

INDICE

PREFACIO	1
RESUMEN	3
SUMMARY	4
1-CAPITULO I: INTRODUCCIÓN	
1.1 OBJETIVOS GENERALES	5
1.2 CARACTERISTICAS GENERALES DEL MACIZO NORDPATAGONICO.	7
1.3 ANTECEDENTES Y CARACTERISTICAS DE LAS UNIDADES VOLCÁNICAS MESOZOICAS DEL MACIZO NORDPATAGONICO.	10
1.3.1 Información de índole regional de la Formación Garamilla	13
1.3.1.1 Ubicación del perfil tipo de la Formación Garamilla <i>(Carta Lipetrén 41d (Nullo, 1978))</i>	13
1.3.1.2 Descripción de la Formación Garamilla entre los paralelos <i>(41°30'-41°00') (Carta 40d, Ingeniero Jacobacci).</i>	15
1.3.1.2.1 <i>Perfil en el Cerro Raiguanque.</i>	17
1.3.1.2.2 <i>Perfil al norte de la laguna Cari-Laufquén Grande.</i>	17
1.3.1.3 Descripción de los afloramientos de la Carta 4169-I, Piedra del Águila.	18
1.3.2 Características regionales de la Formación Taquetrén.	20
1.3.2.1 Características litoestratigráficas de la Formación Taquetrén	

<i>en la zona de Lipetrén (carta geológica Lipetrén 41d).</i>	21
1.3.2.2 <i>Características litoestratigráficas de la Formación Taquetrén en la zona de Jacobacci (carta geológica Ingeniero Jacobacci, 40d).</i>	24
1.3.2.3 <i>Características litoestratigráficas de la Formación Taquetrén en la zona de Gastre (carta geológica Gastre, 42d).</i>	24
1.3.3 Características regionales de la Formación Sañicó.	25
1.4 INFORMACIÓN GEOCRONOLÓGICA PREVIA DE LAS UNIDADES. PATAGONÍDICAS AFLORANTES EN EL SECTOR OCCIDENTAL DEL MACIZO NORDPATAGÓNICO.	26
1.5 TRABAJOS INICIALES CONCERNIENTES A LAS FORMACIONES GARAMILLA Y TAQUETRÉN EN EL ÁREA DE TESIS.	29
1.6 INFORMACIÓN ACCESORIA.	31
1.6.1 Características poblacionales.	31
1.6.2 Topografía e hidrografía.	32
1.7 ÁREAS DE TRABAJO.	32
1.7.1 Área Puesto Quiñenaó-Puesto Fuensalida.	33
1.7.2 Área Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura.	35

2 CAPITULO II: METODOLOGÍA.	36
2.1 TRABAJOS DE CAMPO.	36
2.1.1 Técnicas de trabajo en el campo.	36
2.1.2 Campañas realizadas.	36
2.1.2.1 Campaña 1: 06-04-2010 a 14-04-2010 (8 días de duración).	36
2.1.2.2 Campaña 2: 10-11-2010 a 08-12-2010 (31 días de duración).	37
2.1.2.3 Campaña 3: 08-02-2011 a 20-02-2011 (10 días de trabajo de campo):	37
2.2 TRABAJOS DE GABINETE.	38
2.2.1 Cartografía y G.I.S.	38
2.2.2 Microscopía y petrografía.	39
2.2.3 Metodología geoquímica.	40
2.2.4 Metodología geocronológica.	40
2.2.5 Metodología en el análisis de datos estructurales.	41
2.2.6 Metodología geofísica.	42
3 CAPITULO III: RESULTADOS	44
3.1 GEOLOGÍA LOCAL Y ANÁLISIS LITOLÓGICO: INTRODUCCIÓN.	44
3.1.1 Características generales de la Formación Mamil Choique en la zona de tesis.	47
3.1.2 Características geológicas de la Formación Garamilla en las áreas del Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida y Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura.	50

3.1.2.1	<i>Geología de las rocas volcánicas aflorantes en el área</i>	
	<i>Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida.</i>	51
3.1.2.1.1	<i>Litofacies I: Riolita microgranular masiva (Rmm).</i>	53
3.1.2.1.2	<i>Litofacies II: Ignimbrita símil lava de composición riolítica (IslR).</i>	55
3.1.2.1.3	<i>Litofacies III: Riolita porfírica masiva (Rpm).</i>	59
3.1.2.1.4	<i>Litofacies IV: Andesitas porfíricas masivas (Apm).</i>	61
3.1.2.1.5	<i>Litofacies V: Tobas lapillíticas masivas eutaxíticas de composición dacítica (TLmeD).</i>	63
3.1.2.1.6	<i>Litofacies VI: Dacitas porfíricas masivas (Dpm).</i>	64
3.1.2.1.7	<i>Litofacies VII: Tobas con estratificación paralela de composición riolítica (Te//R).</i>	66
3.1.2.1.8	<i>Litofacies VIII: Tobas lapillíticas masivas de composición riolítica. (TLmR).</i>	68
3.1.2.1.9	<i>Litofacies IX: Brechas líticas masivas de composición riolítica (BrlmR).</i>	72
3.1.2.1.10	<i>Litofacies X y XI: Riolita afírica con bandeo de flujo y riolitas afírica brechosas (Rabf y RaBr).</i>	74
3.1.2.1.11	<i>Litofacies XII: Brechas tobáceas masivas de composición riolítica (BrTmR).</i>	77
3.1.2.2	<i>Geología del área Cerro Carro Quebrado- Cerro Catri Cura.</i>	79
3.1.2.2.1	<i>Litofacies I: Andesitas con bandeo de flujo (Abf).</i>	80
3.1.2.2.2	<i>Litofacies II: Brechas líticas masivas de composiciones dacíticas (Brlm_(n)D).</i>	81
3.1.2.2.3	<i>Litofacies III: Tobas lapillíticas masivas eutaxíticas ricas en fragmentos líticos y composición dacítica (TLmerlD).</i>	83

3.1.2.2.4	<i>Litofacies IV: ignimbritas símil lavas de composición riolítica (IslR).</i>	84
3.1.2.2.5	<i>Litofacies V: Tobas lapillíticas masivas eutaxíticas ricas en cristales y composición riolítica (TLmercR).</i>	86
3.1.2.2.6	<i>Litofacies VI: Riolita afírica con bandeado de flujo (Rabf).</i>	87
3.1.2.2.7	<i>Litofacies VII: Riolita porfírica masiva (Rpm).</i>	88
3.1.2.2.8	<i>Litofacies VIII: Riolita afírica brechosa (RaBr).</i>	90
3.2	GEOQUÍMICA: INTRODUCCIÓN.	90
3.2.1	Geoquímica área Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida.	96
3.2.1.1	<i>Elementos mayores área Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida.</i>	97
3.2.1.2	<i>Geoquímica de elementos trazas (área Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida).</i>	99
3.2.1.3	<i>Elementos de Tierras Raras (área Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida).</i>	101
3.2.2	Geoquímica área Cerro Carro Quebrado- Cerro Curi Mahuida.	102
3.2.2.1	<i>Elementos mayores área Cerro Carro Quebrado- Cerro Curi Mahuida.</i>	104
3.2.2.2	<i>Elementos trazas área Cerro Carro Quebrado- Cerro Curi Mahuida.</i>	106
3.2.2.3	<i>Elementos de tierras raras área Cerro Carro Quebrado- Cerro Curi Mahuida.</i>	108
3.3	GEOCRONOLOGÍA DE LOS DEPOSITOS VOLCÁNICOS DE LAS ÁREAS PUESTO QUIÑENAO-PUESTO FUENSALIDA Y CERRO CARRO QUEBRADO -CERRO CATRI CURA	109
3.3.1	Geocronología área Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida.	109
3.3.1.1	<i>Análisis geocronológico de la muestra Q16.</i>	109
3.3.2	Geocronología área Cerro Carro Quebrado- Cerro Curi Mahuida.	112

