AM)</i>					
	AMA (Qtz+Ms+Bt+Pl±Chl)	AMB (Qtz+Ms+Bt+Pl+Grt)	AMC (Qtz+Ms+Bt+Pl+Grt+Sill)	AMD (Qtz+Ms)	AME (Qtz+Ms+Bt)	AMF (Chl+Src)
<i>Esquistos micáceos</i>	-----			-----		-----
<i>Esquistos cuarzo micáceos</i>	-----				-----	-----
<i>Esquistos cuarzo micáceos granatíferos</i>	-----	-----			-----	-----
<i>Migmatitas estromáticas</i>	-----	-----	-----			-----

1.2.1. Esquistos

1.2.1.1. Esquistos micáceos y esquistos cuarzo micáceos

En orden temporal, la asociación mineralógica más antigua registrada en las litofacies de esquistos micáceos corresponde a los minerales que definen la foliación principal (S_1). Esta asociación mineral (AMA), está definida por cuarzo, muscovita, biotita, plagioclasa y en algunas muestras clorita (Tabla 5.1). La segunda asociación mineralógica reconocida en esta litofacies, corresponde a la asociación mineralógica D (AMD) que está constituida por el conjunto de muscovitas que forman la foliación S_2 y por los granos de cuarzo neoformados por recristalización (Figuras 5.6a y 5.6b). La última asociación mineralógica distinguida en

los esquistos micáceos es la AMF en la cual biotitas y muscovitas se encuentran retrogradadas en sus bordes a clorita y sericita respectivamente (Tabla 5.1). Estas asociaciones minerales definen una paragénesis dada por la sucesión AMA-AMD-AMF para las litofacies de esquistos micáceos.

Las características texturales y mineralógicas que poseen las litofacies de esquistos cuarzo micáceos permiten distinguir tres asociaciones minerales muy similares a las litofacies de esquistos micáceos. La asociación mineralógica A (AMA) es sucedida por la asociación mineralógica E (AME). Esta última asociación presenta biotita además de muscovita y cuarzo definiendo la foliación S_2 (Tabla 5.1). Por último y al igual que en lo esquistos micáceos se registró la asociación mineralógica F (AMF) Por esta razón la paragénesis en los esquistos cuarzo – micáceos está definida por la sucesión AMA-AME-AMF.

1.2.1.2. Esquistos cuarzo micáceos granatíferos

En las litofacies de esquistos cuarzo micáceos granatíferos es posible distinguir tres asociaciones minerales. La foliación principal, al igual que en los esquistos micáceos y cuarzo micáceos, está definida por la asociación mineralógica A (AMA: Qtz + Ms + Bt +Pl) (Tabla 5.1). La segunda asociación mineralógica de esta litofacies (AMB) está integrada por cuarzo, muscovita, biotita, plagioclasa y granate. Por último se distinguió la asociación mineral F (AMF) asociada a la etapa retrógrada. Esta serie de asociaciones minerales de los esquistos cuarzo micáceos granatíferos definen la paragénesis constituida por la sucesión AMA-AMB-AMF.

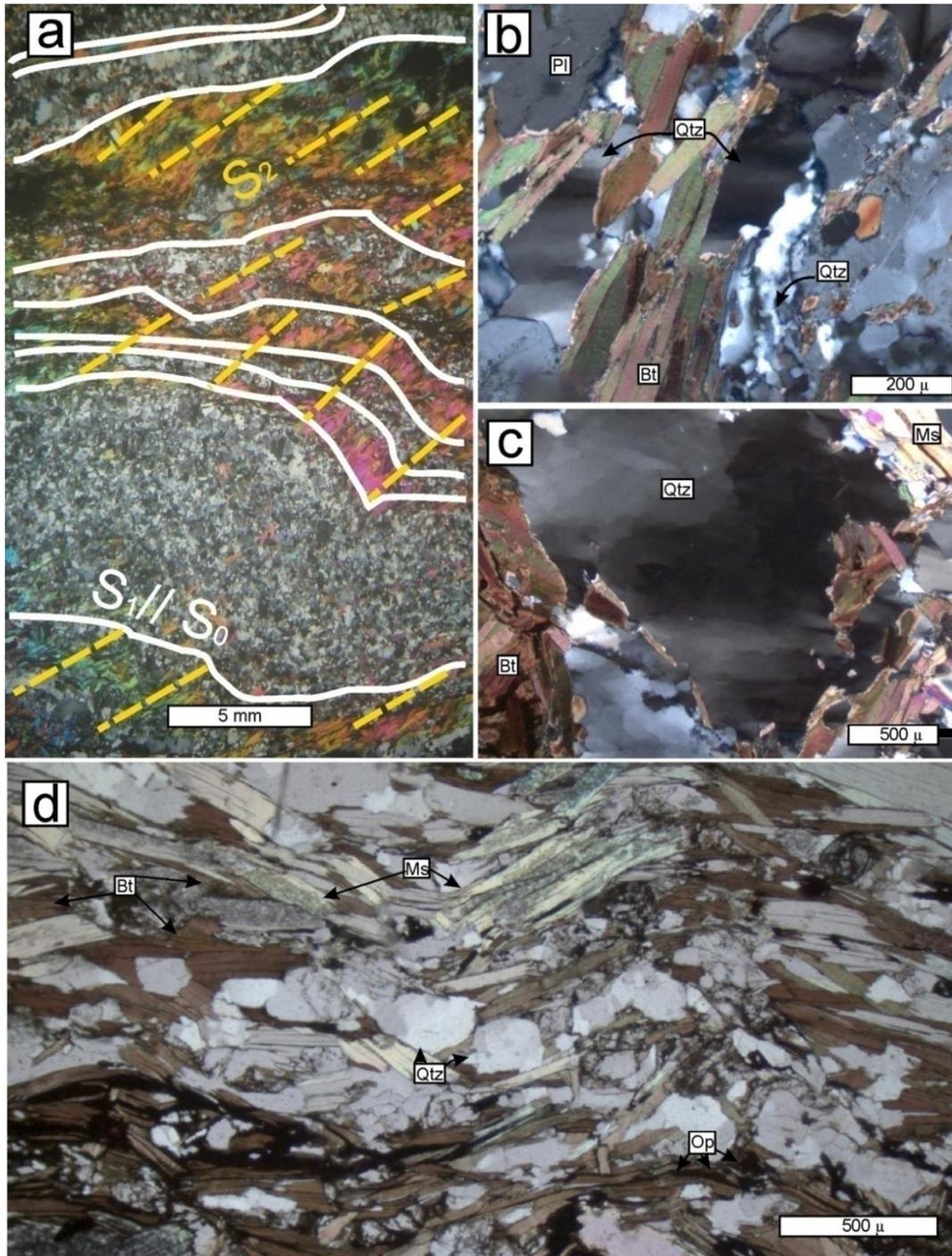


Figura 5.6: Imágenes microfotográficas de los rasgos estructurales-metamórficos más sobresalientes registrados en las litofacies de la Formación Cushamen. (a) Litofacies de esquistos micáceos mostrando las variaciones composicionales del protolito (S_0); el desarrollo de la foliación principal (S_1) correspondiente al primer evento de deformación y metamorfismo (M_1 - D_1); el microplegamiento y segunda foliación (S_2) vinculada al segundo evento de deformación D_2 . (b) Detalle de microtexturas en cuarzos con desarrollo de dislocaciones del tipo *twistwall* y bordes de granos con neoformación de blastos en las litofacies de esquistos cuarzo micáceos. (c) Microtextura en cuarzo del estilo chessboard

en un grano de cuarzo relíctico de las litofacies de migmatitas estromáticas. (d) Microplegamiento asociado al segundo evento de deformación (D_2) en micas y cuarzos correspondientes a la foliación principal de las litofacies de esquistos micáceos.

1.2.2. Migmatitas estromáticas

Los paleosomas de las litofacies correspondientes a las migmatitas estromáticas, presentan cuatro asociaciones minerales. La asociación mineral A (AMA) fue registrada en las áreas donde fue posible reconocer la foliación principal (S_1). La asociación mineralógica B (AMB) está registrada en la mayoría de los paleosomas y en casos aislados puede presentar sillimanita del subtipo fibrolita. Este último mineral define la asociación mineral C (AMC) constituida por cuarzo, muscovita, biotita, plagioclasa, granate y sillimanita. Por último y al igual que en las litofacies de esquistos, se registra en algunas muestras la asociación mineralógica F (AMF).

Las asociaciones mineralógicas previamente mencionadas para los paleosomas de las migmatitas estromáticas permiten distinguir dos paragénesis: (a) Al igual que en los esquistos cuarzo micáceos granatíferos, una de las paragénesis está definida por las asociaciones minerales AMA-AMB-AMF. (b) Solo en algunas muestras en las cuales se registró sillimanitas del subtipo fibrolita es posible determinar la paragénesis dada por AMA-AMC-AMF.

1.3 Geoquímica mineral

Las condiciones geotermobarométricas de las metamorfitas de la Formación Cushamen serán evaluadas a partir de los resultados geoquímicos obtenidos en tres muestras representativas de las litofacies de esquistos cuarzo micáceos (P35), esquistos cuarzo micáceos granatíferos (P49) y migmatitas estromáticas (P7). En los siguientes apartados se

especificarán los resultados de microsonda obtenidos en biotitas, muscovitas y plagioclasas en cada una de las muestras previamente mencionadas (Tabla 5.2). Además se establecerán los resultados obtenidos en algunos de los granates presentes en las secciones pulidas de las muestras P49 y P7 (Tabla 5.2).

1.3.1. Esquisto cuarzo micáceo (P35)

Las biotitas que integra la foliación principal, en los esquistos cuarzo micáceos presentan contenidos de titanio entre 0.13 y 0.15 apfu (átomos por unidad de fórmula), mientras que la sílice varía entre 2.63 y 2.77 apfu (Tabla 5.2). Los valores de #Mg entre 0.42 y 0.47 y el contenido de aluminio (VI) entre 0.27 y 0.42 permiten clasificar a las biotitas en el campo de las annitas en el diagrama de discriminación annita-phlogopita-siderophyllita-eastonita (Figura 5.7a).

Las micas blancas presentan entre 3.00 y 3.09 apfu de silicio, escasos contenidos de sodio (~0.05 apfu) y nulos en calcio (Tabla 5.2). Estos valores permiten clasificar a estas micas como muscovitas teniendo en cuenta dos relaciones de discriminación. En primer lugar los contenidos de sílice son menores a 3.1, valor divisorio entre muscovita y phengita según Rieder et al. (1998). Por otra parte en el diagrama triangular margarita-muscovita-paragonita de Guidotti, (1984) cuyo extremos está dado por los óxidos de calcio, potasio y sodio, los resultados de microsonda se encuentran muy próximos al extremo de la muscovita (Figura 5.7b). El contenido de titanio es en promedio ~0.06 apfu con extremos de 0.062 y 0.031 apfu.

Tabla 5.2: Valores promedio de los análisis químicos en biotita (Bt), muscovita (Ms), plagioclasa (Pl) y granate (Grt) realizados en las litofacies de esquistos cuarzo micáceos (P35), esquistos cuarzo micáceos granatíferos (P49) y en los paleosomas de la litofacies de migmatitas estromáticas (P7).

Muestra	P35				P49						P7					
	Bt	Ms	Pl		Bt	Ms	Pl		Grt		Bt	Ms	Pl		Grt	
			Centro	Borde			Centro	Borde	Centro	Borde			Centro	Borde		
SiO2	35.55	47.29	59.49	60.62	34.66	46.61	60.66	60.66	37.61	37.54	35.05	47.19	59.89	60.33	37.29	37.33
TiO2	2.29	1.13	0.01	0.01	1.86	0.75	0.01	0.13	0.01	0.03	2.07	0.10	0.00	0.00	0.01	0.01
Al2O3	18.38	36.21	25.65	24.69	18.66	36.74	25.46	23.75	20.88	21.04	18.63	37.59	24.54	24.11	20.85	20.84
Cr2O3	0.07	0.03	0.01	0.02	0.07	0.06	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.03	0.00	0.04	0.01
Fe2O3	0.28	0.38	0.08	0.05	0.00	0.61	0.07	0.18	0.07	0.22	0.36	1.18	0.12	0.04	0.96	0.61
FeO	19.73	1.18	0.00	0.00	20.94	1.07	0.00	0.00	33.65	33.63	21.80	0.45	0.00	0.00	33.44	33.87
MnO	0.25	0.03	0.06	0.02	0.11	0.02	0.03	0.12	3.86	4.41	0.36	0.04	0.03	0.02	3.40	3.65
MgO	9.06	0.97	0.01	0.03	8.64	0.79	0.09	0.20	2.78	2.17	8.10	0.88	0.02	0.02	3.39	2.98
CaO	0.00	0.00	7.23	6.52	0.00	0.00	6.40	4.69	1.35	1.73	0.00	0.00	6.23	5.27	1.25	1.24
Na2O	0.14	0.39	7.88	8.16	0.13	0.60	7.85	8.71	0.00	0.00	0.10	0.61	8.87	9.36	0.00	0.00
K2O	9.98	10.39	0.18	0.17	11.54	10.92	0.12	0.29	0.00	0.00	10.42	9.69	0.27	0.29	0.00	0.00
Total	95.7	98.0	100.6	100.3	96.6	98.2	100.7	100.2	100.2	100.8	96.9	97.8	100.0	99.4	100.6	100.5
Si	2.71	3.06	2.64	2.69	2.66	3.02	2.68	2.70	3.02	3.01	2.68	3.04	2.68	2.71	2.99	3.00
Ti	0.13	0.06	0.00	0.00	0.11	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al (IV)	1.29	0.94	1.34	1.29	1.34	0.98	1.33	1.25	1.98	1.99	1.32	0.96	1.29	1.28	1.97	1.97
Al (VI)	0.37	1.81			0.35	1.83					0.36	1.89				
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.06	0.00	0.01	0.02	0.06	0.00	0.00	0.06	0.04
Fe2	1.26	0.06	0.00	0.00	1.35	0.06	0.00	0.00	2.26	2.26	1.39	0.02	0.00	0.00	2.24	2.28
Mn	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.26	0.30	0.02	0.00	0.00	0.00	0.23	0.25
Mg	1.03	0.09	0.00	0.00	0.99	0.08	0.01	0.01	0.33	0.26	0.92	0.08	0.00	0.00	0.40	0.36
Ca	0.00	0.00	0.34	0.31	0.00	0.00	0.30	0.22	0.12	0.15	0.00	0.00	0.30	0.25	0.11	0.11
Na	0.02	0.05	0.68	0.70	0.02	0.08	0.67	0.75	0.00	0.00	0.01	0.08	0.77	0.81	0.00	0.00
K	0.97	0.86	0.01	0.01	1.13	0.90	0.01	0.02	0.00	0.00	1.02	0.80	0.02	0.02	0.00	0.00
#Mg	0.45				0.42						0.39					
X (Ab)			0.65	0.69			0.68	0.76					0.71	0.75		
XFe-Grt									0.761	0.761					0.751	0.762
XMg-Grt									0.112	0.087					0.135	0.119
XMn-Grt									0.089	0.102					0.077	0.083
XCa-Grt									0.039	0.051					0.036	0.036

* Bt: Normalizados a 11 oxígenos y 8 cationes.* Ms: Normalizados a 11 oxígenos y 7 cationes.

* Pl: Normalizados a 8 oxígenos y 5 cationes.* Gr: Normalizados a 12 oxígenos y 8 cationes.

La mayoría de las plagioclasas no presentan zonación y están composicionalmente definidas por valores promedios de X_{Ab} de 0.66 (Tabla 5.2). Por otra parte, los valores ubicados próximos al borde en los feldespatos que presentan zonación son aproximadamente un 4% más ricos en albita respecto a los valores de centro con composiciones X_{Ab} entre 0.68 y 0.73. Estos valores obtenidos en los análisis de microsonda son comparables con los obtenidos por el método de Michel – Levi (ver sección 1.1.2 – Capítulo III y Tabla 3A anexo). El contenido de potasio en las plagioclasas no supera los 0.01 apfu, a excepción de un único resultado con 0.02 apfu.

1.3.2. Esquistos cuarzo micáceos granatíferos (P49)

La litofacies de esquistos cuarzo micáceos granatíferos contiene granates almandínicos débilmente zonados debido a variaciones en el contenido de CaO, MgO y MnO (Tabla 5.2). Los núcleos de los granates presentan $3.9 \pm 0.3\%$ en moles de grosularia, $11.2 \pm 0.4\%$ en moles de piropo, $76.1 \pm 0.7\%$ en moles de almandino y $8.85 \pm 0.6\%$ en moles de espesartina. En los bordes de los granates las composiciones presentan mayor dispersión respecto al centro, obteniéndose $5.1 \pm 1.2\%$ en moles de grosularia, $8.7 \pm 1.9\%$ en moles de piropo, $76.1 \pm 1\%$ en moles de almandino y $10.2 \pm 1.6\%$ en moles de espesartina (Tabla 5.2).

Los resultados obtenidos en los análisis realizados en las biotitas en la muestra P49, son similares a los obtenidos en la muestra P35. En las litofacies de esquistos cuarzo micáceos granatíferos, las biotitas presentan entre 0.86 y 0.15 apfu de titanio y entre 2.58 y 2.73 apfu de silicio (Tabla 5.2). El #Mg varía entre 0.41 y 0.44 y el contenido de aluminio (VI) promedio es de 0.35 apfu. Con un único resultado que se desvía de la media (0.44 apfu). Las relaciones

de #Mg y aluminio (VI) corresponden a biotitas químicamente definidas como annitas (Figura 5.7a).