3.3.2.1	<i>Análisis geocronológico de la muestra DN4.</i>	112
3.3.2.2	<i>Análisis geocronológico de la muestra DN5.</i>	115
3.4	ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LA FORMACIÓN GARAMILLA.	116
3.4.1	Análisis estructural del área Puesto Quiñenaó-Puesto Fuensalida.	117
3.4.1.1	<i>Características estructurales del dominio Quiñenaó.</i>	119
3.4.1.1.1	<i>Posición de los estratos en el dominio Quiñenaó.</i>	119
3.4.1.1.2	<i>Posición de los diques o fisuras eruptivas en el dominio Quiñenaó.</i>	120
3.4.1.1.3	<i>Posición de las fallas en el dominio Quiñenaó.</i>	121
3.4.1.2	<i>Características estructurales del dominio Fuensalida.</i>	122
3.4.1.2.1	<i>Posición de los estratos dominio Fuensalida.</i>	123
3.4.1.2.2	<i>Posición de los diques o fisuras eruptivas en el dominio Fuensalida.</i>	124
3.4.1.2.3	<i>Posición de las fallas en el dominio Fuensalida.</i>	125
3.4.2	Análisis estructural del área Cerro Carro Quebrado- Cerro Catri Cura.	125
3.4.2.1	<i>Posición de los estratos en el área Cerro Carro Quebrado- Cerro Catri Cura</i>	125
3.4.2.2	<i>Posición de los diques o fisuras eruptivas en el área Cerro Carro Quebrado- Cerro Catri Cura</i>	126
3.4.2.3	<i>Posición de las fallas en el área Cerro Carro Quebrado- Cerro Curi Mahuida.</i>	128
3.5	ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO REGIONAL.	128
3.5.1	Anomalías de Bouguer positivas o “altos” gravimétricos.	130

3.5.1.1	<i>Alto gravimétrico de Sañicó.</i>	130
3.5.1.2	<i>Alto gravimétrico de Piedra del Águila.</i>	131
3.5.1.3	<i>Alto gravimétrico de Jagüel Colorado.</i>	132
3.5.2	Anomalías gravimétricas negativas o bajos gravimétricos.	133
3.5.2.1	<i>Zona de transición y gradiente medio periférica al Bajo gravimétrico compuesto de Mengué.</i>	133
3.5.2.2	<i>Bajo gravimétrico de Zaina Yegua.</i>	134
3.5.2.3	<i>Bajo gravimétrico compuesto de Mengué (BgcM).</i>	135
3.5.2.3.1	<i>Bajo gravimétrico de la Sierra Negra.</i>	135
3.5.2.3.2	<i>Bajo gravimétrico del Cerro Catri Cura.</i>	136
3.5.2.3.3	<i>Bajo gravimétrico del Cerro Colorado-Aguada Lachapo.</i>	136
3.5.2.3.4	<i>Faja gravimétrica compuesta Cerro Catri Cura-Cerro Colorado.</i>	137
3.5.2.3.5	<i>Bajo gravimétrico Mengué.</i>	138
3.5.2.3.6	<i>Bajo gravimétrico del Cañadón Fita Ruin.</i>	139
4	CAPITULO IV: DISCUSIÓN	140
4.1	ANÁLISIS Y EVOLUCIÓN DE LAS LITOFACIES VOLCÁNICAS CORRESPONDIENTES A LA FORMACIÓN GARAMILLA.	140
4.1.1	Definición de Estadío eruptivo como guía de reconocimiento de unidades geológicas volcánicas sobrepuestas.	141

4.1.2 Organización de los Estadios eruptivos y evolución geológica del área Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida.	141
4.1.2.1 <i>Colapso inicial y apertura del conducto? (1-E.E).</i>	144
4.1.2.2 <i>Lavas riolíticas de desarrollo interno (2-E.E.).</i>	146
4.1.2.3 <i>Lavas andesíticas condicionadas estructuralmente (3-E.E.).</i>	147
4.1.2.4 <i>Evento eruptivo dacítico no condicionado estructuralmente (4-E.E).</i>	148
4.1.2.5 <i>Flujos o domos de lava dacíticos de desarrollo interno y periférico (5-E.E).</i>	148
4.1.2.6 <i>Segundo colapso riolítico (6-E.E.).</i>	149
4.1.2.7 <i>Flujos y domos de lavas inducidos por de fisuras locales y regionales (7-E.E.).</i>	150
4.1.3 Organización de los Estadio eruptivos y evolución geológica del área Cerro Carro Quebrado Cerro Catri Cura.	152
4.1.3.1 <i>Lavas andesíticas, estructuralmente controladas, estadio de pre-colapso y apertura del conducto (1-E.E.).</i>	154
4.1.3.2 <i>Colapso inicial del depocentro volcánico (2-E.E).</i>	154
4.1.3.3 <i>Colapso principal del depocentro volcánico (3-E.E.)</i>	156
4.1.3.4 <i>Flujos y domos de lava inducidos por fisuras locales y regionales (4-E.E.).</i>	157
4.1.4 Correlación de las sucesiones volcánicas expuestas en los depocentros Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida y Cerro Carro Quebrado- Cerro Catri Cura.	160
4.2 DISEÑO Y CARACTERISTICAS DE LOS DEPOCENTROS VOLCÁNICOS. INTERPRETACIÓN DE SISTEMAS DE CALDERA.	162

4.3	INFLUENCIA DE LA TECTÓNICA REGIONAL EN EL CONTROL DE LAS CALDERAS DEL PUESTO QUIÑENAO-PUESTO FUENSALIDA Y CERRO CARRO QUEBRADO-CERRO CATRI CURA.	168
4.3.1	Sistemas de diques y fisuras eruptivas como guía de la tectónica regional.	168
4.3.2	Patrones y tendencias geoquímicas locales y regionales.	174
4.3.3	Estructuras regionales y sus relaciones gravimétricas.	179
4.4	MODELO TECTONICO REGIONAL	182
5	CAPITULO V: CONCLUSIONES	185
6	BIBLIOGRAFIA	189

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 la Cátedra de Geología Argentina dependiente del Departamento de Geología durante el período comprendido entre el 2010 – 2014, bajo la dirección del Dr. Daniel Alfredo Gregori, Profesor Asociado 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 26/03/2015, mereciendo la calificación de diez (10)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

AGRADECIMIENTOS

A mi director, Daniel Gregori gracias por estar siempre presente.

A todos mis colegas del INGEOSUR y de la UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR.

Gracias

Al jurado, Dres. F. Nullo, I. Petrinovic y J. Dristas, por dedicarme parte de su tiempo, su disposición y por las sugerencias que mejoraron la calidad del manuscrito final.

Para mi vieja, Graciela, la leona de la bahía, gracias por enseñarme la paciencia, la fuerza de voluntad y la esperanza. A mis abuelos, hermanos y primos por regalarme el placer de su compañía.

A Cecilia, mi compañera, la belleza de lo simple, el placer del amanecer, gracias por estos años.

RESUMEN

Se estudió la Formación Garamilla en el sector occidental del Macizo Nordpatagónico, al oeste de la localidad de Mengué, provincia de Río Negro. Se reconocieron dos depocentros denominados Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida y Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura. El espesor de la unidad se estima en 900 m. En el primer depocentro se identificaron 7 estratos eruptivos que incluyen flujos piroclásticos densos, lavas de composiciones riolíticas, dacítica y andesíticas, ignimbritas dacíticas, domos de lava, fisuras eruptivas y diques.

Las secuencias volcánicas pertenecen a la serie calco-alcalina y calco-alcalina de alto potasio con tendencias de intraplaca. Las dataciones U/Pb en circones indica edades de 186.3 ± 0.8 Ma para la zona Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida, 188 ± 0.64 Ma para la zona CerroCarro Quebrado –Cerro Catricura y 183.6 ± 1.2 Ma para una fisura eruptiva de la misma zona indicando una edad Pliensbaquiana para el sistema volcánico. Las rocas son químicamente equivalentes a las del Ciclo Precuyano de la Cuenca Neuquina y a la Formación Marifil.

Los estudios gravimétricos indican que estas rocas se ubican en depocentros que generan anomalías negativas de Bouguer limitadas por lineamientos gravimétricos coincidentes con aquellos fotointerpretados y observados. Los depósitos de la Formación Garamilla se encuentran ubicados dentro de una zona de deformación de rumbo NNO-SSE, bordeada por lineamientos gravimétricos. Estos límites indican la existencia de un rift de alta oblicuidad que facilitó el emplazamiento de las rocas de la Formación Garamilla.