El contenido de silicio de las micas blancas varía entre 2.96 y 3.06 apfu, mientras que en sodio presentan ~0.08 apfu (Tabla 5.2). Estos valores, similares a los obtenidos en la muestra P35, permiten clasificar a estas micas como muscovitas (Figura 5.7b). A diferencia de los resultados obtenidos en los esquistos micáceos y cuarzo micáceos el contenido de titanio en las muscovitas de la muestra P49 es en promedio ~0.03 apfu sin presentar desvíos significativos.

Los análisis realizados en las plagioclasas zonadas, presentan centros con composiciones X_{Ab} de 0.68 y bordes X_{Ab} 0.76. Los valores composicionales de centro son los que más se ajustan a los obtenidos mediante el método de Michel Levi (ver sección 1.1.3 – Capítulo III y Tabla 3A del anexo). El contenido de potasio en las plagioclasas no supera los 0.02 apfu (Tabla 5.2).

1.3.3. Migmatitas estromáticas (P7)

Los granates que componen el paleosoma de la litofacies migmatitas estromáticas son almandínicos y presentan variaciones composicionales principalmente en MgO y MnO (Tabla 5.2). Los núcleos de los granates presentan $3.6 \pm 0.15\%$ en moles de grosularia, $13.55 \pm 0.7\%$ en moles de piropo, $75.15 \pm 0.52\%$ en moles de almandino y $7.7 \pm 0.3\%$ en moles de espesartina. Los bordes de los granates están definidos composicionalmente por un $3.6 \pm 0.16\%$ en moles de grosularia, $11.9 \pm 0.47\%$ en moles de piropo, $76.2 \pm 0.55\%$ en moles de almandino y $8.31 \pm 0.5\%$ en moles de espesartina.

La única diferencia destacable que presentan las biotitas que integran la foliación del paleosoma está asociada al contenido de titanio que en promedio es de 0.086 apfu. El #Mg varía entre 0.36 y 0.5, mientras que el contenido de aluminio (VI) promedio es de 0.35 apfu (Tabla 5.2). Al igual que en las muestras de las restantes litofacies, las relaciones de #Mg y aluminio (VI) corresponden a biotitas químicamente definidas como annitas (Figura 5.7a).

El contenido de silicio en las micas blancas varía entre 2.94 y 3.06 apfu. El valor promedio de sodio en estas micas es levemente menor en comparación con las restantes litofacies (0.076 apfu) (Tabla 5.2). El contenido de sílice y los bajos contenidos en óxidos de Ca y Na, permiten clasificarlas como muscovitas (Figura 5.7b). El contenido de titanio en estas muscovitas presenta valores muy dispersos desde nulos hasta 0.03 apfu.

Las plagioclasas presentan una zonación química con valores composicionales promedio de X_{Ab} de 0.71 para el centro y de X_{Ab} de 0.75 para el borde (Tabla 5.2). Estos resultados son comparables a los obtenidos mediante el método de Michel Levi (ver sección 1.2.2 – Capítulo III y Tabla 3A del anexo). Estos feldespatos contienen menos de 0.015 apfu de potasio, a excepción de un análisis puntual de 0.027 apfu.

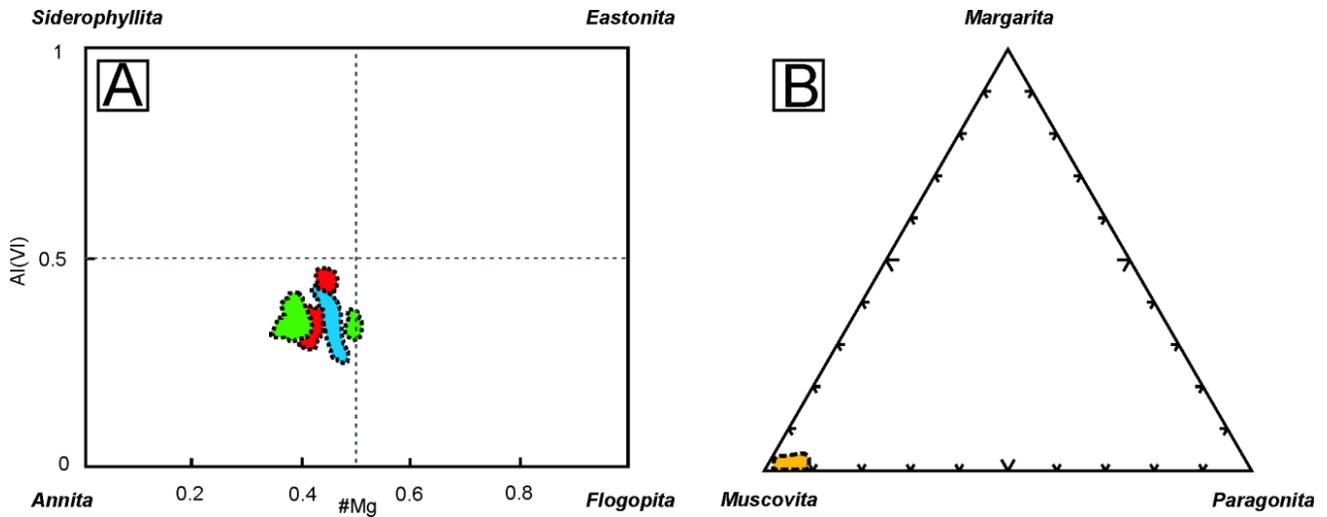


Figura 5.7: Clasificación geoquímica de los minerales micáceos en las litofacies metamórficas de la Formación Cushamen. (A) Diagrama composicional de las biotitas representado por los extremos siderophyllita, eastonita, annita y flogopita. Las áreas coloreadas corresponden a: en celeste composiciones correspondientes a las litofacies de esquistos cuarzo micáceos (P35); en rojo las litofacies de esquistos cuarzo micáceos granatíferos (P49) y en verde composiciones de la litofacies de migmatitas estromáticas (P7). (B) Diagrama composicional de micas blancas cuyos extremos son muscovita, representado por el contenido en K_2O ; paragonita, representado por el contenido de Na_2O y margarita, representado por el CaO . Debido a la superposición composicional entre las micas blancas de las muestras P35, P49 y P7, se graficaron todas las composiciones bajo un mismo campo de color amarillo.

1.4. Termobarometría

En esta sección, se determinarán los resultados de presión y temperatura obtenidos mediante el uso de los datos geoquímicos aplicando geotermobarometría convencional y pseudosecciones de presión y temperatura. Ambos métodos, fueron evaluados en un rango de presión entre 1 y 10 Kbars y entre 450 y 800 °C de temperatura.

1.4.1. Geotermobarometría Convencional

Las asociaciones mineralógicas de las muestras seleccionadas, permiten utilizar las composiciones químicas de algunos de estos minerales para establecer una serie de posibles reacciones y de este modo estimar las condiciones de presión y temperatura (Tabla 5.3). Estos

patrones físicos son determinados mediante dos tipos de reacciones. Las reacciones de intercambio catiónico (*exchange reactions*) entre pares minerales son buenos indicadores de temperatura, mientras que las reacciones en las cuales uno o más minerales muestran variaciones composicionales (*net-transfer reactions*) son utilizadas como geobarómetros (Bucher y Grapes, 2008).

Teniendo en cuenta que en las muestras P49 y P7 los análisis de microsonda arrojaron variaciones composicionales en centros y bordes de granates y plagioclasas, son estas variaciones las que fueron utilizadas para definir las condiciones de formación inicial (centro) y final (borde). En estas dos litofacies, se utilizaron los valores de composición química promedio en las micas. Por otro lado, en los esquistos cuarzo micáceo se evaluaron todas las variaciones provenientes de los resultados correspondientes a las micas de la muestra P35. En las siguientes secciones se mencionarán los geotermómetros y geobarómetros utilizados en cada una de las muestras y posteriormente los resultados obtenidos en la planilla Excel GPT y en TWQ.

1.4.1.1. Geotermómetros

En los esquistos cuarzo micáceos (P35), se utilizó el geotermómetro de intercambio Mg-Tschermak entre muscovita y biotita (R1-Tabla 5.3) de Hoisch (1989). En cambio, el geotermómetro biotita-granate basado en el intercambio catiónico $Fe^{2+} - Mg$ (R2-Tabla 5.3), fue utilizado en facies de esquistos cuarzo micáceos granatíferos (P49) y en los paleosomas de las migmatitas estromáticas (P7).

El promedio de los resultados de la reacción R2 en la planilla Excel GPT, fue calculado en base a las calibraciones termodinámicas realizadas por Thompson (1976); Ferry y Spear (1978); Lavrent'eva y Perchuk (1981); Hodges y Spear (1982); Ganguly y Saxena (1984) y Perchuk et al. (1985) (Tabla 5A-anexo). Por otra parte, los resultados obtenidos en TWQ utilizan los datos y ecuaciones termodinámicas de Berman (1988). Los modelos de solución sólida utilizados en TWQ para granate y biotita corresponden a Berman y Aranovich (1996) y Berman et al. (2007) respectivamente.

1.4.1.2. Geobarómetros

En las litofacies de esquistos cuarzo micáceos granatíferos (P49), se utilizó la asociación granate-biotita-muscovita-plagioclasa como geobarómetro (R3-Tabla 5.3). Las ecuaciones de Hoisch (1990) fueron empleadas en los cálculos de presión obtenidos en la planilla GPT (Tabla 5B-anexo). En TWQ, adicionalmente a los modelos de granate y biotita previamente mencionados, se utilizaron los modelos Fuhrman y Lindsley (1988) para plagioclasa y de Chatterjee y Froese (1975) en muscovita.

Las asociaciones mineralógicas del paleosoma de las migmatitas (P7) (Tabla 5.1), además del geobarómetro R3, permite evaluar dos posibles reacciones adicionales. Uno de estos geobarómetros corresponde a la asociación granate-polimorfo de la alúmina-cuarzo-plagioclasa (R4-GASP-Tabla 5.3) y el otro a la asociación granate-biotita-polimorfo de la alúmina-cuarzo (R5-GBSQ-Tabla 5.3). El promedio de resultados obtenidos para el geobarómetro GASP en la planilla Excel GPT fue obtenido a partir de las ecuaciones de Hodges y Crowley, (1985) y Koziol y Newton, (1988) (Tabla 5B-anexo).

Tabla 5.3: Posibles reacciones minerales en las litofacies metamórficas de la Formación Cushamen en el área de estudio (ver texto para más detalle).

<i>Reacciones entre minerales</i>	
Geotermómetros	(R1) Flogopita + muscovita = aluminoceladonita + eastonita (Mg-Tschermak)
	(R2) Almandino + flogopita = piropo + annita (Grt-Bt)
Geobarómetros	(R3) Anortita + annita/flogopita = almandino/piropo + grosularia + muscovita (GBP)
	(R4) Anortita = grosularia + cuarzo + sillimanita (GASP)
	(R5) Almandino/piropo + muscovita = annita/flogopita + sillimanita + cuarzo (GBSQ)

1.4.1.3. Diagramas P-T – geotermobarometría convencional

1.4.1.3.1. Esquistos cuarzo micáceos (P35)

La facies esquistos cuarzo micáceos representadas por la muestra P35, presentan para el intercambio Mg-Tschermak entre muscovita y biotita (R1) valores de temperatura promedio de 517 °C (Tabla 5.4).

1.4.1.3.2. Esquisto cuarzo micáceo granatífero (P49)

La asociación mineralógica Qtz + Ms + Bt + Pl + Grt (AMB) correspondiente a las facies de esquistos cuarzo micáceos granatíferos, permite estimar la temperatura y presión mediante el geotermómetro R2 y el geobarómetro R3.

En la planilla Excel GPT, las reacciones con composiciones de centro de plagioclasa y granate arrojaron valores promedio de 644 °C de temperatura (R2) y de 4.5 Kbars de presión (R3) (Tablas 5.4, 5A-anexo y 5B-anexo). Por otra parte, en TWQ se determinó la temperatura

y presión mediante el punto de intersección de las reacciones R2 y R3 (Figura 5.8a). El valor promedio de estas intersecciones es de 605 °C y 3.8 Kbars (Tabla 5.4).

Mediante las composiciones de borde de plagioclasa y granate se obtuvieron valores promedio de 546 °C y de 3.7 Kbars en GPT (Tablas 5.4, 5A-anexo y 5B-anexo) y de 550 °C y de 3.7 Kbars en TWQ (Figura 5.8a), los cuales caracterizan las condiciones evolutivas finales de esta asociación mineral en las litofacies de esquistos cuarzo micáceos granatíferos (Tabla 5.4).

1.4.1.3.3. Migmatita estromática (P7)

La asociación mineral Qtz + Ms + Bt + Pl + Grt + Sill (AMC) del paleosoma que integra la litofacies de migmatitas estromáticas, permite evaluar las condiciones de temperatura mediante el geotermómetro Grt-Bt (R2) y la presión a partir de los geobarómetros GBP (R3), GASP (R4), GBSQ (R5) (Tabla 5.4).

Para las composiciones del centro de plagioclasas y granates de la muestra P7, los valores promedio de temperatura obtenidos mediante el geotermómetro Grt-Bt en la planilla GPT fue de 688 °C. Además, en dicha planilla se obtuvieron 6.2 Kbars y 5.8 Kbars de presión para los geobarómetros GBP y GASP respectivamente (Tablas 5.4, 5A-anexo y 5B-anexo). Por otra parte, en el análisis de estas facies con el software TWQ, es posible combinar el geotermómetro Grt-Bt individualmente con los tres geobarómetros GBP, GASP y GBSQ (Figura 5.8). El resultado de temperatura y presión promedio obtenido a partir de la intersección entre las reacciones R2-R3 es de 693 °C y de 5.6 Kbars (Figura 5.8b). La

intersección entre R2-R4 es de 693 °C y de 5.5 Kbars (Figura 5.8c) y de 694 °C y de 5.8 Kbars para R2-R5 (Figura 5.8d).

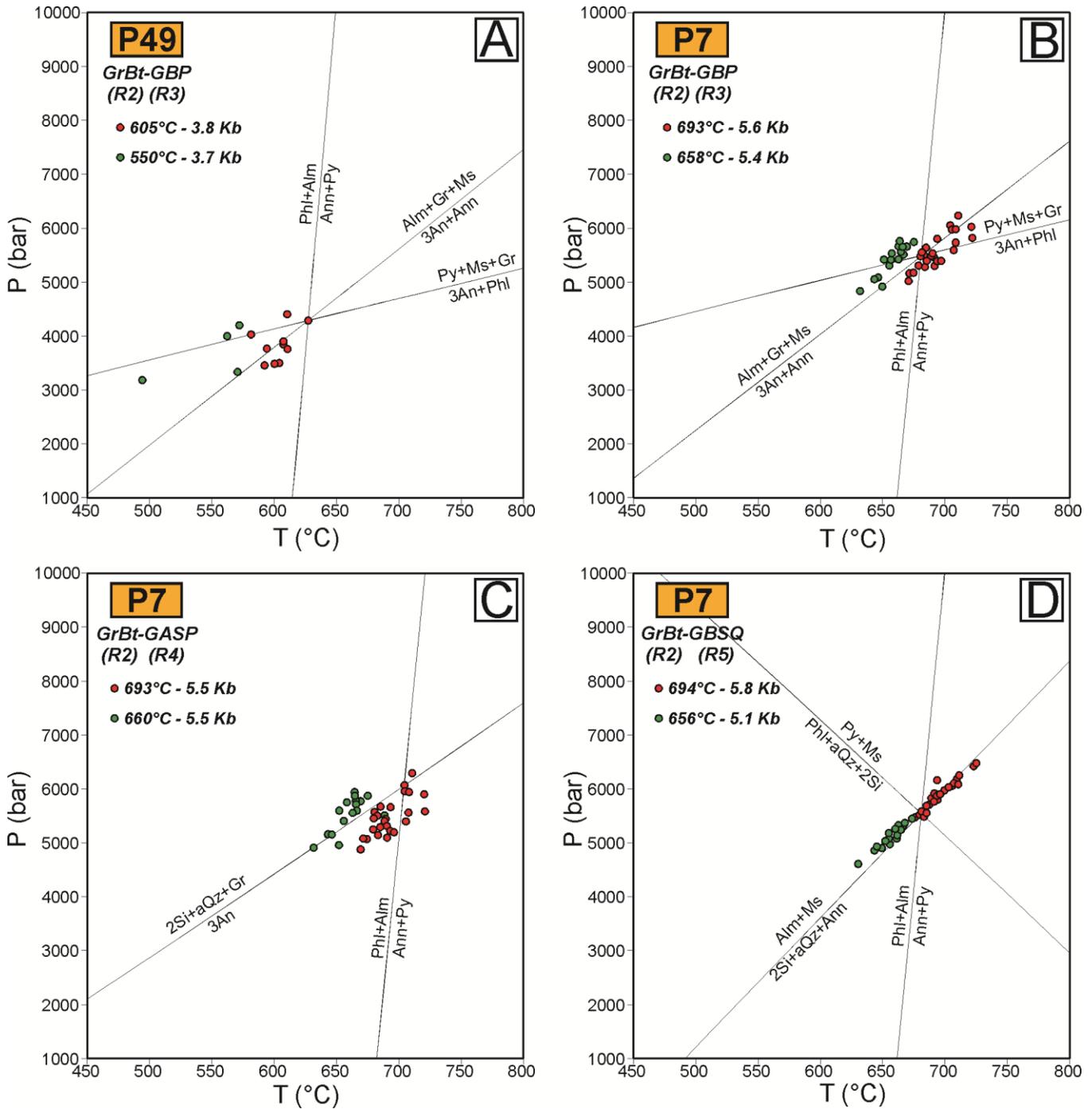


Figura. 5.8: Diagramas P-T de las litofacies de esquistos cuarzo micáceos graníferos (A) y de migmatitas estromáticas (B-C-D) obtenidos en TWQ. Los puntos en rojo corresponden a las intersecciones de las reacciones entre geotermómetros y geobarómetros para las composiciones de núcleo de granates y plagioclasa, mientras que los puntos en verde corresponden a las composiciones de borde de ambos minerales.

En la planilla Excel GPT, las composiciones de borde de plagioclasas y granates de la muestra P7 presentan valores promedio de 641 °C (R2) de temperatura y 5.6 Kbars (R3) y 5.4 Kbars (R4) de presión (Tablas 5.4, 5A-anexo y 5B-anexo). Aplicando las combinaciones de reacciones de geotermobarométricas en TWQ para las composiciones de borde, se obtuvieron valores promedio de temperatura y presión de 658 °C y de 5.4 Kbars para R2-R3 (Figura 5.8b), 660 °C y 5.5 Kb para R2-R4 (Figura 5.8c) y 656 °C y de 5.1 Kbars para R2-R5 (Figura 5.8d) (Tabla 5.4).

Tabla 5.4: Tabla de resultados geotermobarométricos obtenidos con la utilización de la planilla GPT, TWQ y PERPLEX en las litofacies de esquistos cuarzo micáceos (P35) esquistos cuarzo micáceos granatíferos (P49) y en los paleosomas de las migmatitas estromáticas (P7). (ver texto para más detalle).

Muestra	Programa	Geotermómetro Geobarómetro	CENTRO				BORDE			
			Temperatura (°C)		Presión (bares)		Temperatura (°C)		Presión (bares)	
			Promedio	Desv- Est.	Promedio	Desv- Est.	Promedio	Desv- Est.	Promedio	Desv- Est.
P7	TWQ	Gr-Bt-GASP	693	14	5477	353	660	13	5533	319
		Gr-Bt-GBSQ	694	15	5810	394	656	11	5108	219
		Gr-Bt-GBP	693	15	5574	313	658	11	5409	293
	GPT	Gr-Bt	688	18	-	-	641	13	-	-
		GASP	-	-	5848	331	-	-	5440	326
		GBP	-	-	6172	362	-	-	5623	341
	PERPLEX	XMg-XCa (Grt)	690	8	6687	233	655	7	5967	181
P49	TWQ	Gr-Bt-GBP	605	13	3847	327	550	38	3673	499
	GPT	Gr-Bt	644	9	-	-	546	15	-	-
		GBP	-	-	4513	210	-	-	3702	77
	PERPLEX	XMg-XCa (Grt)	658	8	5541	139	601	42	4881	440
P35	GPT	Bt-Ms	517	9	-	-	-	-	-	-
	PERPLEX	XSiBt-XSiMs	470-530		< 4000		-		-	

* Centro y borde hacen referencia a valores de microsonda para granate y plagioclasa.

1.4.2. Pseudosecciones P-T

1.4.2.1. Modelos de actividad y composición de roca total

En esta tesis, además de evaluar las características geotermobarométricas de las muestras P35, P49 y P7 a partir de los resultados de microsonda (sección 1.4.1-Capítulo V), se realizaron pseudosecciones en cada una de ellas, utilizando la composición de la roca total (Tabla 5.5). Estas pseudosecciones fueron modeladas termodinámicamente mediante el paquete de programas informáticos PERPLE_X (Conolly, 1999 – versión de agosto del 2006 descargada de <http://www.perplex.ethz.ch/>). Se utilizó el set de datos termodinámicos de Holland y Powell (1998 y 2002) para minerales y las ecuaciones de estado de Holland y Powell (1991, modelo CORK) para H₂O. Además, se emplearon los siguientes modelos de solución sólida compatibles con este set de datos: Chl (HP) para clorita, TiBio (HP) para biotita, Ep (HP) para epidoto-zoisita, Pheng (HP) para la mica potásica, hCrd para cordierita, Amph (DHP) para anfíbol, Gt (HP) para granate, fsp11 y fsp21 para plagioclasa y feldespato potásico según Fuhrman y Lindsley (1988), St (HP) para estaurolita, Cpx (HP) para clinopiroxeno, Opx (HP) para ortopiroxeno, melt (HP) para el fundido. Además se utilizaron los subprogramas *werami.exe* y *pscontor.exe* correspondiente al paquete del programa PERPLE_X para obtener diversos parámetros químicos en las P-T pseudosecciones realizadas.

Los resultados de composición de roca total en cada una de las muestras fueron simplificados a un sistema de once componentes SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, CaO, MnO, Na₂O, K₂O, TiO₂, O₂ (MnNCKFMASHTO). El contenido de O₂ fue estimado en un 5% de la relación Fe⁺³/Fe⁺² (ver ej. Massone et al., 2012 y Martínez et al., 2017) y el contenido de P₂O₅ fue removido combinado con una reducción de CaO considerando ambos óxidos como formadores de apatita. Los esquistos cuarzo micáceos (P35) y cuarzo micáceos granatíferos

(P49) fueron modelados con 2.6% de H₂O, mientras que se utilizó un 2.0% de H₂O para la pseudosección del paleosoma de las litofacies migmatíticas (P7) (Tabla 5.5). La estimación del contenido de agua fue determinada a partir de los rangos entre 4 y 2% para metasedimentos con biotita y granate y de alrededor de un 2% migmatitas propuestos por Bucher y Grapes (2008).

Tabla 5.5: Composición química de óxidos mayoritarios (en % en peso), en las litofacies de esquistos cuarzo micáceos (P35) esquistos cuarzo micáceos granatíferos (P49) y en los paleosomas de las migmatitas estromáticas (P7). Se detalla además, la simplificación y recálculo al 100% realizada para el modelado en PERPLEX.

Muestra	P35	P35*	P49	P49*	P7	P7*
Óxidos						
SiO ₂	66.58	66.26	66.30	66.20	55.87	56.83
Al ₂ O ₃	14.36	14.29	15.39	15.37	18.76	19.08
Fe ₂ O ₃	6.20	-	5.67	-	13.18	-
FeO	-	5.55	-	5.09	-	12.06
MnO	0.09	0.09	0.06	0.06	0.81	0.82
MgO	2.63	2.62	2.02	2.02	2.73	2.78
CaO	2.66	2.45	2.16	1.96	0.76	0.61
Na ₂ O	2.63	2.62	2.86	2.86	0.70	0.71
K ₂ O	2.73	2.72	3.09	3.09	4.45	4.53
TiO ₂	0.78	0.78	0.74	0.74	0.50	0.51
P ₂ O ₅	0.15	-	0.15	-	0.12	-
O ₂	-	0.03	-	0.03	-	0.07
H ₂ O	-	2.60	-	2.60	-	2.00
Total	92.61	100	98.44	100	97.88	100

* Simplificación y recálculo de los óxidos en cada muestra.

Teniendo en cuenta el sistema empleado (MnNCKFMASHTO) y las reducciones realizadas, las fases presentes en las pseudosecciones son: cuarzo, biotita, muscovita, clorita, anfíbol, epidoto, granate, plagioclasa, feldespato potásico, sillimanita, cianita, andalucita, cordierita, ortopiroxeno y minerales opacos indiferenciados (ilmenita, magnetita y titanita),

agua y fundido. En las secciones siguientes, se mencionaran los resultados obtenidos en cada una de las pseudosecciones previamente mencionadas.

1.4.2.2. Diagramas P-T

1.4.2.2.1. Esquisto cuarzo micáceo (P35)

En la pseudosección de P-T representativa de la litofacies de esquistos cuarzo micáceos (P35), el cuarzo y la plagioclasa son estables en todo el rango de P-T preestablecido (Figura 5.9a). La biotita es estable en gran parte de toda la pseudosección, excepto en los campos de estabilidad localizados en los extremos de alta presión y baja temperatura y el de alta temperatura y baja presión. La muscovita integra las asociaciones minerales que se encuentran a temperaturas moderadas a bajas, presentando una curva de estabilidad de pendiente positiva entre los 555 y 755 °C. A temperaturas menores de 550 °C se encuentran las asociaciones minerales con clorita y epidoto. De manera similar a esta última fase mineral, los campos de estabilidad con anfíbol se encuentran a baja temperatura y alta presión. La curva de estabilidad del granate, es irregular y muestra que las asociaciones minerales sin granate se ubican en el cuadrante de baja presión y temperaturas moderadas a bajas. Por otra parte, el feldespato potásico es estable solo a presiones menores a 3 Kbars y temperaturas entre 550 y 750 °C. Cabe destacar que no existen campos de estabilidad donde los polimorfos de la alúmina sean estables y que la cordierita y el ortopiroxeno estabilizan únicamente en los campos de alta temperatura y baja presión. La curva de fusión a presiones menores a los 3 Kbars presenta una relación inversa de presión y temperatura proyectándose en el rango entre

750 y 670°C, en cambio a partir de los 3 Kbars desarrolla una marcada pendiente subvertical que finaliza a los 665 °C y 10 Kbars.

La asociación mineralógica Qtz + Ms + Bt + Pl + Op ± Chl (AMA) de los esquistos cuarzo micáceo estabilizan a presiones entre 1-4.5 Kbars y temperaturas de 450 – 600 °C. Con el objeto de definir una ventana de P-T más reducida para esta litofacies, se realizaron isopletras de SiO₂ (apfu) en muscovita y biotita que fueron vinculadas con los resultados de microsonda. Mediante estas consideraciones, una posible reducción del área de estabilidad está enmarcada por la curva de estabilidad del granate y los valores de SiO₂ de 2.6 – 2.74 y de 3.04 – 3.07 apfu para biotita y muscovita respectivamente. Esta zona en la pseudosección P-T, restringe el campo de estabilidad de los esquistos cuarzo micáceos a presiones menores a 4 Kbars y temperaturas que varían entre 470 y 530 °C (Tabla 5.4 y Figura 5.9b).

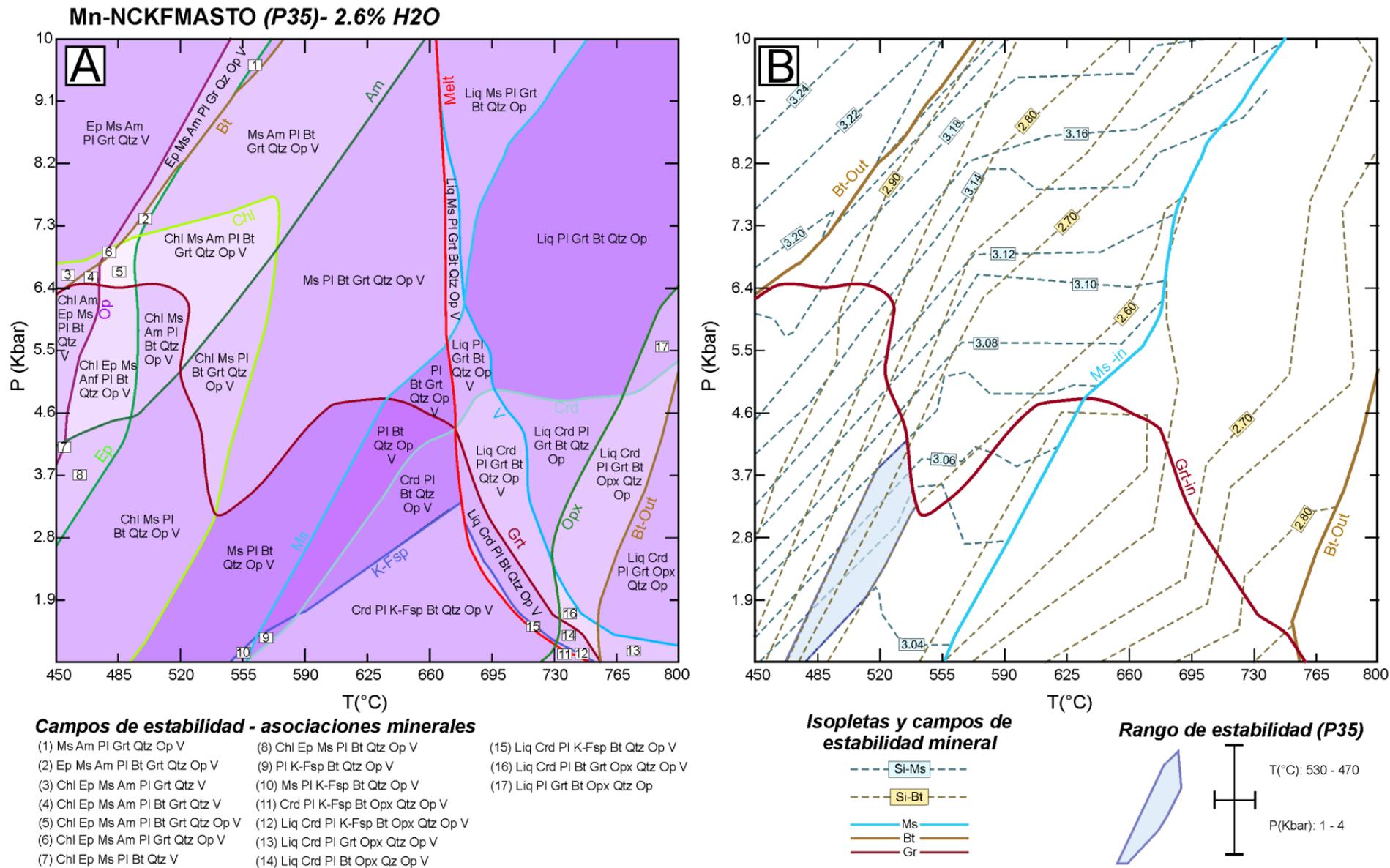


Figura 5.9: Diagramas P-T representativos de la litofacies de esquistos cuarzo micáceos (P₃₅) obtenidos con el software PERPLEX. A) Pseudosección P-T mostrando los campos de estabilidad de las distintas asociaciones minerales. Los colores ascendentes en intensidad de violeta refieren al aumento de grados de libertad que varían de tres a ocho. B) Isopletas de X_{Si} en muscovitas y biotitas de la pseudosección de la muestra P₃₅ donde se diferencia con un polígono celeste el rango de estabilidad de la muestra modelada.

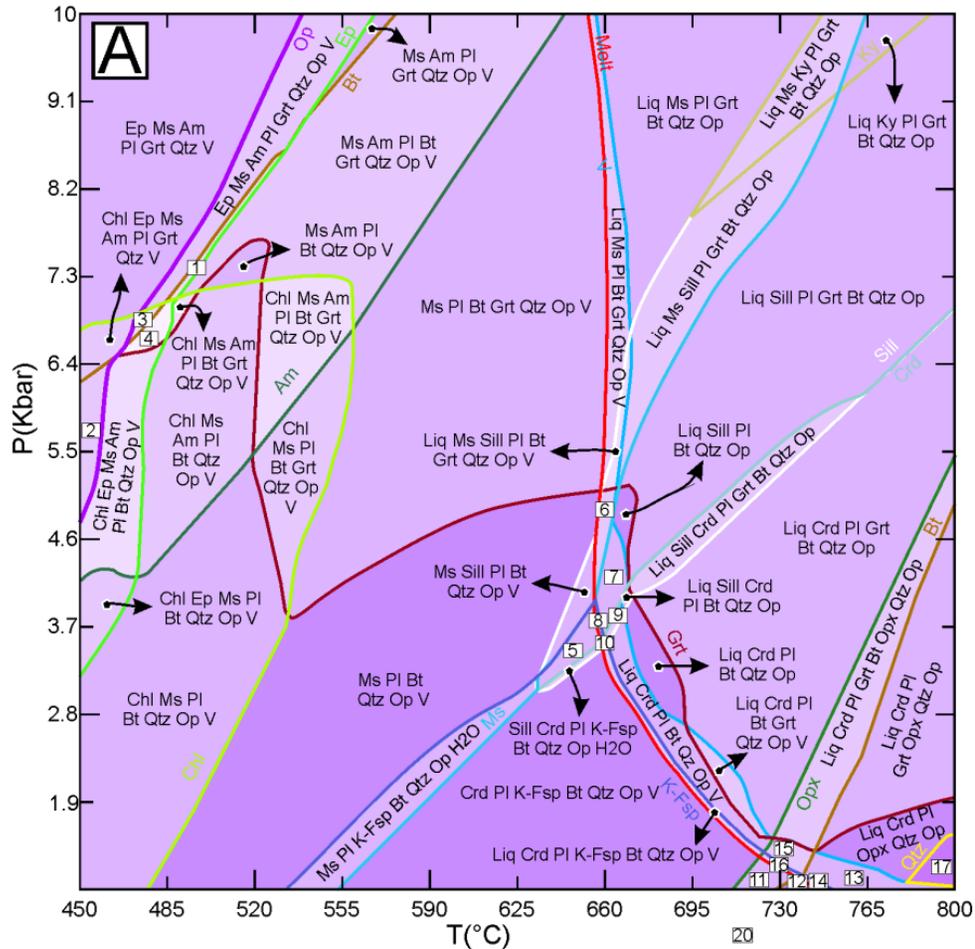
1.4.2.2.2. Esquisto cuarzo micáceo granatífero (P49)

La pseudosección P-T de la litofacies de esquistos cuarzo micáceos granatíferos (Figura 5.10a), presenta una apariencia similar a la correspondiente a los esquistos cuarzo micáceos. La plagioclasa y el cuarzo son estables en toda la ventana de P-T, a excepción en un pequeño campo ubicado a muy alta temperatura y baja presión donde el cuarzo no es estable (asociación mineral 17).