SUMMARY

The Garamilla Formation was studied in the western sector of the Macizo Nordpatagónico, west of Mengué locality, Rio Negro province. Two depocenters, Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida and Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura were recognized. The thickness of this unit is estimated in 900 m based on detailed profiling. In the first depocenter were recognized 7 eruptive stages that include pyroclastic currents, rhyolitic, dacitic and andesitic lava-flows, dacitic ignimbrites, lava-domes, eruptive fissures and dikes. The volcanic sequences are calc-alkaline and K-rich calc-alkaline, with intraplate signatures. U/Pb dating in zircon yield ages of 186.3 ± 0.8 Ma for the Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida depocenter, 188 ± 0.64 Ma for the Cerro Carro Quebrado –Cerro Catricura depocenter and 183.6 ± 1.2 Ma for an eruptive fissure cutting the same depocenter rocks. All of them indicate a Pliensbachian age for the volcanic system. Geochemically the rocks are alike to those of the Precuyano Cycle of the Neuquén Basin and to the Marifil Formation of the Macizo Nordpatagónico. Gravity survey allow to recognize that the Garamilla Formation sequences are located in depocenter that generate 4mGal negative Bouguer anomalies, bounded by gravity lineaments, which are nearly coincident with observed or interpreted structural lineaments. These depocenters are located inside of a deformational belt striking NNO-SSE, bounded by the gravity lineaments. These boundaries indicate the existence of high-obliquity rift that allow the emplacement of the Garamilla Formation rocks.

CAPITULO I INTRODUCCIÓN

1.1 OBJETIVOS GENERALES

Los objetivos de la presente Tesis Doctoral incluyen ocho aspectos fundamentales:

1) Reconocer en detalle los diferentes componentes que integran la Formación Garamilla, aflorante en áreas claves de la zona occidental del Macizo Nordpatagónico.

2) Realizar una caracterización de los procesos depositacionales que integra la unidad de estudio

3) Reconocer los diferentes componentes que integran de la roca de caja sobre las que se desarrolla la unidad, en dichas áreas entre las que se incluyen secuencias ígneas intrusivas y metasedimentarias de edades Gondwánicas.

4) Establecer la secuencia volcánica que compone a la unidad en las distintas áreas específicas a fin de interpretar la evolución del complejo volcánico.

5) Realizar un estudio geoquímico de las rocas de la Formación Garamilla.

6) Realizar un estudio geocronológico, que permita acotar el intervalo temporal involucrado en la evolución de la Formación Garamilla.

7) Establecer tentativamente las características tectónicas del área que dieron origen a la Formación Garamilla en la zona de estudio a partir de la aplicación de técnicas petrológicas, geoquímicas, estructurales y geofísicas.

8) Correlacionar las secuencias volcánicas equivalentes aflorantes en la porción oriental del Macizo Norpatagónico de la Provincia de Río Negro, así como también las unidades correspondientes al ciclo Precuyano de la Cuenca Neuquina (Provincia de Neuquén), con el propósito de modelar la evolución de los ciclos bajo estudio.

En primera instancia, se pretende realizar un mapeo de la unidad a escala 1:30000, por medio de perfiles de detalle, que permita interpretar las diferentes litofacies volcánicas que la componen y su correlación tanto vertical como horizontal. Este objetivo es fundamental al momento de analizar la génesis de los depósitos volcánicos ya que a partir de ellos se hará inferencia de los estilos eruptivos, diseños de edificios volcánicos y reconocimiento de estructuras mayores.

El estudio del registro volcánico tendrá como propósito determinar la naturaleza de las estructuras volcánicas, así como también entender el grado de influencia de la actividad volcánica en la sedimentación. Estos dos objetivos son fundamentales para la reconstrucción de ambientes tectónicos y la formación de cuencas en áreas volcánicas. El mapeo y perfilaje, estará acompañado de un muestreo sistemático que servirá para la clasificación petrográfica de las muestras coleccionadas. La identificación y descripción de las texturas volcánicas será de fundamental importancia en el reconocimiento de los diferentes pulsos volcánicos y dinámica de los flujos efusivos y piroclásticos.

Esta primera caracterización de la Formación Garamilla será seguida de estudios geoquímicos en roca total de elementos mayores, trazas y tierras raras (REE). Los resultados serán interpretados mediante el uso de diagramas binarios, ternarios y “*spider-diagram*”, con el objeto de obtener una clasificación petrológica y geoquímica de las rocas, así como también establecer un marco genético y tectónico.

Así mismo se plantea unificar a partir de dataciones absolutas (U/Pb) confirmar o descartar las relaciones estratigráficas previas. Hasta el momento la asignación temporal de la secuencia volcánica ha resultado conflictiva, debido a que se basa en criterios estratigráficos, como por ejemplo las correlaciones de la Formación Garamilla con el Grupo o Complejo Los Menucos y la relación de discordancia con las rocas sobreyacentes de la Formación Taquetrén, entre otras. Si bien existen dataciones radiométricas, éstas han sido obtenidas en afloramientos desconectados de diferentes áreas, obteniéndose así un rango muy amplio de edades.

Por ello un objetivo de particular importancia es el uso de técnicas de análisis isotópicos U/Pb sobre circones, a fin de definir la edad de la unidad y su extensión temporal.

Los datos obtenidos serán finalmente utilizados para establecer la evolución geotectónica de la unidad, desde sus primeras manifestaciones, deformación y exhumación, hasta su configuración actual en la porción occidental del Macizo Nordpatagónico.

En lo que respecta a las unidades geológicas que sirven de base a la Formación Garamilla, se pretende reconocer el tipo de discontinuidad que los separa, así como también su litología, dentro del área de trabajo. En referencia a las rocas intrusivas, se intentará determinar el tipo de contacto entre los plutones y la sucesión volcánicas, con el objeto de definir las relaciones principales de los sistemas volcánicos con su roca de caja (sistemas erosivos vs sistemas agradacionales, morfología de los depocentros, etc)

1.2 CARACTERISTICAS GENERALES DEL MACIZO NORDPATAGONICO.

El magmatismo Mesozoico presenta un marcado desarrollo a lo largo de la República Argentina, abarcando un gran número de regiones morfoestructurales. Particularmente se encuentra representado en el Macizo Nordpatagónico, el Chubut Extrandino, el Nesocratón del Deseado, la Cordillera Patagónica Septentrional, Central y Austral así como en la Cuenca Neuquina.

Los estudios del presente trabajo se centran en la Comarca Nordpatagónica, Macizo de Somoncurá o Macizo Nordpatagónico, la cual es una provincia morfoestructural que abarca las regiones centrales de las provincias de Río Negro y Neuquén comprendiendo un área aproximada de 140.000 km².

Su límite occidental coincide con el borde oriental y sur de la Cuenca Neuquina, el borde este de la Cuenca del Ñirihua y el límite noreste del Chubut Extrandino. El sector este de la Cuenca de Ñirihua incluye parcialmente a las rocas representantes del Cinturón Subcordillerano. Los citados

elementos presentan claras diferencias estructurales respecto del Macizo Nordpatagónico. El frente de deformación ándico separa claramente las regiones, una al oeste con notable deformación cenozoica, de una oriental correspondiente al macizo donde la estructuración ándica es nula o débil (Ramos en Caminos, 1994). El sector oriental del Macizo Nordpatagónico limita con la Cuenca del Colorado al norte y con el mar argentino en la restante porción del límite.

La configuración estratigráfica del Macizo puede simplificarse en tres dominios de diferentes características: Un Dominio Oriental comprendido entre la costa atlántica y la Meseta de Somoncurá, caracterizado por un basamento metamórfico de grado medio a bajo representado por las formaciones Nahuel Niyeu, El Jagüelito y Mina Gonzalito (Ramos, 1975 y Caminos, 1983). Sobre estas unidades se apoyan en discordancia angular depósitos marinos de un ambiente de plataforma clástica de edad ordovícica a devónica inferior (Fm. Sierra Grande, Muller, 1965). Todo este conjunto está profusamente atravesado por plutones de edades Paleozoicas (Complejo Punta Sierra, Paleozoico Inferior, Granodiorita Arroyo Tembrao, Plutón La Verde y Plutón Peñas Blancas entre otros (Paleozoico Superior) (Busteros et al, 1998). Sobre estas unidades se sobrepone un evento asociado al volcanismo eojurásico de ambiente extensional representado por la Formación Marifil (Malvicini y Llambías, 1974).