La curva de fusión parcial y las curvas que definen la estabilidad mineral de la biotita, anfíbol, clorita, epidoto, muscovita, feldespato potásico, cordierita, ortopiroxeno y minerales opacos presentan un patrón casi idéntico al de la pseudosección de la muestra P35. Las diferencias más destacadas entre ambos diagramas P-T, es que la muestra P49 presenta polimorfos de la alúmina y numerosos campos con asociaciones minerales no registrados en el modelado de la muestra P35.

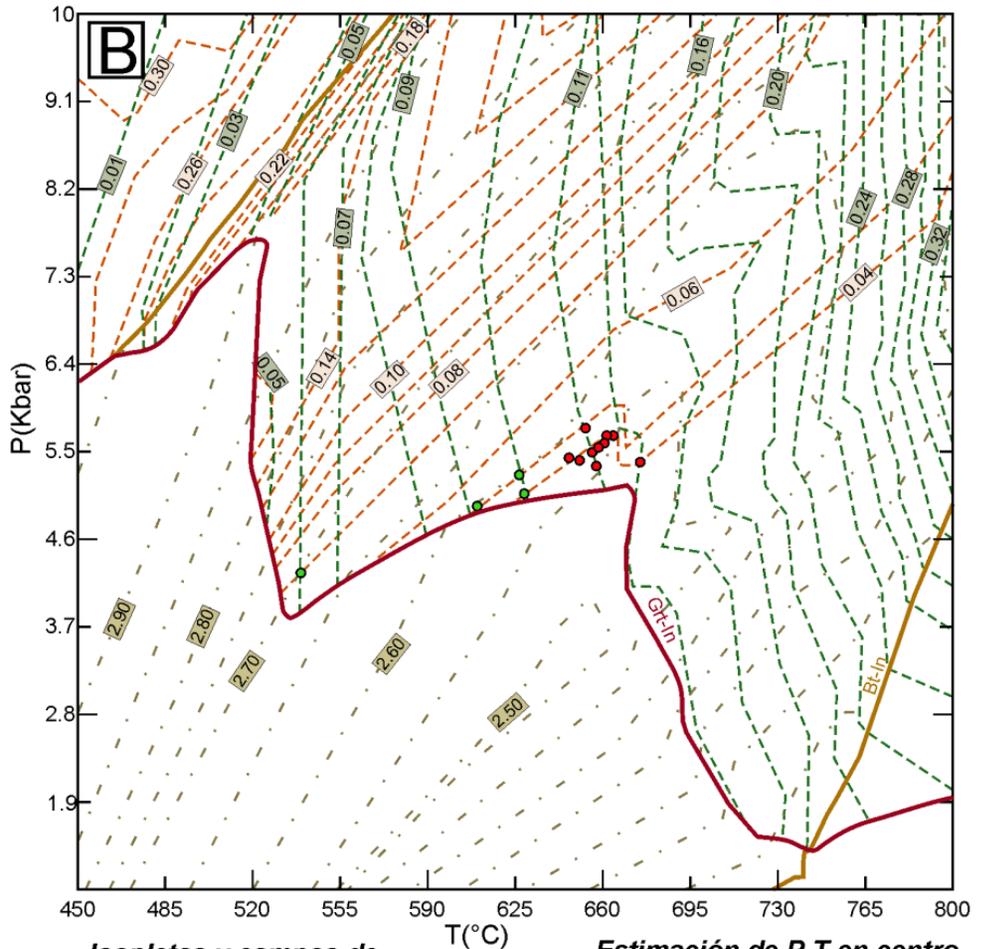
La cianita estabiliza dentro del sector con fusión parcial y sus campos de estabilidad están limitados a altas presiones y temperaturas. En cambio, la sillimanita forma parte de varias asociaciones minerales abarcando un rango de presión y temperatura comparativamente mayor, incluyendo campos de estabilidad sin fundido. En segundo lugar, la aparición de mayor cantidad de campos de estabilidad respecto a la pseudosección de la muestra P35, se debe a la presencia de los polimorfos de la alúmina y al complejo patrón generado por la intersección de las distintas curvas de estabilidad entre los 625 y 730°C a presiones menores a los 5.5 Kbars (Figura 5.10a).

Mn-NCKFMAS (P49)- 2.6% H₂O



Campos de estabilidad - asociaciones minerales

- | | | |
|-------------------------------------|--|---------------------------------------|
| (1) Ep Ms Am Pl Bt Grt Qtz Op V | (8) Liq Sill Pl K-Fsp Bt Qtz Op V | (15) Liq Crd Pl Bt Opx Qtz Op V |
| (2) Chl Ep Ms Am Pl Bt Qtz V | (9) Liq Sill Crd Pl Bt Qtz Op V | (16) Liq Crd Pl K-Fsp Bt Opx Qtz Op V |
| (3) Chl Ep Ms Am Pl Grt Qtz Op V | (10) Liq Sill Crd Pl K-Fsp Bt Qtz Op V | (17) Liq Crd Pl Opx Op |
| (4) Chl Ep Ms Am Pl Bt Grt Qtz Op V | (11) Crd Pl K-Fsp Bt Opx Qtz Op V | |
| (5) Sill Pl K-Fsp Bt Qtz Op V | (12) Crd Pl K-Fsp Opx Qtz Op V | |
| (6) Liq Ms Sill Pl Bt Qtz Op V | (13) Liq Crd Pl Opx Qtz Op V | |
| (7) Liq Sill Pl Bt Qtz Op V | (14) Liq Crd Pl K-Fsp Opx Qtz Op V | |



Isopletas y campos de estabilidad mineral

- Mg-Grt ---
- Ca-Grt ---
- Si-Bt ---
- Bt —
- Gr —

Estimación de P-T en centro y borde de granates

- T: 658 °C
P: 5.5 Kbars
- T: 601 °C
P: 4.9 Kbars

Figura 5.10: Diagramas P-T representativos de la litofacies de esquistos cuarzo micáceos granatíferos (P49) obtenidos con el software PERPLEX. A) Pseudosección P-T mostrando los campos de estabilidad de las distintas asociaciones minerales. Los colores ascendentes en intensidad de violeta refieren al aumento de grados de libertad que varían de tres a ocho. B) Isopletas de XMg y XCa en granate y XSi en biotitas de la pseudosección de la muestra P49 donde se muestra el ploteo de las composiciones de núcleo (puntos rojos) y borde (puntos verdes) en granates.

Las condiciones de presión y temperatura de los esquistos cuarzo micáceos granatíferos, fueron estimadas utilizando isopletras en granates (Figura 5.9b y Tabla 5.4). Desde el punto de vista composicional, el contenido de grosularia aumenta desde valores de XCa de 0.03 hasta 0.3 a medida que aumenta presión y disminuye la temperatura. En cambio, el contenido de piropo está vinculado a las variaciones de temperatura aumentando de XMg 0.01 a los 450 °C hasta XMg de 0.35 a los 800 °C (Figura 5.10b). Por otra parte, el contenido en moles de granate aumenta proporcionalmente con la temperatura y presión.

Al vincular los resultados de microsonda de los granates (Tabla 5.2) con las isopletras de grosularia y piropo, se obtiene que el ploteo de estas composiciones se localice en el campo de estabilidad de la asociación Ms-Pl-Bt-Grt-Qtz-Op. Esta asociación, coincide con la segunda asociación mineralógica de los esquistos cuarzo micáceos granatíferos (AMB). Así mismo, el contenido de granate ~1% es comparable con la baja proporción relativa de este mineral que caracteriza a esta litofacies. Por último, la distribución de los granates en el diagrama P-T coincide con el rango entre 2.7 y 2.55 apfu de XSiO₂ en biotita. Estos valores son comparables con los resultados de microsonda en biotitas obtenidos en la muestra P49 (Tabla 5.2).

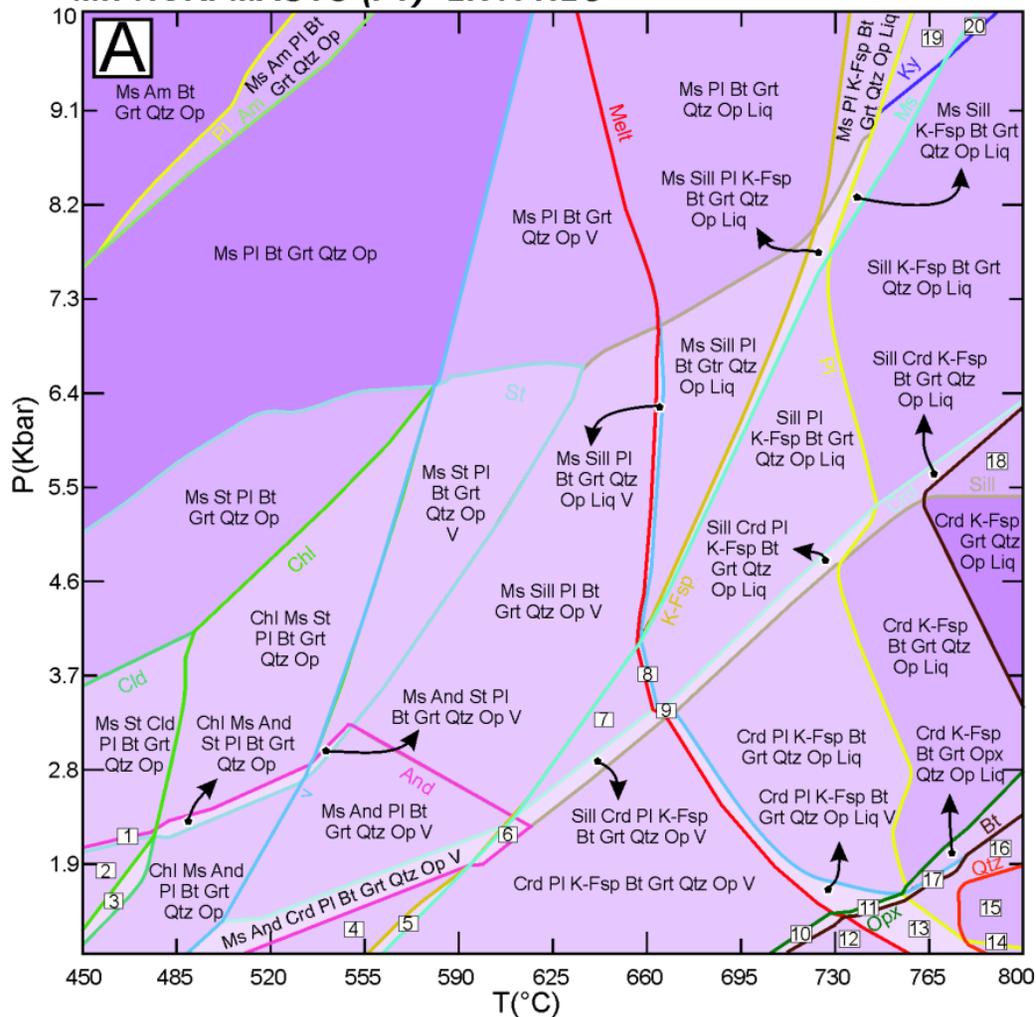
Como fue mencionado previamente, las pequeñas variaciones composicionales que presentan los granates en la muestra P49, permiten interpretar el patrón evolutivo asociado a las condiciones de formación inicial (núcleo) y final (borde). Teniendo en cuenta estas consideraciones, el valor promedio obtenido para las composiciones de centro de los granates es de 658 °C y 5.5 Kbars, mientras que para las de borde fue de 601 °C y 4.9 Kbars (Figura 5.10b y Tabla 5.4).

1.4.2.2.3. Migmatita estromática (P7)

El diagrama P-T correspondiente al paleosoma de las litofacies de migmatitas estromáticas se muestra en la figura 5.11a. En esta gráfica es posible distinguir que el granate y los minerales opacos son estables en todo el rango de P-T escogido. El cuarzo y la biotita también son estables en toda la pseudosección a excepción de algunos campos de estabilidad ubicados a baja presión y alta temperatura. A temperaturas mayores a 730 °C y en las áreas con alta relación P/T, la plagioclasa deja de ser estable. Las curvas de estabilidad de la muscovita y el feldespato potásico son prácticamente idénticas, aunque estos minerales estabilizan en sectores opuestos. Es decir, la mica blanca está presente a temperaturas moderadas a bajas, mientras que el feldespato se encuentra a temperaturas moderadas a altas. La clorita, cloritoide y estaurolita están presentes a bajas presiones y temperaturas. Por último, el anfíbol se estabiliza en el extremo de alta presión y baja temperatura mientras que el ortopiroxeno es estable en el extremo opuesto.

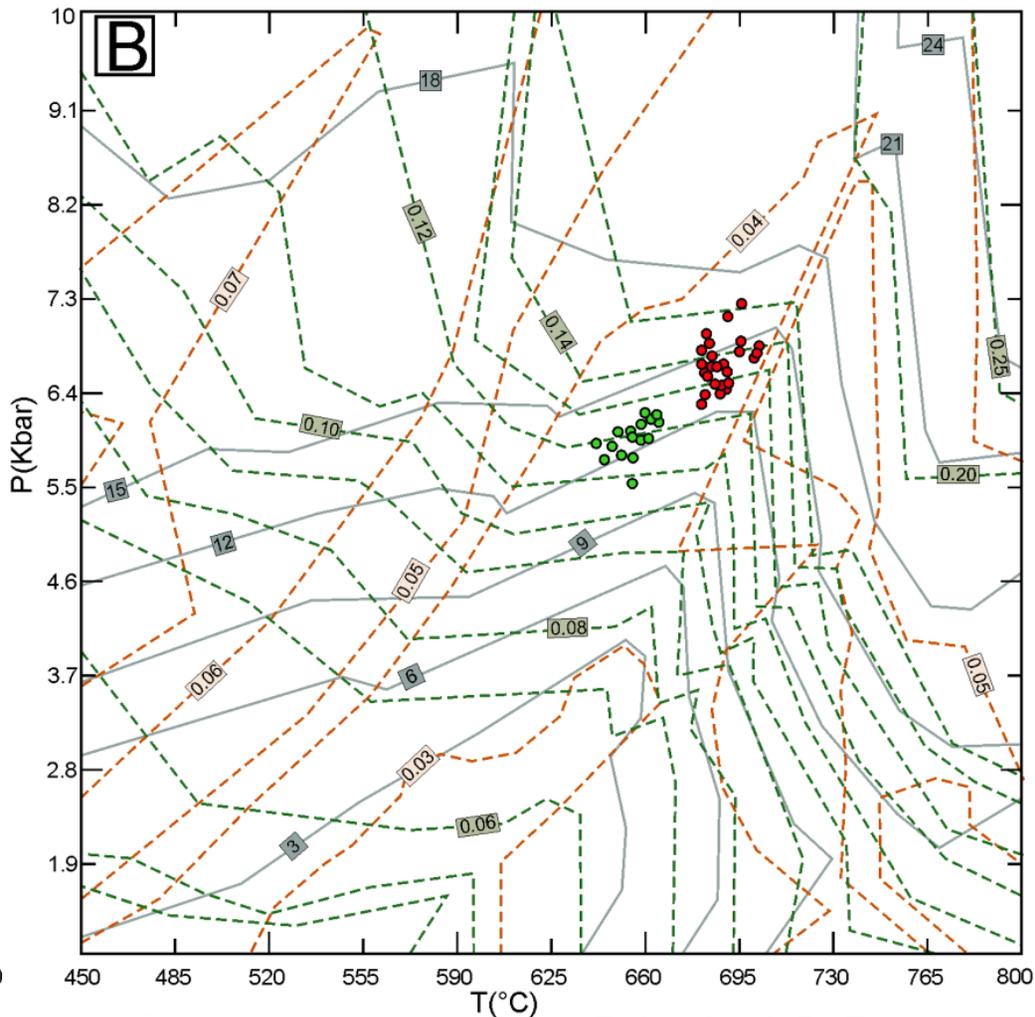
Los tres polimorfos de la alúmina están presentes en el diagrama. La andalucita estabiliza a presiones y temperaturas por debajo de los 625 °C y 3.3 Kbars, mientras que la cianita lo hace en el sector opuesto en los campos 19 y 20 (Figura 5.11a). La sillimanita presenta un campo de estabilidad más extenso que se desarrolla a partir de los 555°C aproximadamente. Por otra parte, la curva de fusión parcial presenta una pendiente negativa que comienza a 755 °C y 1 Kbar y finaliza a 635°C y 10Kbars. Esta curva presenta una temperatura constante ~ 660 °C en una gran parte de la pseudosección que abarca entre 3.3 y 7.3 Kbars.

Mn-NCKFMAS₇₀ (P7)- 2.0% H₂O



Campos de estabilidad - asociaciones minerales

- | | | |
|--------------------------------------|---|--|
| (1) Ms And St Cld PI Bt Grt Qtz Op | (8) Sill PI K-Fsp Bt Grt Qtz Op Liq V | (15) Crd K-Fsp Grt Opx Op Liq V |
| (2) Ms And Cld PI Bt Grt Qtz Op | (9) Sill Crd PI K-Fsp Bt Grt Qtz Op Liq V | (16) Crd K-Fsp Grt Opx Qtz Op Liq V |
| (3) Chl Ms And Cld PI Bt Grt Qtz Op | (10) Crd PI K-Fsp Bt Grt Opx Qtz Op V | (17) Crd K-Fsp Bt Grt Opx Qtz Op Liq V |
| (4) Ms Crd PI Bt Grt Qtz Op V | (11) Crd PI K-Fsp Bt Grt Opx Qtz Op Liq V | (18) Sill Crd K-Fsp Grt Qtz Op Liq |
| (5) Ms Crd PI K-Fsp Bt Grt Qtz Op V | (12) Crd PI K-Fsp Grt Opx Qtz Op V | (19) Ms Ky K-Fsp Bt Grt Qtz Op Liq |
| (6) And Crd PI K-Fsp Bt Grt Qtz Op V | (13) Crd PI K-Fsp Grt Opx Qtz Op Liq V | (20) Ky K-Fsp Bt Grt Qtz Op Liq |
| (7) Sill PI K-Fsp Bt Grt Qtz Op V | (14) Crd PI K-Fsp Grt Opx Op Liq V | |



Isopletas y campos de estabilidad mineral

- Mg-Grt
- Ca-Grt
- Moda-Grt

Estimación de P y T en centro y borde de granates

- T: 690 °C
P: 6.7 Kbars
- T: 655 °C
P: 6.0 Kbars

Figura 5.11: Diagramas P-T representativos de la litofacies de migmatitas estromáticas (P7) obtenidos con el software PERPLEX. A) Pseudosección P-T mostrando los campos de estabilidad de las distintas asociaciones minerales. Los colores ascendentes en intensidad de violeta refieren al aumento de grados de libertad que varían de tres a siete. B) Isopletas de XMg, XCa y de la moda en granate de la pseudosección de la muestra P49 donde se muestra el ploteo de las composiciones de núcleo (puntos rojos) y borde (puntos verdes) en granates.

Al igual que en la muestra P49, en la pseudosección P-T de la muestra P7 se realizaron isoplejas composicionales en granate ($X_{Ca} - X_{Mg}$) para estimar las condiciones de presión y temperatura (Figura 5.11b y Tabla 5.4). La proporción de granate en el diagrama P-T aumenta proporcionalmente a la temperatura y presión desde un 3% hasta un 25%. En este mineral, el contenido de grosularia varía entre un 3 y 8 % aumentando desde presiones bajas y temperaturas moderadas hacia presiones altas y temperaturas bajas. Las proporciones de pirope varían entre un 6 a 30 % aumentando desde presiones y temperaturas bajas hacia presiones y temperaturas altas. El ploteo de los valores composicionales de granate, indican que las condiciones de formación del núcleo de estos minerales fue estable con la asociación mineralógica Ms-Sill-Pl-Bt-Grt-Qtz-Op-Liq (AMC), mientras que el borde presenta condiciones de estabilidad en el campo aledaño sin fundido y fluido libre (Figura 5.10b). Otra de las características distinguibles del ploteo composicional es que está localizado en el rango de porcentaje en moles de granate entre 12-15% comparable con lo observado en sección delgada (ver sección 1.2.2-Capítulo III). Por último, cabe destacar que los valores promedio de presión y temperatura de núcleo y borde son 690 °C - 6.7 Kbars y 655 °C - 6 Kbars respectivamente (Figura 5.11 y Tabla 5.4).

2. Discusión

La combinación de las características estructurales, petrológicas y los resultados geotermobarométricos obtenidos en las secciones previas de este capítulo, permite interpretar una sucesión de eventos evolutivos para el Orógeno Gondwánico en el extremo occidental del Macizo Nordpatagónico (Figura 5.12).

2.1. Eventos evolutivos del orógeno Gondwánico

2.1.1. Primer evento de metamorfismo y deformación (M₁-D₁-S₁)

En el área de estudio, el primer evento tectono-metamórfico (M₁-D₁) es posible vincularlo a la asociación mineral Qtz + Ms + Bt + Pl ± Chl (AMA) que desarrolla la foliación principal S₁. Ambos atributos se encuentran mejor preservados en las litofacies de esquistos y en menor medida en los paleosomas de las migmatitas estromáticas (Tabla 5.3).

González et al. (2003) y posteriormente von Gosen (2009) establecen una orientación similar de la foliación principal en sectores próximos a la localidad de Comallo. Cabe destacar que en ambas contribuciones esta foliación es correlacionada con la foliación S₂ descrita por Cerredo y Lopez de Luchi (1998) para las metasedimentitas ubicadas en Río Chico. Si bien este vínculo establecería que esta foliación penetrativa (S₁) es producto de un segundo evento de deformación (D₂), von Gosen, (2009) menciona que la foliación previa S₁ y el evento de deformación asociado (D₁) solo es reconocible en las metasedimentitas localizadas en Río Chico. Por lo tanto y en coincidencia con lo establecido en el presente esquema evolutivo (Figura 5.12), la foliación principal es la más antigua registrada para el área de estudio.

Desde el punto de vista mineralógico es posible definir a este evento en facies de esquistos verdes dentro de la isógrada de la biotita. Similares interpretaciones fueron realizadas por Cerredo y Lopez de Luchi, (1998) y von Gosen, (2009). Mediante los resultados termobarométricos obtenidos en esta tesis, en la litofacies de esquistos cuarzo micáceos, es posible especular que este evento tectónico-metamórfico alcanzó temperaturas entre los 470-530 °C y un rango de presión menor o igual a los 4 Kbars (Figura 5.9 y Tabla

5.4). Estas condiciones de presión y temperatura puede ser consideradas dentro de los niveles de corteza superior según las estimaciones mencionadas por Bucher y Grapes, 2008. Por otra parte, la extensión de las litofacies que contienen estas características permite suponer que en este rango de presión y temperatura se desarrolló el metamorfismo regional de las metasedimentitas de la Formación Cushamen.

Teniendo en cuenta que la máxima edad máxima de sedimentación es $\sim 369 \pm 8$ Ma, el evento tectono-metamórfico M_1 - D_1 del presente modelo evolutivo, tiene al menos dos posibles eventos regionales a los cuales puede estar vinculado (Figura 5.12). La serie de granitos con edades carbónicas (330 a 300 Ma) registradas en el borde sudoeste del Macizo Nordpatagónico, es el evento tectónico – magmático más antiguo que potencialmente pudo generar el evento de metamorfismo y deformación en las metasedimentitas de la Formación Cushamen. La otra alternativa es que exista un evento tectono-metamórfico temporalmente próximo, al magmatismo pérmico ampliamente desarrollado en la región.

2.1.2. Segundo evento de metamorfismo (M_2)

Las litofacies de esquistos cuarzo micáceos granatíferos y migmatitas estromáticas se distribuyen en las cercanías a los cuerpos ígneos pérmicos correspondientes a la Formación Mamil Choique. Estas litofacies presentan granate y en algunos casos sillimanita como minerales índices indicando un grado metamórfico relativamente mayor a los esquistos micáceos y cuarzo micáceos.

Los cambios mineralógicos y texturales más sobresalientes asociados a este incremento en el grado metamórfico consisten en: (1) Presencia de granates, algunos con

inclusiones de biotitas, cuarzos y muscovitas; (2) Aumento de tamaño de las micas y plagioclasas correspondientes a la asociación mineralógica relíctica (AMA); (3) Pérdida parcial de la esquistosidad penetrativa S_1 fundamentalmente visible en algunas muestras correspondientes a migmatitas con alto contenido de fundido ubicadas sobre el arroyo Comallo.

Desde el punto de vista termodinámico, los resultados obtenidos muestran que existe un incremento en la temperatura ~ 200 °C y en la presión ~ 2 Kbars, al comparar entre los esquistos cuarzo micáceos con los esquistos cuarzo micáceos granatíferos y los paleosomas de las migmatitas estromáticas. Este incremento en el grado metamórfico, permite establecer que los esquistos cuarzo micáceos granatíferos y las migmatitas estromáticas se encuentran en facies de esquistos verdes superior y anfibolita respectivamente.

Teniendo en cuenta la distribución de las litofacies, las modificaciones mineralógicas y texturales y el aumento del grado metamórfico en relación a las restantes litofacies de esquistos, es posible considerar que el segundo evento metamórfico está íntimamente asociado al magmatismo Pérmico. Este vínculo fue reconocido inicialmente en los trabajos regionales realizados por Volkheimer (1964 y 1973). En la zona de tesis, von Gosen (2009) propone la ocurrencia de un metamorfismo estático de alta temperatura coetáneo al emplazamiento de las facies de granodiorita y tonalitas de la Formación Mamil Choique. Un ordenamiento similar de eventos de metamorfismo y magmatismo fue establecido en los afloramientos ubicados en Río Chico y Mamil Choique por Dalla Salda et al., (1994), Cerredo y Lopez de Luchi, (1998) y von Gosen, (2009). Las edades de la Formación Mamil Choique cercanas a los ~ 290 Ma aportadas por Varela et al. (2005) y Gregori et al. (2017) en

afloramientos cercanos al área de estudio, probablemente indique la edad del segundo evento metamórfico (M_2) (Figura 5.12).

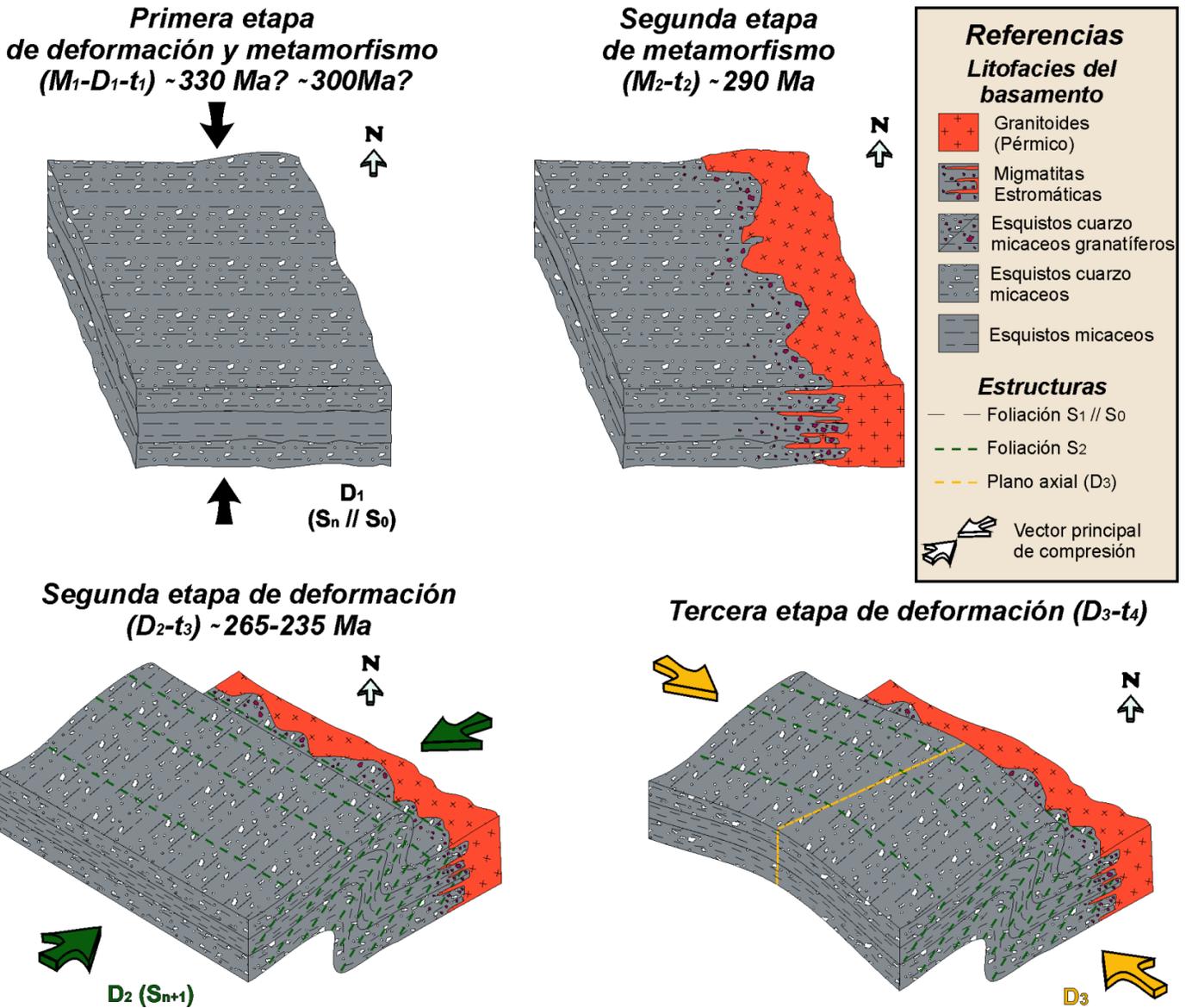


Figura. 5.12: Bloques diagrama representativos de cada una de las etapas correspondientes al modelo evolutivo del orógeno Gondwánico sobre el basamento ígneo metamórfico del Macizo Nordpatagónico occidental.

2.1.3. Segundo evento de deformación (D₂-S₂)

Sobre los afloramientos ubicados al norte de la Ruta Nacional 23, se han interpretado una serie de corrimientos que afectan a los esquistos reorientando la foliación principal en dirección N305°/68°SO (sección 1.1.2-Capítulo V). Esta disposición es similar a los ejes de pliegue identificados localmente en los afloramientos esquistos de esta región (Figura 5.3c). Además, esta disposición es coincidente con la con el plegamiento y foliación de plano axial S₂ identificado en las facies de esquistos micáceos y en la foliación de los granitos (Figuras 5.1, 5.5 y 5.3a).

En el presente modelo evolutivo, se considera que la serie de rasgos estructurales previamente mencionados corresponden al segundo evento de deformación (D₂-S₂) (Figura 5.12). En los siguientes apartados se tratarán los rasgos texturales, mineralógicos y geoquímicos que fueron asociados a esta etapa evolutiva del basamento en estudio.

2.1.3.1. Características texturales del segundo evento de deformación

Los rasgos texturales que definen al segundo evento de deformación son: (1) Foliación de plano axial S₂ constituida por muscovita, biotita y cuarzo que integran las asociaciones mineralógicas AMD y AME en las litofacies de esquistos (Figura 5.6a y Tabla 5.1); (2) Plegamiento reconocible a escala centimétrica en la alternancia de capas (S₀-S₁) en los esquistos y en los planos entre el paleosoma y leucosoma de las migmatitas estromáticas (Figuras 5.3b, 5.3c y 5.6a). Además, en sección delgada se identifica mediante microplegamiento y flexuras en micas correspondientes a la foliación principal S₁ (Figuras

5.6a y 5.6d); (3) Rasgos de deformación intracristalinos en granos de cuarzos relícticos y neoformación de este mineral (Figuras 5.6b y 5.6c).

Una de las características texturales más sobresalientes del segundo evento de deformación es que las asociaciones minerales que define a la foliación de plano axial (AMD y AME), presenta como minerales índice a la muscovita y biotita. Esta característica permite inicialmente considerar que este evento probablemente se originó en facies de esquistos verdes.

2.1.3.1.1. Microtexturas en cuarzo del segundo evento de deformación

Los rasgos de deformación identificados en los granos de cuarzo de las metamorfitas de la Formación Cushamen, están relacionados a procesos de recuperación y recristalización (Figuras 5.6b y 5.6c). Ambos procesos se desarrollan a expensas de las imperfecciones (dislocaciones) originales en la red intracristalina de los granos de cuarzo (Passchier y Trouw, 2005).

En las litofacies metamórficas de la Formación Cushamen se distinguieron subgranos de cuarzos con dislocaciones del subtipo *twistwall*, *tiltwall* y *chessboard* siguiendo la clasificación textural de Passchier y Trouw (2005) (Figuras 5.6b y 5.6c). Este ordenamiento de las dislocaciones en planos regulares es impulsado por el proceso de recuperación que se efectúa durante y posteriormente a los eventos de deformación (Passchier y Trouw, 2005). Cabe destacar, que este fenómeno de recuperación genera la reconfiguración de la red intracristalina mediante la eliminación progresiva del patrón aleatorio que presentaban originalmente las dislocaciones (Passchier y Trouw, 2005).

Por otra parte, los granos de cuarzo neoformados están vinculados a procesos de recristalización y a diferencia de los subgranos presentan bordes bien delimitados (Passchier y Trouw, 2005). En las metamorfitas del área de estudio, estos granos neoformados presentan superficies de contacto intercristalinas lobuladas o aserradas y la extinción entre granos lindantes generalmente no se desarrolla en la misma dirección (ver sección 1 – Capítulo III). Ambas características texturales permiten especular que el proceso de recristalización probablemente fue desarrollado mediante el mecanismo de rotación de subgranos (Hirth y Tullis, 1992; Passchier y Trouw, 2005).

Los rangos de temperatura estimados por Passchier y Trouw (2005) para las distintas características texturales en los granos de cuarzo, permiten inferir las posibles temperaturas en las cuales se desarrolló el segundo evento de deformación en cada una de las litofacies.

En primer término, es posible inferir que los procesos de deformación de mayor temperatura (500 a 700 °C) fueron registrados en las migmatitas estromáticas. La textura en los granos relícticos de cuarzo del subtipo *chessboard*, es diagnóstica de este rango de temperatura. En segundo lugar, el proceso de recristalización asociado al mecanismo de rotación de subgranos es típico de las litofacies de esquistos cuarzo micáceos. Según Hirth y Tullis, (1992), este tipo de recristalización es característico de basamentos en facies de esquistos verdes. Por otra parte, Passchier y Trouw (2005) establecen que este mecanismo de deformación se desarrolla generalmente en el rango entre los 400 y 500 °C aproximadamente. Por último el microplegamiento observados en cuarzos y micas que definen la foliación principal de los esquistos micáceos (Figura 5.6d), probablemente se desarrolló en un contexto próximo a los 300 °C.