El Dominio Central se extiende aproximadamente entre las mesetas de Somoncurá y Coli Toro, su basamento está formado por las rocas metamórficas Paleozoicas de las formaciones Colo Niyeu (Labudía y Bjerg, 1994) y Llanquil (Llambías y Rapela, 1984), en la zona de La Esperanza. Allí son intruidas por complejos ígneos de edades Gondwánicas (Complejo La Esperanza y Complejo Dos Lomas, Llambías y Rapela, 1984). Sobre estos sistemas se desarrolla una importante cuenca Triásica con la clásica flora de *Dicroidium* (Formación o Grupo Los Menucos, Pesce, 1974; Labudía et al. 1995), mientras que por encima o interdigitados se disponen las secuencias volcánicas eojurásicas (Complejo Treneta) (Stipanovic et al., 1968).

Uno de los rasgos más importantes de este dominio es la existencia de un importante volcanismo basáltico Cenozoico, que ha cubierto gran parte del macizo. Estos basaltos son de naturaleza alcalina y han sido asociados a un punto caliente efímero (Kay et al., 1993) que en unos pocos millones de años habría derramado grandes volúmenes de basaltos, configurando las mesetas previamente citadas.

El Dominio Occidental se extiende entre la meseta del Colitoro y el Río Limay y está compuesto predominantemente por rocas metamórficas y graníticas del Paleozoico Superior (formaciones Mamil Choique y Cushamen, entre otras). Están cubiertas por rocas volcánicas Mesozoicas (formaciones Sañicó, Garamilla y Taquetrén). Además se observan afloramientos de rocas basálticas alcalinas (Meseta de Cari Laufquén) y depósitos sedimentarios Neógenos en forma minoritaria (Formación Collón Curá y equivalentes).

El Macizo Nordpatagónico fue reconocido desde los estudios de Windhausen (1931) como un antiguo macizo patagónico, y denominado Nesocratón Nordpatagónico por Harrington (1962). Los primeros estudios geocronológicos desarrollados en esta región pusieron en duda la presencia de unidades previas al Cámbrico, descartándose el uso de macizo por sus connotaciones de núcleo rígido antiguo, siendo redenido como Comarca Nordpatagónica (Stipanovic y Methol, 1980).

Actualmente la denominación más empleada en trabajos científicos es la de Macizo Nordpatagónico (Cerredo y López de Luchi, 1998, Varela et al., 2005, Gregori et al., 2008, López de Luchi y Cerredo, 2008, Dopico et al., 2011, Benedini y Gregori, 2013, Gonzalez et al., 2013, Benedini y Gregori, 2014), entre otros; nomenclatura que será utilizada en la presente Tesis Doctoral.

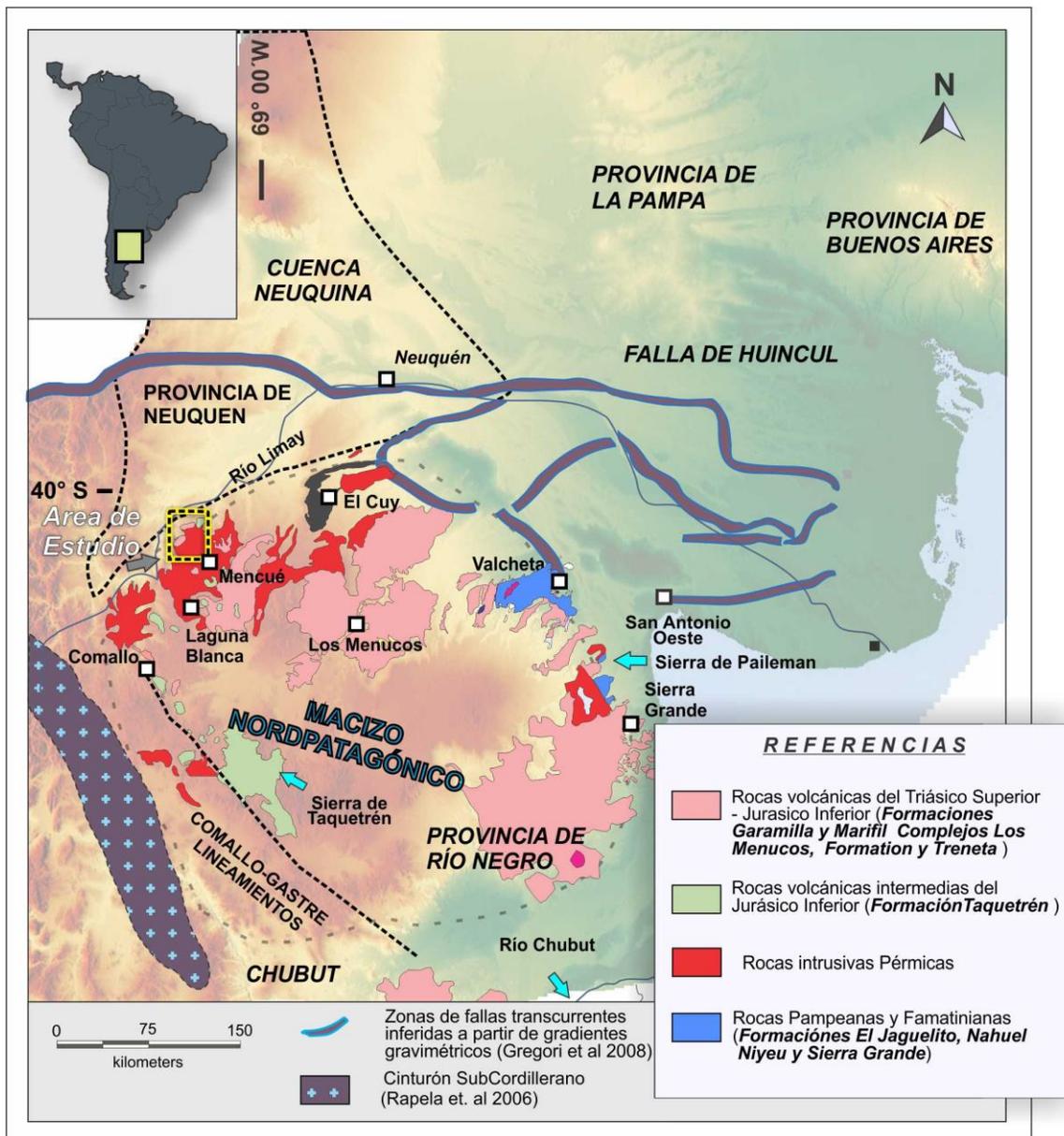


Figura 1. Bosquejo geológico exhibiendo la configuración geológica del área nordpatagónica.

1.3 ANTECEDENTES Y CARACTERÍSTICAS DE LAS UNIDADES VOLCÁNICAS MESOZOICAS DEL MACIZO NORDPATAGÓNICO.

Como ha sido mencionado precedentemente, existen en el Macizo Nordpatagónico, importantes afloramientos de unidades que se extienden temporalmente entre el Triásico y Jurásico. Dentro de

este conjunto se destacan principalmente asociaciones volcánicas y volcánicas tanto en su porción oriental, central y occidental (Fig. 1). En la Provincia de Río Negro las unidades que representan el volcanismo Mesozoico, de este a oeste, son las siguientes: Complejo Marifil (Núñez et al. 1975), Grupo Los Menucos, Formación Garamilla (Nullo, 1979), Formación Taquetrén (Nullo y Proserpio, 1975) y Formación Sañicó, (Galli, 1969; Stipanovic et al, 1968).

En general estas unidades comprenden rocas volcánicas de composiciones ácidas a intermedias y se destacan por la mayor participación de rocas piroclásticas principalmente en sus términos ácidos. Las unidades volcánicas Patagónicas, es decir aquellas unidades que se extienden temporalmente entre el Triásico Superior y el Cretácico Inferior, desarrolladas en la porción occidental del Macizo Nordpatagónico, corresponden a las formaciones Taquetrén, Sañicó y Garamilla. Los trabajos realizados sobre estas unidades se restringen mayormente a aquellos de índole regional.

Los principales aportes al conocimiento de dichas se centran en aquellos desarrollados por el Servicio Geológico Nacional (SEGEMAR). Entre los trabajos se incluyen de sur a norte las hojas geológicas escala 1:200.000, Lipetrén (41d) e Ingeniero Jacobacci (40d), junto con las cartas 1:250.000, Gan Gan (4369-II), Ingeniero Jacobacci (4169-III) y Piedra del Águila (4169-I). La distribución espacial de las cartas geológicas citadas puede observarse en la Figura 2.