2.1.3.2. Trayectoria P-T-t de exhumación

Mediante los resultados termobarométricos obtenidos en los esquistos cuarzo micáceos granatíferos (P49) y en los paleosomas de las migmatitas estromáticas (P7), es posible identificar que el ploteo de los valores composicionales de los bordes de los granates presentan condiciones de presión y temperatura menores respecto a los valores del núcleo (Figuras 5.8, 5.10 y 5.11 - Tabla 5.4). Este patrón evidencia que, posteriormente al segundo evento metamórfico (M_2) asociado a la fusión parcial de las metasedimentitas y el emplazamiento de los cuerpos ígneos graníticos se desarrolló un evento de descompresión y descenso térmico. Es posible considerar que este efecto termodinámico, asociado a las variaciones composicionales entre el núcleo y borde de los granates, probablemente esté asociado al evento de deformación D_2 .

Mediante un análisis integral de las características observadas en campo, los rasgos texturales y los patrones de presión y temperatura que definen al evento de deformación D_2 , es posible establecer que este evento corresponde a la etapa de exhumación en el modelo evolutivo propuesto en el presente trabajo (Figuras 5.12 y 5.13).

Esta etapa de exhumación y retrogradación coincide con el evento de deformación D_3 establecido por von Gosen, (2009) en áreas cercanas a la localidad de Comallo. Además, la orientación regional de las zonas de fallas vinculado a este evento presenta disposiciones similares a las descritas por Giacosa et al. (2004b). Por otra parte, Varela et al. (1999) realizan edades K/Ar en varios granitos localizados entre Comallo y Paso Flores obteniendo edades variables entre 235 ± 8 Ma y 262 ± 7 Ma. En coincidencia con lo postulado por estos autores, se considera que probablemente este intervalo de tiempo corresponda al momento

de descompresión y descenso térmico del basamento ígneo - metamórfico de la región (Figura 5.12).

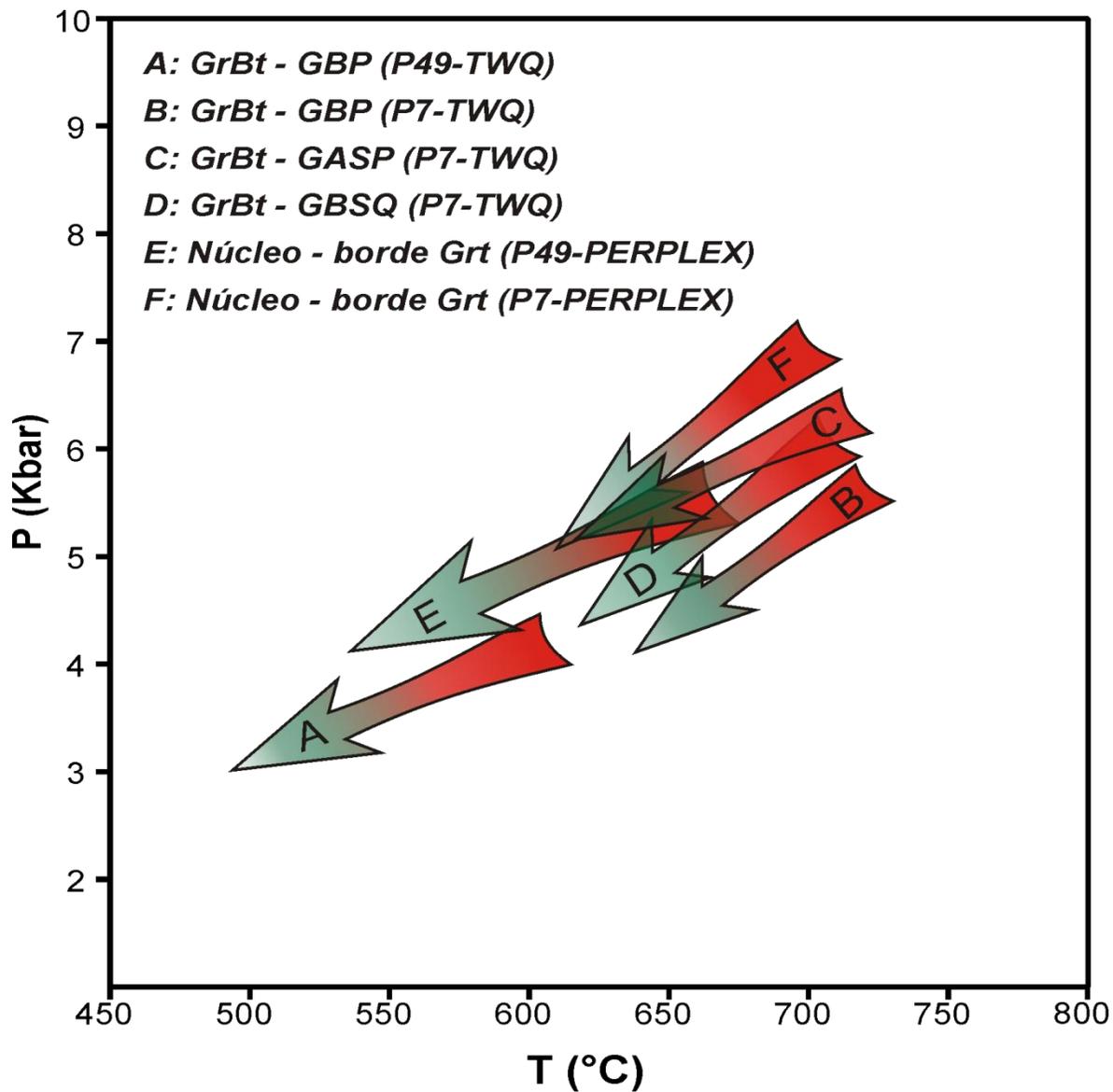


Figura 5.13: Diagrama de P-T que muestra el recorrido de la etapa inicial de exhumación del basamento del Macizo Nordpatagónico en el área de Comallo. Las flechas fueron realizadas a partir de los resultados termodinámicos obtenidos para las composiciones de núcleo (rojo) y borde (verde) en los granates.

2.1.4. Tercer evento de deformación (D₃)

La configuración estructural de las litofacies metamórficas de la Formación Cushamen en el área analizada presenta una serie de características que corresponden al último evento de deformación (D₃). Las variaciones en la orientación de la foliación principal S₁ (N328°/30°SO y N20°/32°NO) que definen pliegues con ejes en dirección aproximadamente N95°/30°SO correspondientes a los afloramientos ubicados en el ferrocarril, es el rasgo estructural más notable que define a este evento de deformación (Figuras 5.2 y 5.12). Estos atributos permiten suponer que el vector principal de compresión que desencadenó al evento D₃, se disponía en dirección ~N 345°. Cabe destacar que el registro de esta dualidad asociada a las dos orientaciones predominantes de la foliación S₁, también fue registrada en los afloramientos ubicados sobre la Ruta Nacional 23 próximos a la localidad de Comallo (Figura 5.3). Por otra parte, es posible asociar esta etapa evolutiva con la última etapa de exhumación del basamento cristalino en la cual posiblemente las biotitas y muscovitas hayan sido retrogradadas a clorita y sericita respectivamente (AMF).

En el modelo evolutivo propuesto por von Gosen (2009), el último evento de deformación fue vinculado a deformación frágil en las localidades Paso Flores y Río Chico. Este evento coincide con la etapa de deformación D₄ propuesta por Cerredo y Lopez de Luchi, (1998) en Río Chico. Estos autores mencionan similares orientaciones en los ejes de pliegue en comparación con los descriptos para el evento de deformación D₃ en la presente tesis doctoral.

CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES

FINALES

(Capítulo VI)

Los estudios realizados en el basamento ígneo - metamórfico expuesto en los alrededores de Comallo (Provincia de Río Negro), permiten establecer una serie de conclusiones relacionadas a las características geológicas de las unidades analizadas y a los procesos evolutivos que se desarrollaron durante el Ciclo Gondwánico.

En primer término, la Formación Cushamen que reúne al conjunto de rocas metamórficas puede ser clasificada en cuatro litofacies teniendo en cuenta las características texturales y mineralógicas. La distribución de las distintas litofacies metamórficas está estrechamente emparentada con la localización de los cuerpos ígneos que integran las formaciones Mamil Choique, Neneo Ruca y Lipetrén.

Las litofacies de esquistos micáceos y esquistos cuarzo micáceos forman secuencias estratificadas en regiones relativamente alejadas del contacto con las unidades ígneas. En cambio, las litofacies de esquistos cuarzo micáceos granatíferos y migmatitas estromáticas afloran en las regiones donde la presencia de cuerpos ígneos se desarrolla con mayor preponderancia.

El análisis de los afloramientos de esquistos micáceos y esquistos cuarzo micáceos permitió el reconocimiento de nueve litofacies correspondientes al protolito sedimentario. Las asociaciones de litofacies sedimentarias distinguidas mediante las relaciones de campo, evidencian un ciclo de sedimentación de origen marino con influencia glaciaria.

Las dataciones isotópicas U/Pb realizadas en los circones detríticos de la Formación Cushamen, muestran que la proveniencia de detritos es preponderantemente proterozoica (52%). En orden decreciente de abundancia, las familias de circones paleozoicos presentan edades ordovícicas (474 ± 6 Ma), cámbricas (425 ± 11 Ma), silúricas (438 ± 6 Ma) y devónicas (369 ± 8 Ma). Esta última familia, representa la edad máxima de sedimentación de la Formación Cushamen en el área de estudio.

El origen glacial del protolito de la Formación Cushamen y su edad máxima de sedimentación, permiten establecer tentativamente algunas correlaciones geocronológicas con unidades del período Carbónico. En las regiones lindantes al Macizo Nordpatagónico occidental, estas unidades corresponden al Grupo Tepuel (Chubut Extra-Andino), Complejos Metamórficos Llanquihue, Bahía Mansa y Trafun (Región de Los Lagos - Chile) y Formación Piedra Santa (Cordillera Patagónica Septentrional).

Las características geoquímicas del área de aporte y la distribución de los depocentros sedimentarios del período Carbónico entre los 39° y 44° de latitud permiten interpretar que la cuenca en la cual evolucionó el ciclo sedimentario de la Formación Cushamen se desarrolló en un ambiente de tras-arco.

Posteriormente a la etapa de sedimentación de la Formación Cushamen en el área de estudio, la reconstrucción evolutiva del basamento ígneo-metamórfico comprende una serie de eventos de deformación, metamorfismo y magmatismo que representan a la orogenia Gondwánica en el ámbito del Macizo Nordpatagónico occidental.

El evento más antiguo (t_1) corresponde con el primer evento de deformación y metamorfismo (M_1 - D_1) en el cual se desarrolló la asociación mineralógica Qtz + Ms + Bt +

Pl + Ms en facies de esquistos verdes (470 - 550 °C; < 4 Kbars) y la foliación principal (S_1/S_0). Existen al menos dos posibilidades respecto al orden temporal de este evento tectono-metamórfico ya que puede estar asociado al evento magmático carbónico que en el ámbito del Macizo Nordpatagónico se inició a los ~330 Ma, o bien podría haber ocurrido en una etapa posterior, próxima al magmatismo pérmico.

Contemporáneamente al emplazamiento de los cuerpos graníticos pérmicos (~ 290 Ma) (t_2) se desarrollaron las litofacies de migmatitas estromáticas en los contactos con los cuerpos intrusivos y las asociaciones mineralógicas con granate en las litofacies de esquistos cuarzo micáceos granatíferos. Este evento registra el clímax térmico del basamento metamórfico en facies de anfibolita alcanzando condiciones de temperatura y presión de aproximadamente 690 °C y 6.5 Kbars.

La etapa inicial de exhumación (t_3) en facies de esquistos verdes representa el segundo evento de deformación y está evidenciada por el desarrollo de una segunda foliación (S_2) definida por la asociación mineralógica Ms + Bt + Qtz. Otro aspecto que fue adjudicado a este evento, corresponde al descenso de temperatura y presión asociado a las composiciones de borde en los granates. Por otra parte, este evento de exhumación generó una serie de rasgos de deformación intractistalinos identificados en los granos de cuarzo. Por último, desde el punto de vista geocronológico, es posible que esta etapa de exhumación haya ocurrido durante límite Pérmico-Triásico (262 – 235 Ma).

La última etapa evolutiva (t_4) corresponde al tercer evento de deformación (D_3). Durante este evento se desarrolló el plegamiento suave de las metamorfitas de la Formación

Cushamen que generó la disposición actual de la foliación principal con dos orientaciones predominantes (N330°/30°SO y N20°/30°NO).

ANEXOS Y REFERENCIAS

(Capítulo VI)

Anexos

Tabla 3A: Composiciones de las plagioclasas en muestras de las litofacies de esquistos micáceos y esquistos cuarzo micáceos a partir del método de Michel Levy.

METODO DE MICHEL - LEVY										
Muestra	Litofacies	Valor central	Angulo horario	Angulo antihorario	Angulo horario final	Angulo antihorario final	Ángulo horario - ángulo antihorario: ¿-6 < A° < 6°?	Angulo promedio	Angulo promedio (total)	Composición de la plagioclasa
P19B	Esquisto micáceo	204	177	228	27	24	-3	25.5	15.875	Andesina (Ab ₆₈ -An ₃₂)
		253	235	267	18	14	-4	16		
		255	237	272	18	17	-1	17.5		
		330	315	345	15	15	0	15		
		222	200	245	22	23	1	22.5		
		291	286	301	5	10	5	7.5		
		284	270	295	14	11	-3	12.5		
		276	266	287	10	11	1	10.5		
P17C	Esquisto micáceo	224	205	238	19	14	-5	16.5	13.875	Oligoclasa (Ab ₇₀ -An ₃₀)
		88	77	103	11	15	4	13		
		29	23	39	6	10	4	8		
		182	171	192	11	10	-1	10.5		
		231	205	258	26	27	1	26.5		
		325	308	338	17	13	-4	15		
		207	195	221	12	14	2	13		
		158	149	166	9	8	-1	8.5		
P17A	Esquisto cuarzo micáceo	209	198	225	11	16	5	13.5	13.1875	Oligoclasa (Ab ₇₁ -An ₂₉)
		248	240	258	8	10	2	9		
		228	210	245	18	17	-1	17.5		
		308	298	321	10	13	3	11.5		
		271	266	278	5	7	2	6		
		183	164	199	19	16	-3	17.5		
		80	64	94	16	14	-2	15		
		48	35	66	13	18	5	15.5		
P35	Esquisto cuarzo micáceo	239	223	254	16	15	-1	15.5	13.8125	Oligoclasa (Ab ₇₀ -An ₃₀)
		173	165	185	8	12	4	10		
		51	37	67	14	16	2	15		
		168	158	181	10	13	3	11.5		
		193	174	204	19	11	-8	15		
		16	0	30	16	14	-2	15		
		61	49	76	12	15	3	13.5		
		166	151	181	15	15	0	15		
P17B	Esquisto cuarzo micáceo	230	223	236	7	6	-1	6.5	15.1875	Andesina (Ab ₆₇ -An ₃₃)
		194	177	214	17	20	3	18.5		
		51	37	67	14	16	2	15		
		149	127	167	22	18	-4	20		
		74	57	89	17	15	-2	16		
		169	159	184	10	15	5	12.5		
		156	138	173	18	17	-1	17.5		
		242	228	259	14	17	3	15.5		

Tabla 3B: Composiciones de las plagioclasas en muestras de las litofacies de y esquistos cuarzo micáceos granatíferos y migmatitas estromáticas a partir del método de Michel Levy.

METODO DE MICHEL - LEVY										
Muestra	Litofacies	Valor central	Angulo horario	Angulo anti-horario	Angulo horario final	Angulo antihorario final	Diferencia angulo horario y anti-horario	Angulo promedio	Angulo promedio (total)	Composición de la plagioclasa
P49	Esquisto cuarzo micaceo granatífero	182	173	194	9	12	3	10.5	15.875	Andesina (Ab ₆₆ - An ₃₄)
		315	303	330	12	15	3	13.5		
		190	181	199	9	9	0	9		
		115	106	129	9	14	5	11.5		
		268	244	293	24	25	1	24.5		
		134	118	150	16	16	0	16		
		176	153	195	23	19	-4	21		
Pc44D	Esquisto cuarzo micaceo granatífero	70	46	88	24	18	-6	21	16.25	Andesina (Ab ₆₅ - An ₃₅)
		176	162	190	14	14	0	14		
		181	167	200	14	19	5	16.5		
		203	180	220	23	17	-6	20		
		258	248	268	10	10	0	10		
		247	222	270	25	23	-2	24		
		81	56	105	25	24	-1	24.5		
Pc84	Esquisto cuarzo micaceo granatífero	85	76	96	9	11	2	10	15.5625	Andesina (Ab ₆₇ - An ₃₃)
		278	268	290	10	12	2	11		
		309	294	326	15	17	2	16		
		111	98	126	13	15	2	14		
		262	249	279	13	17	4	15		
		324	307	338	17	14	-3	15.5		
		316	296	336	20	20	0	20		
P46B	Paleosoma - migmatita estromática	109	94	123	15	14	-1	14.5	13.625	Oligoclasa (Ab ₇₀ -An ₃₀)
		62	50	78	12	16	4	14		
		347	331	362	16	15	-1	15.5		
		17	9	27	8	10	2	9		
		116	104	123	12	7	-5	9.5		
		30	21	39	9	9	0	9		
		330	322	344	8	14	6	11		
P46A	Leucosoma - migmatita estromática	287	253	316	34	29	-5	31.5	13.375	Oligoclasa (Ab ₇₀ -An ₃₀)
		191	180	208	11	17	6	14		
		177	163	185	14	8	-6	11		
		189	175	203	14	14	0	14		
		83	71	97	12	14	2	13		
		33	25	45	8	12	4	10		
		20	11	28	9	8	-1	8.5		
P7	Paleosoma - migmatita estromática	15	7	23	8	8	0	8	13.3333	Oligoclasa (Ab ₇₁ -An ₂₉)
		111	103	124	8	13	5	10.5		
		280	258	297	22	17	-5	19.5		
		181	163	195	18	14	-4	16		
		170	150	193	20	23	3	21.5		
		81	70	95	11	14	3	12.5		
		79	71	87	8	8	0	8		
P7	Paleosoma - migmatita estromática	83	72	90	11	7	-4	9	13.3333	Oligoclasa (Ab ₇₁ -An ₂₉)
		25	11	37	14	12	-2	13		
		45	20	74	25	29	4	27		
		137	124	145	13	8	-5	10.5		

Tabla 4A: Clasificación de litofacies sedimentarias de Eyles et al. (1983).

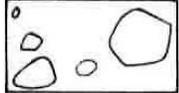
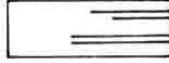
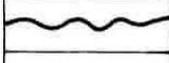
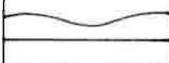
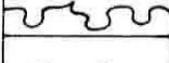
FACIES CODE	SYMBOLS
<p>Diamict, D :</p> <p>Dm : matrix supported</p> <p>Dc : clast supported</p> <p>D-m : massive</p> <p>D-s : stratified</p> <p>D-g : graded</p> <p>Genetic interpretation, () :</p> <p>D--(r): resedimented</p> <p>D--(c): current reworked</p> <p>D--(s): sheared</p>	 <p style="text-align: center;">OR</p> <p style="text-align: center;">with size of symbol proportional to clast size</p>   <p style="text-align: right;">stratified</p>  <p style="text-align: right;">sheared</p>  <p style="text-align: right;">jointed</p>  <p style="text-align: right;">Gravel</p>  <p style="text-align: right;">Sand</p>  <p style="text-align: right;">Laminations (spacing prop. to thickness)</p> <ul style="list-style-type: none"> - with silt and clay clasts - with dropstones - with loading structures
<p>Sands, S :</p> <p>Sr : rippled</p> <p>St : trough cross-bedded</p> <p>Sh : horizontal lamination</p> <p>Sm : massive</p> <p>Sg : graded</p> <p>Sd : soft sediment deformation</p>	<p>Contacts:</p>  <p style="text-align: right;">Erosional</p>  <p style="text-align: right;">Conformable</p>  <p style="text-align: right;">Loaded</p>  <p style="text-align: right;">Interbedded</p>
<p>Fine-grained (mud), F :</p> <p>F1 : laminated</p> <p>Fm : massive</p> <p>F-d : with dropstones</p>	

Tabla 4B: Referencias de tamaño de grano empleado en la clasificación de las litofacies del protolito sedimentario de la Formación Cushamen en el área de estudio (Wentworth, 1922).

Millimeters	μm	Phi (ϕ)	Wentworth size class	
4096		-20	Boulder (-8 to -12 ϕ)	Gravel
1024		-12		
256		-10		
64		-8	Pebble (-6 to -8 ϕ)	
16		-6	Pebble (-2 to -6 ϕ)	
4		-4		
3.36		-2	Gravel	
2.83		-1.75		
2.38		-1.50		
2.00		-1.25		
1.68		-1.00		
1.41		-0.75		
1.19		-0.50	Very coarse sand	
1.00		-0.25		
0.84		-0.00	Coarse sand	
0.71		0.25		
0.59		0.50		
1/2		0.75		
0.42	500	1.00		
0.35	420	1.25	Medium sand	Sand
0.30	350	1.50		
1/4	300	1.75		
0.25	250	2.00	Fine sand	
0.210	210	2.25		
0.177	177	2.50		
0.149	149	2.75		
1/8	125	3.00	Very fine sand	
0.105	105	3.25		
0.088	88	3.50		
0.074	74	3.75	Coarse silt	
1/16	63	4.00		
0.0530	53	4.25		
0.0440	44	4.50		
0.0370	37	4.75	Medium silt	
1/32	31	5		
0.0156	15.6	6	Fine silt	
1/128	7.8	7		
0.0078	7.8	7	Very fine silt	
1/256	3.9	8		
0.0020	2.0	9	Clay	Mud
0.00098	0.98	10		
0.00049	0.49	11		
0.00024	0.24	12		
0.00012	0.12	13		
0.00006	0.06	14		

Tabla 4D: Resultados geoquímicos de óxidos mayoritarios de las metasedimentitas de la Formación Cushamen en Rfo Chico según Cagnoni et al. (1997) (primera parte).

Formación Cushamen - Río Chico (Cagnoni et al., 1997)						
Óxido	CM93/73	CM93/74	CM93/75	CM93/76	CM93/77	CM93/78
SiO2	69.26	67.40	67.86	69.13	67.45	69.27
Al2O3	14.73	15.14	14.38	15.45	14.33	14.22
Fe2O3	5.30	5.98	5.41	4.55	4.44	5.30
MgO	1.95	2.57	2.29	1.96	1.96	2.22
CaO	2.68	2.75	3.19	3.11	2.83	2.74
Na2O	3.08	2.99	3.10	2.56	2.61	2.40
K2O	2.08	2.16	2.78	2.48	5.63	2.93
TiO2	0.71	0.73	0.69	0.57	0.57	0.66
P2O5	0.19	0.25	0.25	0.15	0.16	0.20
MnO	0.04	0.03	0.06	0.04	0.03	0.04
Cr2O3	-	-	-	-	-	-
H2O	1.00	0.99	0.99	1.01	0.99	0.99
Total	100.02	100.00	100.01	100.00	100.01	99.98

Tabla 4D': Resultados geoquímicos de óxidos mayoritarios de las metasedimentitas de la Formación Cushamen en Rfo Chico según Cagnoni et al. (1997) (segunda parte).

Formación Cushamen - Río Chico (Cagnoni et al., 1997)						
Óxido	CM93/79	CM93/104	CM93/106	CM93/123	CM93/001	CM93/100
SiO2	72.22	61.24	65.44	62.48	60.62	59.87
Al2O3	15.16	17.75	16.98	18.16	20.22	19.12
Fe2O3	2.58	5.28	4.86	5.41	8.28	7.26
MgO	1.10	2.79	2.04	2.38	3.25	4.46
CaO	2.28	5.94	3.41	5.78	0.63	1.82
Na2O	2.93	3.93	4.26	2.76	0.64	1.82
K2O	3.29	1.79	1.90	1.79	5.05	4.45
TiO2	0.31	0.95	0.87	0.93	1.15	1.03
P2O5	0.11	0.24	0.19	0.24	0.19	0.23
MnO	0.02	0.08	0.06	0.07	0.02	0.06
Cr2O3	-	-	-	-	-	-
H2O	1.00	0.96	1.00	1.00	1.00	0.98
Total	100.00	99.99	100.01	100.00	100.05	100.12

Tabla 4E: Resultados geoquímicos de óxidos mayoritarios de las metasedimentitas de la Formación Cushamen en Río Chico según Cerredo et al. (1997).

Formación Cushamen - Río Chico (Cerredo et al., 1997)					
Óxido	RC1	RC7	RC2	RC5	RC6
SiO2	61.65	58.92	65.49	65.91	64.20
Al2O3	17.71	18.41	14.73	14.53	15.65
Fe2O3	6.80	6.83	5.45	5.50	6.15
MgO	2.64	3.17	2.66	2.75	3.00
CaO	1.34	2.73	2.38	3.03	3.02
Na2O	2.04	2.62	2.78	2.56	2.77
K2O	3.74	3.35	2.92	2.47	2.35
TiO2	0.87	1.02	0.83	0.85	0.03
P2O5	0.19	0.16	0.12	0.11	0.17
MnO	0.09	0.08	0.06	0.09	0.07
Cr2O3	-	-	-	-	-
H2O	1.67	2.73	2.18	1.51	1.62
Total	97.07	97.29	97.42	97.80	97.41

Tabla 5A: Geotermómetros calculados con la planilla Excel GPT de Reche y Martínez, 1996 para las muestras representativas de esquistos cuarzo micáceos granatíferos (P49) y en los paleosomas de las litofacies de migmatitas estromáticas (P7).

Muestra Geotermómetro	P49		P7	
	Centro	Borde	Centro	Borde
Granate-Biotita (Grt-Bt)				
Thompson (1976)	649	545	699	648
Ferry y Spear (1978)	645	521	710	647
Lavrent´eva y Perchuk (1981)	636	565	669	636
Hodges y Spear (1982)	661	540	725	662
Ganguly y Saxena (1984)a	644	550	674	634
Ganguly y Saxena (1984)b	634	541	665	625
Perchuk et al., (1985)	636	563	671	632
<i>Promedio (°C)</i>	644	546	688	641
<i>Desviación estándar (°C)</i>	9	15	18	13

Tabla 5B: Geobarómetros calculados con la planilla Excel GPT de Reche y Martínez, 1996 para las muestras representativas de esquistos cuarzo micáceos granatíferos (P49) y de los paleosomas de las litofacies de migmatitas estromáticas (P7).

<i>Muestra Geobarómetros</i>	<i>P49</i>		<i>P7</i>	
	<i>Centro</i>	<i>Borde</i>	<i>Centro</i>	<i>Borde</i>
Granate-Biotita-Plagioclasa (GBP)				
Hoisch (1990)a	4662	3756	6322	5748
Hoisch (1990)b	4365	3647	6021	5499
<i>Promedio (bar)</i>	4513	3702	6172	5623
<i>Desviación estándar (bar)</i>	210	77	362	341
Grt-Sill-Qtz-Pl (GASP)				
Hodges y Crowley (1985)	-	-	5649	5233
Koziol y Newton (1988)	-	-	6048	5647
<i>Promedio (bar)</i>	-	-	5848	5440
<i>Desviación estándar (bar)</i>	-	-	331	326

Referencias

Aitchison, J. C., Bradshaw, M. A., Newman, J. 1988. Lithofacies and origin of the buckeye formation: Late Paleozoic glacial and glaciomarine sediments, Ohio range, transantarctic mountains, Antarctica. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 64(1), 93-104.

Basei, M. A. S., Varela, R., Sato, A. M., Siga Jr, O., Llambías, E. J. 2002. Geocronología sobre rocas del Complejo Yaminué, Macizo Norpatagónico, Río Negro, Argentina. In *Actas 15 Congreso Geológico Argentino (Vol. 3, pp. 117-122)*.

Berman, R. G. 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of petrology*, 29(2), 445-522.

Berman, R. G. 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations; a new technique, with petrological applications. *The Canadian Mineralogist*, 29(4), 833-855.

Berman, R. G., y Aranovich, L. Y. 1996. Optimized standard state and solution properties of minerals. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126(1-2), 1-24.

Berman, R. G., Aranovich, L. Y., Rancourt, D. G., y Mercier, P. H. J. 2007. Reversed phase equilibrium constraints on the stability of Mg-Fe-Al biotite. *American Mineralogist*, 92(1), 139-150.

Bhatia, M.R., 1983, Plate tectonics and geochemical composition of sandstone: *Journal of Geology*, 91(6), 611-627.

Blatt, H., Middleton, G., Murray, R., 1980, *Origin of Sedimentary Rocks*: Prentice-Hall, New Jersey

Brodzikowski, K., Van Loon, A. J. 1987. A systematic classification of glacial and periglacial environments, facies and deposits. *Earth-Science Reviews*, 24(5), 297-381.

Bucher, K., y Grapes, R. 2011. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Science & Business Media. 428p.

Cagnoni, M. C., Linares, E., Haller, M. J., Ostera, H. A. 1997. Caracterización geoquímica de la Formación Cushamen en el área de Río Chico, provincia de Río Negro, Argentina. Proveniencia y marco tectónico. In Congreso Geológico Chileno (8), Actas (Vol. 2, pp. 1229-1235).

Caminos, R. y Llambías, E. J. 1984. El basamento cristalino. In V. A. Ramos (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro*. Buenos Aires, 9th Congreso Geológico Argentino, Relatorio (pp. 37-63).

Carrizo, H. A., y Azcuy, C. L. 2000. New paleobotanical evidence from the Valle Chico Formation (Lower Carboniferous), Chubut Province, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(3), 211-215.

Cerrodo, M.E. 1997. The metamorphism of Cushamen formation, Río Chico area. North Patagonian Massif. Argentina. 8th Congreso. Geológico Chileno, Antofagasta, Actas 2, pp. 1236–1240.

Cerrodo, M. E., López de Luchi, M. G. 1998. Mamil Choique Granitoids, southwestern North Patagonian Massif, Argentina: magmatism and metamorphism associated with a polyphasic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(5), 499-515.

Cerrodo, M. E., López de Luchi, M. G. 1999. Metavolcanic rocks within the metamorphic series of Cushamen Formation, North Patagonian Massif. In Congreso Geológico Argentino (14), Actas (Vol. 2, pp. 137-139).

Chatterjee, N. D. and Froese, E. 1975. A thermodynamic study of the pseudobinary join muscovite-paragonite in the system $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 60(11-12), 985-993.

Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., Fan, J. X. 2013 The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36: 199-204.

Coira, B., Nullo, F., Proserpio, C., Ramos, V. A. 1975. Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (Provincias de Río Negro y Chubut), República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30(4), 361-383.

Conolly, J. 1990. Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Sciences* 290, 666-718.

Cucchi, R. J. 1980. La Formación Esquel: nueva interpretación estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(2), 167-173.

Dalla Salda, L. H., Varela, R., Cingolani, C., Aragón, E. 1994. The Rio Chico Paleozoic crystalline complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(3), 377-386.

Deckart, K., Hervé Allamand, F., Fanning, M., Ramírez, V., Calderón, M., & Godoy, E. (2014). U-Pb geochronology and Hf-O isotopes of zircons from the Pennsylvanian Coastal Batholith, south-central Chile.

Digregorio, J. H. y Uliana, M.A. 1980. Cuenca Neuquina. *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias Córdoba*. 2, 985-1032.

Duhart, P., Haller, M.J., Hervé, F. 2002. Diamictitas como parte del protolito de las metamorfitas de la Formación Cushamen en Río Chico, provincias de Río Negro y Chubut, Argentina. In *Congreso Geológico Argentino (No. 15, pp. 97-100)*.

Duhart, P., Cardona, A., Valencia, V., Muñoz, J., Quiroz, D., Hervé, F. 2009. Evidencias de basamento Devónico, Chile centro-sur [41–44S]. In Congreso Geológico Chileno, 12th (Santiago), Abstracts (pp. S8-009).

Eyles, N., Eyles, C. H., Miall, A. D. 1983. Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, 30(3), 393-410.

Eyles, C. H., Eyles, N., Miall, A. D. 1985. Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51(1), 15-84.

Ferry, J. T., & Spear, F. S. 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to mineralogy and petrology*, 66 (2), 113-117.

Feruglio, E. 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Tomos I, II y III. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 349 p., Buenos Aires.

Flint, R. F., Sanders, J. E., & Rodgers, J. (1960). Diamictite, a substitute term for symmictite. *Geological Society of America Bulletin*, 71(12), 1809-1810.

Forsythe, R. 1982. The late Palaeozoic to early Mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation. *Journal of the Geological Society*, 139 (6), 671-682.

Frakes, L. A. y Crowell, J. C. 1969. Late Paleozoic glaciation: I, South America. *Geological Society of America Bulletin*, 80(6), 1007-1042.

Franzese, J. R. 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico neopaleozoico del Gondwana suroccidental. *Andean Geology*, 22(2), 193-202.

Fuhrman, M. L., y Lindsley, D. H. 1988. Ternary - feldspar modeling and thermometry. *American mineralogist*, 73 (3-4), 201-215.

Galli, C. A., 1969. Descripción geológica de la Hoja 38c, Piedra del Águila, Provincias del Neuquén y de Río Negro. Servicio Nacional Minero Geológico. Boletín 111, 67 pp., Buenos Aires.

Gamundi, L. 1980. La Formación Esquel, litología y estructura. Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(2), 187-194.

Ganguly, J., and Saxena, S. K. 1984. Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. *American mineralogist*, 69 (1-2), 88-97.

Ghienne, J. F. 2003. Late Ordovician sedimentary environments, glacial cycles, and post-glacial transgression in the Taoudeni Basin, West Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 189(3), 117-145.

Giacosa, R. E. y Heredia Carballo, N. 2001. Hoja Geológica 4172-IV San Carlos de Bariloche.

Giacosa, R., Márquez, M., Nillni, A., Fernández, M., Fracchia, D., Parisi, C., y Sciutto, J. 2004a. Litología y estructura del basamento ígneo-metamórfico del borde SO del Macizo Nordpatagónico al oeste del río Chico, (Cushamen, Chubut, 42° 10' S-70° 30' O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(4), 569-577.

Giacosa, R. E. y Heredia, C. 2004b. Structure of the North Patagonian thick-skinned fold-and-thrust belt, southern central Andes, Argentina (41–42 S). *Journal of South American Earth Sciences*, 18 (1), 61-72.

González, C. R. 1972. La Formación Las Salinas, Paleozoico superior de Chubut (República Argentina). Parte I. Estratigrafía, facies y ambientes de sedimentación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27(1), 95-115.