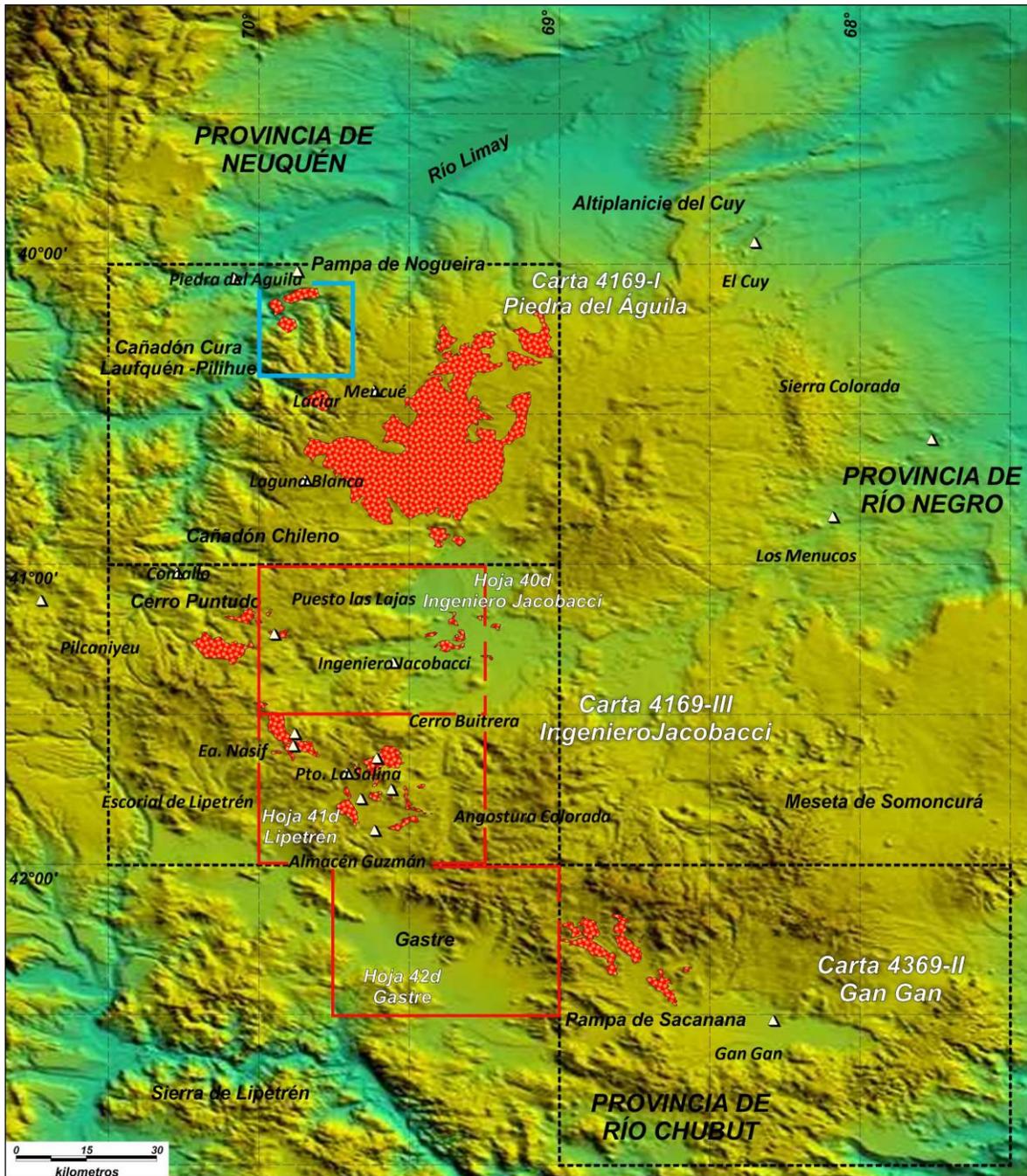


Figura 2. Distribución de los afloramientos de la Formación Garamilla en las cartas geológicas que los describen. El recuadro celeste expone la ubicación de la zona de tesis.

1.3.1 Información de índole regional de la Formación Garamilla

La Formación Garamilla fue observada por Volkheimer (1965) quien la denominó Complejo Porfírico y le asignó una edad jurásica media a superior. El mismo autor (Volkheimer (1973) consideró su “Complejo Porfírico” como correlacionable con las formaciones Los Menucos, Sierra Colorada, Paso Flores y Taquetrén, considerando un rango de edades desde el Triásico hasta el Jurásico Tardío.

Nulló y Proserpio (1975) considerando los trabajos previamente citados de Volkheimer, la consideran como una unidad equivalente a la Formación Los Menucos, unidad que está integrada por dacitas con intercalaciones tobáceas de la misma composición, siendo las mismas portadoras de la flora de *Dicroidium*. (Stipanovic 1967), limitándola cronológicamente al Triásico Tardío.

Finalmente, (Nulló, 1979), define la Formación Garamilla en cercanías del límite sur de la Provincia de Río Negro, la cual es posteriormente reconocida en las inmediaciones del Río Limay (Cañadón Quili Mahuida). Sus afloramientos también se extienden hacia el sur, hasta el Arroyo Sacanana, localizado 25 km al oeste de Gan Gan, en la Provincia de Chubut.

A continuación se describirán los principales afloramientos de las formaciones Garamilla y Taquetrén localizados en el oeste del Macizo Nordpatagónico, con el objeto de exponer las principales características de las unidades descriptas en cada sector, a fin de evaluar los afloramientos las localidades lindantes a la zona de estudio.

1.3.1.1 Ubicación del perfil tipo de la Formación Garamilla (Carta Lipetrén 41d (Nulló, 1978)

SEGEMAR).

En la carta geológica Lipetrén, que se ubica en la porción sur de la provincia de Río Negro se define y se otorga nombre formacional a esta unidad. El autor de la carta reconoce que gran parte

de los afloramientos están tectonizados y en general presentan una inclinación mayor de 30°. La estratificación en los afloramientos es buena en casi todos los casos.

El perfil tipo de esta Formación se sitúa 500 m al oeste del Puesto Garamilla por la quebrada que desemboca en el puesto Catrín (Fig. 3). Allí fue descrita una sección compuesta por rocas volcánicas ácidas con un espesor aproximado de 140 metros desarrollado sobre base oculta. A continuación se incluye la descripción del Perfil Tipo de la Formación Garamilla correspondiente a Nullo (1978).