González Bonorino, G., Rafine, G., Vega, V., Guerin, D. 1988. Ambientes de la plataforma nerítica dominada por tormentas en la sección glaciogénica del Grupo Tepuel, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (2), 239-252.

González Bonorino, F., González Bonorino, G. 1988. La base del Grupo Tepuel en las cercanías de Esquel, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (4), 518-528.

González Bonorino, G. 1991. Late Paleozoic orogeny in the northwestern Gondwana continental margin, western Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 4(1-2), 131-144.

González Bonorino, G. 1992. Carboniferous glaciation in Gondwana. Evidence for grounded marine ice and continental glaciation in southwestern Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 91(3), 363-375.

González, C. R., Taboada, A. C., Díaz Saravia, P., Aredes, M. A. 1995. El Carbónico del sector noroccidental de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (14), 40-46.

González, P. D., Poiré, D., 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(1), 35-44.

González, P., Coluccia, A., Franchi, M. 2003. Hoja 4169-III Ingeniero Jacobacci. Carta Geológica de la República Argentina, escala 1, 250.000.

González, P. D., Sato, A. M., Naipauer, M., Varela, R., Basei, M., Sato, K. y Dorado, A. C. (2018). Patagonia-Antarctica Early Paleozoic conjugate margins: Cambrian synsedimentary

silicic magmatism, U-Pb dating of K-bentonites, and related volcanogenic rocks. *Gondwana Research*, 63, 186-225.

Greco, G. A., González, S. N., Sato, A. M., González, P. D., Basei, M. A., Llambías, E. J., & Varela, R. (2017). The Nahuel Niyeu basin: a Cambrian forearc basin in the eastern North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 111-136.

Gregori, D. A., Kostadinoff, J., Strazzere, L., & Raniolo, A. 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research*, 14 (3), 429-450.

Gregori, D. A., Barros, M., Marcos, P., Benedini, L., Strazzere, L., 2017. Episodic Gondwana deformation in the western and northern part of Northpatagonian Massif, Argentina. XX Congreso Geológico Argentino.

Guidotti, C V. 1984. Micas in metamorphic rocks. In *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 13, 357-468.

Hart, J. K. y Boulton, G. S. 1991. The interrelation of glaciotectonic and glaciodepositional processes within the glacial environment. *Quaternary Science Reviews*, 10(4), 335-350.

Hart, J. K., Roberts, D. H. 1994. Criteria to distinguish between subglacial glaciotectonic and glaciomarine sedimentation, I. Deformation styles and sedimentology. *Sedimentary Geology*, 91(1), 191-213.

Herron, M.M., 1988, Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data: *Journal of Sedimentary Petrology*, 58(5), 820-829.

Hervé, F., Haller, M. J., Duhart, P., Fanning, C. M. 2005. SHRIMP U–Pb ages of detrital zircons from Cushamen and Esquel Formations, North Patagonian Massif, Argentina:

geological implications. In XVI. Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas (pp. 309-314).

Herve, F., Calderón, M., Fanning, C. M., Pankhurst, R. J., Godoy, E. 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research*, 23(3), 1122-1135.

Hervé, F., Calderon, M., Fanning, C. M., Pankhurst, R. J., Fuentes, F., Rapela, C. W., Marambio, C. 2016. Devonian magmatism in the accretionary complex of southern Chile. *Journal of the Geological Society*, 173(4), 587-602.

Hervé, F., Calderón, M., Fanning, M., Pankhurst, R., Rapela, C. W., & Quezada, P. 2018. The country rocks of Devonian magmatism in the North Patagonian Massif and Chaitenia. *Andean Geology*, 45 (3), 301-317.

Hirth, G., & Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of structural geology*, 14 (2), 145-159.

Hodges, K. V., y Crowley, P. T. 1985. Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *American mineralogist*, 70 (7-8), 702-709.

Hodges, K. V., y Spear, F. S. 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American mineralogist*, 67 (11-12), 1118-1134.

Hoisch, T. D. 1989. A muscovite-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, 74 (5-6), 565-572.

Holland, T. y Powell, R. 1991. A compensated Redlich-Kwong equation for volumes and fugacities of CO_2 and H_2O in the range 1 bar to 50 kbar and 100–1600 °C. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 109, 265–273.

Holland, T.J.B. y Powell, R. 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 309–343.

Kerr, P. F., 1959. *Optical mineralogy*. New York. 3th edition. 442p.

Koziol, A. M., y Newton, R. C. 1988. Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. *American Mineralogist*, 73 (3-4), 216-223.

Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist*, 68 (1-2), 277-279.

Lang, J., Dixon, R. J., Le Heron, D. P., Winsemann, J. 2012. Depositional architecture and sequence stratigraphic correlation of Upper Ordovician glaciogenic deposits, Illizi Basin, Algeria. *Geological Society, London, Special Publications*, 368(1), 293-317.

Lavrent'eva, I. V., y Perchuk, L. L. 1981. Phase correspondence in the biotite-garnet system-experimental-data. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 260(3), 731-734.

Lesta, P. y Ferello, R. 1972. Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. *Geología Regional Argentina*, 2, 601-654.

Le Heron, D. P., Sutcliffe, O. E., Whittington, R. J., Craig, J. 2005. The origins of glacially related soft-sediment deformation structures in Upper Ordovician glaciogenic rocks: implication for ice-sheet dynamics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 218(1), 75-103.

Limarino, C. O. y Spalletti, L. A. 2006. Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(3), 134-155.

Lopez de Luchi, M. G. y Cerredo, M. E. 2008. Geochemistry of the Mamil Choique granitoids at Rio Chico, Río Negro, Argentina: Late Paleozoic crustal melting in the North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(4), 526-546.

Lønne, I. 1995. Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems. *Sedimentary Geology*, 98(1), 13-43.

Ludwig, K. R. (2003). *Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4, 70.

Marcos, P., Gregori, D., Benedini, L., Barros, M., Strazzere, L. 2017. Análisis del protolito sedimentario de la Formación Cushamen, Comallo, Río Negro. XX Congreso Geológico Argentino.

Marcos, P., Gregori, D. A., Benedini, L., Barros, M., Strazzere, L., y Pivetta, C. P. 2018a. Pennsylvanian glaciomarine sedimentation in the Cushamen Formation, western North Patagonian Massif. *Geoscience Frontiers*, 9 (2), 485-504.

Marcos, P., Gregori, D., Benedini, L., 2018b. Configuración paleogeográfica del período Pennsylvaniano entre los 38° y 44° de latitud Sur. VII Simposio Argentino del Paleozoico Superior. *Revista del museo de La Plata*. Vol 3. Nro 1.

Martínez, J. C., Dristas, J. A., Massonne, H. J. 2012. Palaeozoic accretion of the microcontinent Chilenia, North Patagonian Andes: high-pressure metamorphism and subsequent thermal relaxation. *International Geology Review*, 54(4), 472-490.

Martínez, J. C., Massonne, H. J., Frisicale, M. C., & Dristas, J. A. 2017. Trans-Amazonian U-Th-Pb monazite ages and PTd exhumation paths of garnet-bearing leucogranite and migmatitic country rock of the southeastern Tandilia belt, Rio de la Plata craton in Argentina. *Lithos*, 274, 328-348.

Massonne, H. J., Dristas, J. A., & Martínez, J. C. 2012. Metamorphic evolution of the Río de la Plata craton in the Cinco Cerros area, Buenos Aires Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 38, 57-70.

Miall, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology.*

Nulló, F. E. 1979. Descripción geológica de la Hoja 39c, Paso Flores. Servicio Geológico Nacional, *Boletín*, 167, 70.

Oriolo, S., Schulz, B., González, P.D., Bechis, F., Olaizola, E., Krause, J., Renda, E., Vizán, H., 2019. The Late Paleozoic tectonometamorphic evolution of Patagonia revisited: Insights from the pressure-temperature-deformation-time (P-T-D-t) path of the Gondwanide basement of the North Patagonian Cordillera (Argentina). *Tectonics*.

Ostera, H. A., Linares, E., Haller, M. J., Cagnoni, M. C., López de Luchi, M. 2001. A widespread devonian methamorphic episode in northern Patagonia, Argentina.

Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Fanning, C. M., Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76 (3), 235-257.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., De Luchi, M.L., Rapalini, A.E., Fanning, C.M., Galindo, C. 2014. The Gondwana connections of northern Patagonia. *Journal of the Geological Society* 171 (3), 313 - 328.

Passchier, C. W., y Trouw, R. A. 2005. *Microtectonics*. Springer Science & Business Media. 371p.

Perchuk, L. L., Aranovich, L. Y., Podlesskii, K. K., Lavrent'eva, I. V., Gerasimov, V. Y., Fed'Kin, V. V., Kitsul, V. I., Karasakov, L. P., and Berdnikov, N. V. 1985. Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR. *Journal of metamorphic Geology*, 3 (3), 265-310.

Powell, R. D. 1984. Glacimarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glacier sediments based on Quaternary examples. *Marine Geology*, 57(1), 1-52.

Powell, R. D., Molnia, B. F. 1989. Glacimarine sedimentary processes, facies and morphology of the south-southeast Alaska shelf and fjords. *Marine Geology*, 85 (2), 359-390.

Powell, R. D. y Cooper, J. M. 2002. A glacial sequence stratigraphic model for temperate, glaciated continental shelves. Geological Society, London, Special Publications, 203 (1), 215-244.

Ramos, V. A. 1984. Patagonia: un continente paleozoico a la deriva?. In 9° Congreso Geológico Argentino, SC Bariloche, Buenos Aires, 1984 (pp. 311-325).

Ramos, V. A., García Morabito, E., Hervé, F., y Fanning, C. M. (2010). Grenville-age sources in Cuesta de Rahue, northern Patagonia: constrains from U–Pb/SHRIMP ages from detrital zircons. In International Geological Congress on the Southern Hemisphere (pp. 42-44). Mar del Plata, Argentina.

Rapalini, A. E., López de Luchi, M., Martínez Dopico, C., Lince Klinger, F., Giménez, M., y Martínez, P. 2010. Did Patagonia collide with Gondwana in the Late Paleozoic? Some insights from a multidisciplinary study of magmatic units of the North Patagonian Massif. *Geologica Acta*, 8 (4), 0349-371.

Rapalini, A. E., Luchi, M. L., Tohver, E., Cawood, P. A. 2013. The South American ancestry of the North Patagonian Massif: geochronological evidence for an autochthonous origin?. *Terra Nova*, 25(4), 337-342.

Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Fanning, C. M., Baldo, E. G., González-Casado, J. M. y Dahlquist, J. (2007). The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 83(1-2), 49-82.

Ravazzoli, I. A., Sesana, F. L. 1977. Descripción geológica de la Hoja 41c, Río Chico. *Servicio Geológico Nacional Boletín*, 148, 77.

Reche, J., y Martínez, F. J. 1996. GPT: an Excel spreadsheet for thermobarometric calculations in metapelitic rocks. *Computers & Geosciences*, 22 (7), 775-784.

Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y. S., Frank-Kamenetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P. V., Müller, G., Neiva, A. M. R., Radoslovich, E. W., Robert, J. L., Sassi, F. P., Takeda, H., Weiss, Z. and Wones, D. R., 1998. Nomenclature of the micas. *Clays and clay minerals*. 46 (5), 586-595.

Roberts, D. H. y Hart, J. K. 2005. The deforming bed characteristics of a stratified till assemblage in north East Anglia, UK: investigating controls on sediment rheology and strain signatures. *Quaternary Science Reviews*, 24(1), 123-140.

Robbiano, J. A. 1971. Contribución al conocimiento estratigráfico de la sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia, provincia de Chubut, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26 (1), 41-56.

Rolleri, E.O. 1970. Discordancia en la base del Neopaleozoico al este de Esquel. *Actas de las Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas*. (2), 273-277.

Roser, B. P., y Korsch, R. J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *The Journal of Geology*, 94(5), 635-650.

Roser, B.P. y Korsch, R.J., 1988, Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major element data. *Chemical Geology*, 67(1-2), 119-139.

Sawyer, E. W., 2008. Working with migmatites (Vol. 38). Mineralogical Association of Canada. 168p.

Schmid, R., Fettes, D., Harte, B., Davis, E., y Desmons, J. 2007. How to name a Metamorphic Rock. *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms*, Cambridge University Press, Cambridge, p3-15.

Serra-Varela, S., Giacosa, R., González, P., Heredia, N. 2016. Geología y geocronología del basamento paleozoico de los Andes Norpatagónicos en el área de San Martín de los Andes. 9° Congreso Geológico de España. 16 (2): 431 – 434.

Serra-Varela, S., González, P., Giacosa, R., Heredia, N., Pedreira, D., Martín-González, F., & Sato, A. 2019. Evolution of the Palaeozoic basement of the Northpatagonian Andes in the San Martín de los Andes area (Neuquén, Argentina): Petrology, age and correlations. *Andean Geology*, 46(1).

Sesana, F. L. 1968. Rasgos petrológicos de la comarca de Río Chico, Río Negro. Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, Actas, 3, 99-105.

Spikerman, J. P. 1977. Geología de los Alrededores de la estancia Arroyo Pescado, Chubut. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* 17, 265-76.

Suero, T. 1962. Paleogeografía del Paleozoico superior de la Patagonia (República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 16 (1-2), 35-42.

Taboada, A. C. 2010. Mississippian–Early Permian brachiopods from western Argentina: tools for middle-to high-latitude correlation, paleobiogeographic and paleoclimatic reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 298(1-2), 152-173.

Taboada, A. C., y Shi, G. R. 2011. Taxonomic review and evolutionary trends of Levipustulini and Absenticostini (Brachiopoda) from Argentina: palaeobiogeographic and palaeoclimatic implications. *Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists*, 41, 87-114.

Tarney, J. 1977. Petrology, mineralogy and geochemistry of the Falkland Plateau basement rocks, Site 330, Deep Sea Drilling Project. In *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*, Vol. 36, 893-921.

Thompson, A. B. 1976. Mineral reactoins in pelitic rocks. II: Calculation of some PTX (Fe-Mg) phase relations. *Amer. Jour. Sci.*, 276, 425-454.

Turner, J. C. M., 1965. Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín 44: 5-51. Córdoba.*

Varela, R., Dalla Salda, L., Cingolani, C., Gomez, V. 1991. Estructura, petrología y geocronología del basamento de la región del Limay, provincias de Río Negro y Neuquen, Argentina. *Andean Geology*, 18(2), 147-163.

Varela, R., Cingolani, C., Sato, A., Dalla Salda, L., Brito Neves, B. B., Basei, M. Siga Jr., Teixeira, W. 1997. Proterozoic and paleozoic evolution of Atlantic area of North-Patagonian Massif, Argentine. In *South-American Symposium on Isotope Geology* (pp. 326-328).

Varela, R., Basei, M. A. S., Sato, A. M., Siga Jr, O., Cingolani, C., Sato, K. 1998. Edades isotópicas Rb/Sr y U/Pb en rocas de Mina Gonzalito y Arroyo Salado. In *Macizo Norpatagónico Atlántico, Río Negro, Argentina. Buenos Aires, 10 Congreso Latinoamericano de Geología y 6 Congreso Nacional de Geología Económica* (Vol. 1, pp. 71-76).

Varela, R., Basei, M. A., Brito Neves, B. B., Sato, A. M., Teixeira, W., Cingolani, C. A., Siga Jr, O. 1999. Isotopic study of igneous and metamorphic rocks of Comallo-Paso Flores, Río Negro, Argentina. In South American Symposium on Isotope Geology (Vol. 2, pp. 148-151).

Varela, R., Basei, M. A., Cingolani, C. A., Siga Jr, O., Passarelli, C. R. 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista geológica de Chile*, 32 (2), 167-187.

Varela, R., Gregori, D., González, P. D., Basei, M. A. 2015. Caracterización geoquímica del magmatismo de arco devónico y carbonífero-pérmico en el noroeste de Patagonia, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 72 (3), 419-432.

Visser, J. 1990. Glacial bedforms at the base of the Permo-Carboniferous Dwyka Formation along the western margin of the Karoo Basin, South Africa. *Sedimentology*, 37 (2), 231-245.

Visser, J. N. 1997. Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Karoo and Kalahari basins of southern Africa: a tool in the analysis of cyclic glaciomarine basin fills. *Sedimentology*, 44 (3), 507-521.

Volkheimer, W. 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42°30' y los meridianos 70° y 71°. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19 (2), 85-107.

Volkheimer, W. 1973. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (Provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28 (1), 13-37.

Volkheimer, W., Lage, J. 1981. Descripción geológica de la Hoja 42c, Cerro Mirador. *Servicio Geológico Nacional Boletín*, 181, 71.

Von Gosen, W. 2009. Stages of Late Palaeozoic deformation and intrusive activity in the western part of the North Patagonian Massif (southern Argentina) and their geotectonic implications. *Geological magazine*, 146 (1), 48.

Waller, R., Phillips, E., Murton, J., Lee, J., Whiteman, C. 2011. Sand intraclasts as evidence of subglacial deformation of Middle Pleistocene permafrost, North Norfolk, UK. *Quaternary Science Reviews*, 30 (23), 3481-3500.

Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The journal of geology*, 30(5), 377-392.

Wichman, R. 1934. Contribución al conocimiento geológico de los Territorios del Neuquén y del Río Negro. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación 39, 27 pp. Buenos Aires.

Wimmenauer, W., 1984, Das Prävariskische Kristallin im Schwarzwald: Fortschritte der Mineralogie, 62(2), 69-86.

Winchester, J. A., Park, R. G., & Holland, J. G. (1980). The geochemistry of Lewisian semipelitic schists from the Gairloch District, Wester Ross. *Scottish Journal of Geology*, 16(2-3), 165-179.