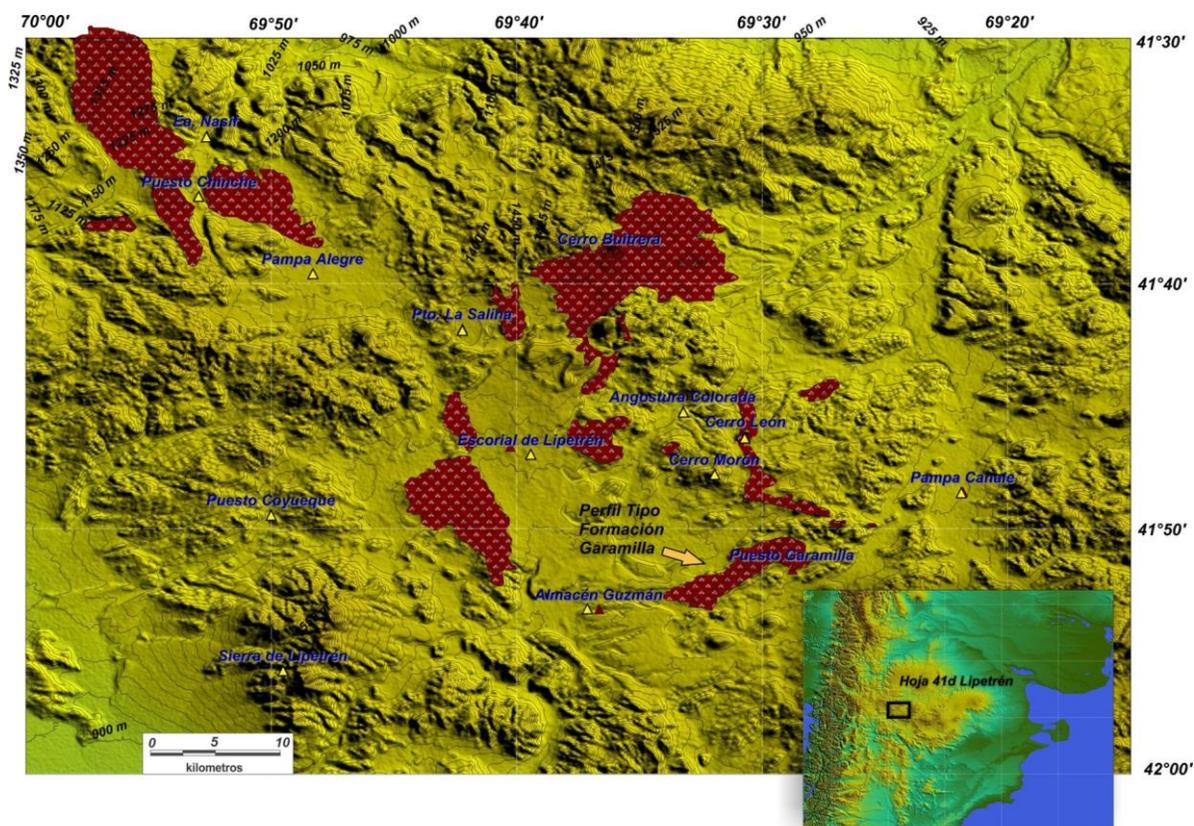


Figura 3. Ubicación de los afloramientos de la Formación Garamilla descritos en la carta geológica 41d, Lipetrén.

La unidad comienza con facies tobáceas de color rosado, pasta desvitrificada y grano medio. Constituyen 50 m de espesor y son mayormente de composición riodacítica, aunque algunas

alcanzan el campo de las dacitas. El perfil continúa en concordancia con una secuencia de 70 m de espesor compuesta por ignimbritas riolíticas de colores rosados y pasteles.

Sigue, por arriba, un conjunto de ignimbritas, con un espesor estimado de 60 metros. Forman litofacies compactas, bandeadas. Al microscopio presentan texturas fluidales, con fenocristales de cuarzo \pm sanidina \pm biotita \pm plagioclasa (oligoclasa) en menor proporción y fragmentos líticos. El afloramiento tiene rumbo N 45°E y una inclinación promedio de 50° al oeste y se extiende por el sudoeste hasta inmediaciones del Puesto Rodríguez y por el norte hacia el Cerro León en donde se une a la faja que proviene de Angostura Colorada.

El contacto superior de la unidad se describe en los alrededores del Cerro León, con los sedimentos de la Formación Angostura Colorada (Volkheimer, 1973) (Cretácico); que muestran una relación discordante. El contacto inferior se presenta en el Escorial de Lipetrén lugar se apoya discordantemente sobre los pórfidos graníticos de la Formación Lipetrén (Nullo, 1978) asignada tentativamente al Pérmico.

En el sector oriental al Puesto La Salina, los autores describen afloramientos compuestos por coladas riolíticas de color rosado claro a pardo rosado. En su descripción y definición original la Formación Garamilla incluye un número limitado de litofacies mayormente ignimbritas, coladas y tobas de composiciones riolíticas a riodacíticas, cuyos espesores no superan los 200 m de potencia

1.3.1.2 Descripción de la Formación Garamilla entre los paralelos (41°30'-41°00') (Carta 40d, Ingeniero Jacobacci, SEGEMAR).

Coira et al (1979) incluyen en esta entidad a un conjunto de rocas efusivas ácidas y, en proporción subordinada, ignimbritas y tobas vítreas a vitrocrystalinas de composición riolítica. En casos restringidos aparece riodacitas y reducidos representantes lávicos (vitrófiros riodacíticos). Se las correlaciona con las volcanitas descritas por Nullo (1978) en la Hoja Lipetrén bajo la

denominación de Formación Garamilla. Indica que estas rocas son cubiertas discordantemente por la Formación Taquetrén, relación descrita al NE del cerro Horqueta.

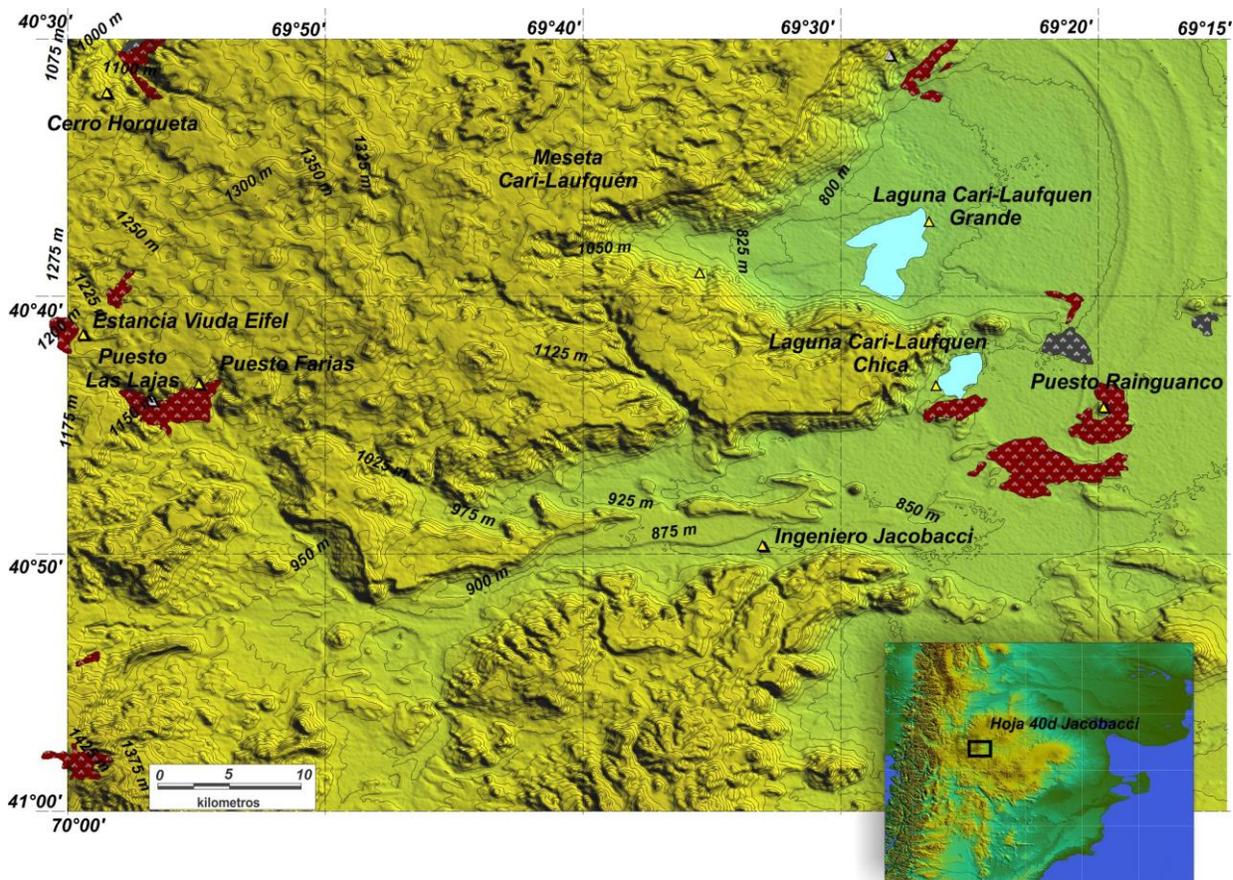


Figura 4 Localizaciones de los afloramientos de la Formación Garamilla descritos en la carta 40d Ingeniero Jacobacci.

Los afloramientos se extienden al norte de la laguna Carí-Laufquén Grande (Figura 4) en proximidad al Cerro Horqueta, en el cerro Raiguanque, y en la zona del Cañadón de La Viuda. Los mayores espesores descritos para la unidad se localizan en cercanía al puesto Las Lajas (75 m) y en el cerro Raiguanque (24 m). Los contactos inferiores de la unidad no han sido reconocidos en la zona, mientras que el límite superior de la misma está dado por la Formación Taquetrén que la cubre discordantemente.

1.3.1.2.1 Perfil en el Cerro Rainguanque.

El perfil realizado por el autor en la zona del cerro Rainguanque presenta un limitado desarrollo y es de carácter netamente piroclástico, iniciándose con 3 m de ignimbritas riolítica rosada violácea, compactas con fragmentos líticos angulosos. El perfil continúa con una ignimbrita riolítica, rosada grisácea de 4 m de espesor. Culmina con 5 m de una ignimbrita riolítica grisácea, compacta, con una reducción en el tamaño de los fragmentos juveniles recristalizados los cuales no superan los tres mm de espesor

1.3.1.2.2 Perfil al norte de la laguna Cari-Laufquén Grande.

La sección comienza con 2,5 m de ignimbrita riolítica parda anaranjada, coherente, caracterizada por fiames cuyas dimensiones varían entre cuatro centímetros y tres milímetros (Coira, 1979). Continúan 7 m de toba riolítica, pardo-grisácea, coherente, con fragmentos líticos subangulosos de 2 mm a 1 cm de diámetro. Siguen 2,5 m de toba riolítica, blanquecina, medianamente compacta y 10 m de toba mediana riolítica, blanquecina que grada a una facies brechosa masiva, portadora de fragmentos de juveniles de hasta 1,5 cm, totalizando un perfil de 22 m de base no aflorante.

En los perfiles expuestos anteriormente se destacan como representantes de mayor difusión ignimbritas y tobas y con carácter accesorio dentro de esta entidad (Coira 1979), los representantes lávicos como se observa en la zona del puesto Las Lajas. Así mismo, la autora reporta procesos de desvitrificación del material originariamente vítreo fundamentalmente a cuarzo o a cuarzo-calcedonia-tridimita y feldespatos alcalinos. Excepcionalmente aparecen zeolitas o material arcilloso. También se observan texturas axiolíticas, microfelsíticas, esferulíticas, granofíricas y microgranosas.

1.3.1.3 Descripción de los afloramientos de la Carta 4169-I, Piedra del Águila.

En la descripción de la hoja Piedra del Águila (4169-I) (Figura 5) la Formación Garamilla se encuentra circunscripta al ciclo Plutónico-Volcánico Mesozoico (Cucchi et al., 1998). Bajo esta denominación los autores agrupan tres unidades cuyas edades mesozoicas son inferidas a partir de trabajos de campo y correlaciones geológicas.

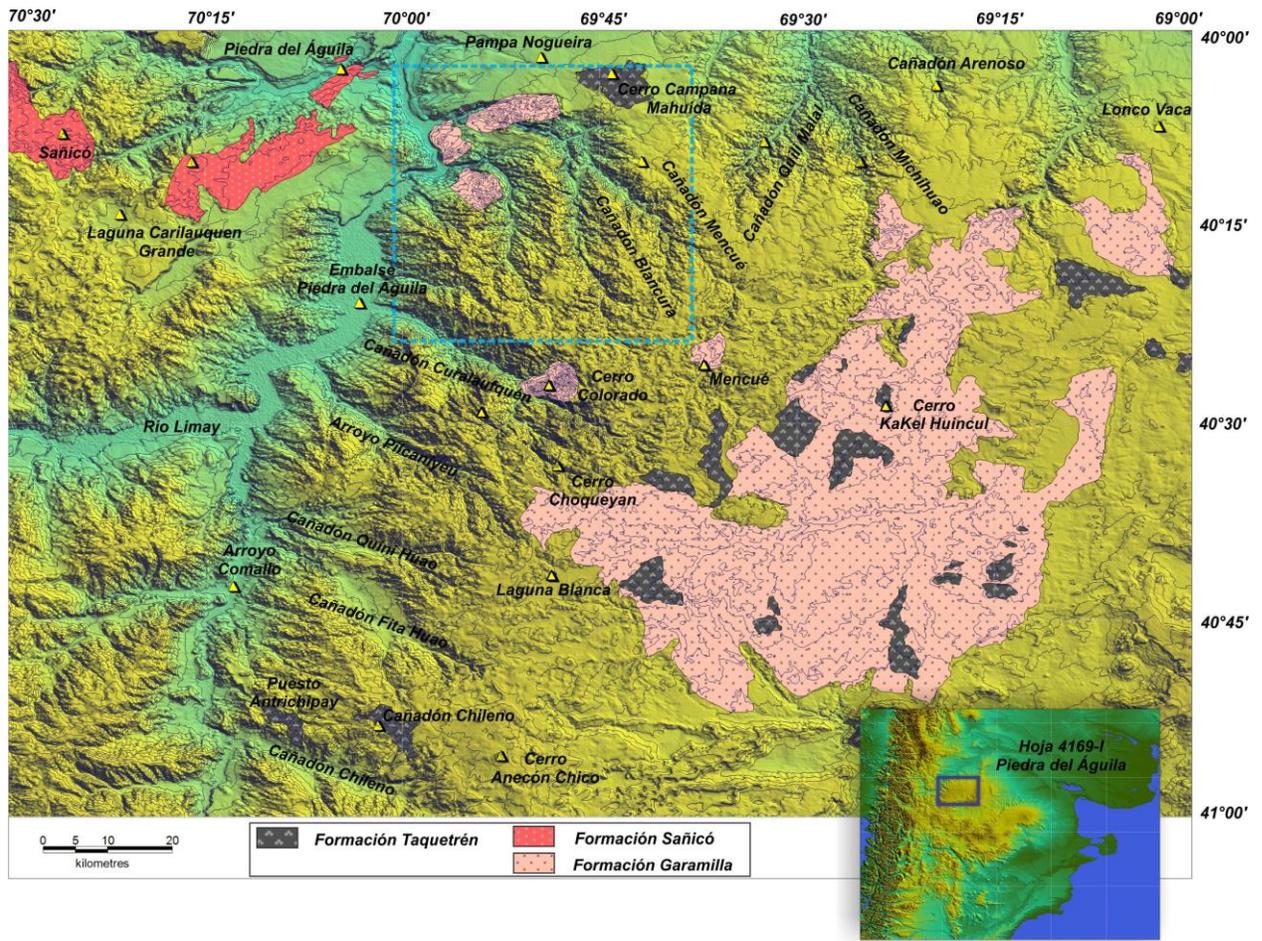


Figura 5, ubicaciones de los afloramientos de la Formación Garamilla descritos en la carta 4169-I (Piedra del Águila). El recuadro celeste indica la ubicación de la zona de tesis.

Dos de ellas son de naturaleza volcánicas (Formaciones Garamilla y Taquetrén) y su conocimiento se remonta a los trabajos de Nullo (1978) (Hoja Lipetrén) y Nullo y Proserpio, (1975) mientras que la tercera, de naturaleza intrusiva, fue inicialmente reconocida por Núñez y Cucchi (1985 y 1990) y extendida más al sur por Cucchi (1991).

La Formación Garamilla ocupa una importante extensión en el ámbito de la carta, alcanzando aproximadamente 2.169 km² de desarrollo. Las relaciones estratigráficas descritas para la unidad son un contacto inferior sobre la Formación. Mamil Choique y otros granitoides, mientras que es cubierta por la Formación Taquetrén. Estiman el espesor de la unidad como menor a 50 m.

Los autores reportan el hallazgo de términos básicos y de composición intermedia, siendo las composiciones con mayor representación aquellas de naturaleza ácida, que predominan sobre las restantes, tanto en sus tipos lávicos como piroclásticas. Las rocas allí examinadas presentan texturas efusivas (porfídicas y fluidales) y explosivas (piroclásticas e ignimbríticas). Estas últimas tienen la mayor distribución areal. A su vez reconocen facies no soldadas con texturas piroclásticas o vitroclásticas y soldadas a fuertemente soldadas, eutaxítica, con flamas muy estiradas que llegan a confundirse con un flujo laminar lávico.

Los autores incluyen bajo la denominación de Diorita Jara tres cuerpos alargados en dirección aproximada NNE-SSO de hasta 5 kilómetros de largo y 2 kilómetros de ancho. Es equivalente a la unidad plutónica llamada Diorita Jara por Núñez y Cucchi (1990) y estudiada con más detalle por Cucchi (1991). Se las encuentra a lo largo de la ruta que une Mengué con Comallo (ruta provincial N°6). Tienen composición variable entre dioritas cuarcíferas, dioritas y gabros incluso dentro de un mismo cuerpo.

La litología más representativa corresponde a una diorita, de color gris y de grano fino de textura granular hipidiomórfica y mineralógicamente consisten de cristales de andesina y cuarzo

subordinados; presentando como minerales máficos más abundantes hornblenda y biotita. Son abundantes los minerales opacos y entre los accesorios epidoto, apatita, calcita y turmalina.

En esta región, los cuerpos de la Diorita Jara intruyen a la Formación Mamil Choique asignada al Paleozoico inferior. En relación con su ubicación temporal se cuenta con una edad K/Ar de 170.1 ± 10 Ma (Cucchi, 1991a).

La última unidad del complejo corresponde a la Formación Taquetrén, la cual se presenta distribuida en forma irregular en varios sectores de la carta. Se trata de rocas de colores variados, predominando los tonos verdosos. El grano es por lo general fino, su aspecto porfírico y su composición característicamente andesítica.

Los autores reconocen tres facies principales a partir de sus texturas microscópicas: a) porfírica correspondiente a la facies lávica; b) afírica o con un porcentaje de fenocristales muy bajo y c) aglomerádica—brechosa—porfiroclástica. La Formación Taquetrén, en la región, apoya sobre la Formación Mamil Choique, y sobre la Formación Garamilla.

1.3.2 Características regionales de la Formación Taquetrén.

La Formación Taquetrén se encuentra representada en distintos sectores del Macizo Nordpatagónico representados en las cartas geológicas anteriormente mencionadas (Hojas geológicas escala 1:200.000, Lipetrén (41d) e Ingeniero Jacobacci (40d), junto con las cartas 1:250.000, Gan Gan (4369-II), Ingeniero Jacobacci (4169-III) y Piedra del Águila (4169-I)) dentro de las que se incluye la descripción de la localidad tipo y perfil tipo.

Sus afloramientos se extienden desde los 40° de latitud sur (zona de Campana Mahuida, Provincia de Río Negro) hasta los 42°30' S, en inmediaciones de Gan Gan, Provincia de Chubut. Presenta un desarrollo meridional de aproximadamente 290 km. Sus mejores exposiciones en la

Provincia de Chubut se distribuyen en la Sierra de Lonco Trapial, mientras que las prolongaciones más septentrionales de la unidad se ubican en inmediaciones de la Sierra de Taquetrén (Cañadón La Gotera) y la Sierra del Moligüe. Otros buenos afloramientos ubicados en la provincia de Río Negro han sido descriptos para la zona de Cañadón Chileno y en la zona de Puesto viuda Antrichipay, localizados unos 25 km al noreste de Comallo.

1.3.2.1 Características litoestratigráficas de la Formación Taquetrén en la zona de Lipetrén (carta geológica Lipetrén 41d).

La Formación Taquetrén (Nullo y Proserpio, 1975) está constituida por rocas volcánicas de composición mesosilícica a básica, y sedimentitas epiclásticas y piroclásticas. Esta Formación está ampliamente distribuida en las Provincia de Chubut y Río Negro, predominando los afloramientos en el sector sudeste y centro, particularmente en las sierras de Taquetrén.

Su localidad tipo es la Sierra de Taquetrén, donde los autores anteriormente mencionados subdividen la unidad en 4 facies: 1. Facies Brechosa, 2. Facies Sedimentaría, 3. Facies Lávica y 4. Facies Hipabisal.

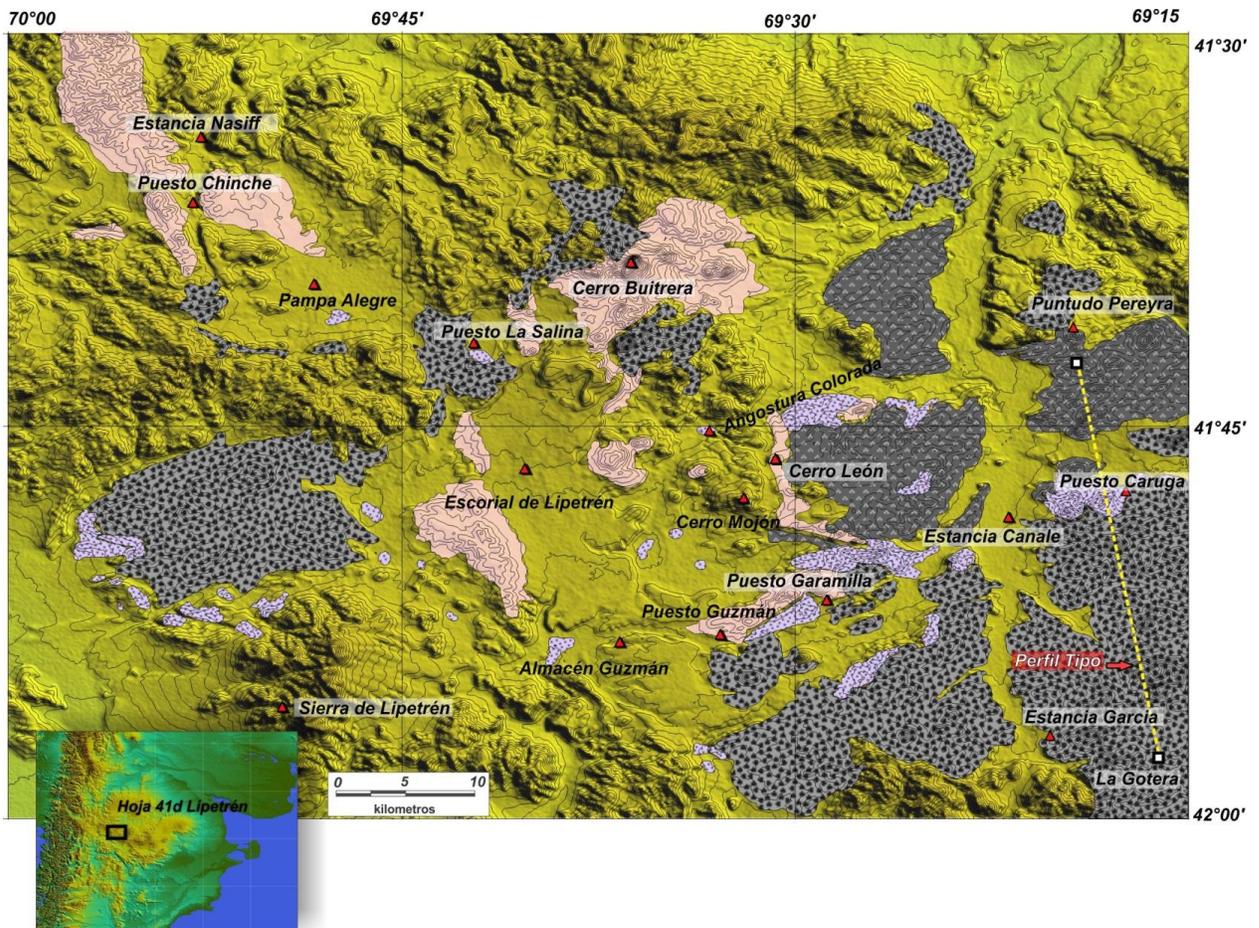


Figura 6. Ubicación de los afloramientos de las formaciones Garamilla y Taquetrén descritos en la hoja geológica Lipetrén, 41 d.

La *Facies Brechosa* es descrita como la facies basal de los afloramientos, encontrándose conformada por brechas volcánicas y mantos de composición andesítica, de color morado. Se describen como rocas compactas, de textura fina. Los litoclastos de las brechas tienen hasta 20 cm de diámetro. El perfil tipo de la unidad en la carta geológica Lipetrén (Figura 6) se extiende desde el Cañadón La Gotera, rincón sudeste de carta hasta inmediaciones del Puntudo Pereyra, localizándose su base en los alrededores de la estancia García.

La descripción de los autores indica una marcada alternancia entre las facies brechosas y lávicas, estas últimas incorporan paulatinamente niveles de tobas y niveles epiclásticos hacia sus términos superiores, en los que son intruidos por diques andesíticos.

La base del perfil comienza con mantos de traquiandesitas de aproximadamente tres metros de espesor, de color gris, brechas volcánicas de igual composición, con litoclastos de hasta un metro de diámetro y 10 m de espesor. Continúa con traquiandesitas hornblendíferas de color gris oscuro, en las cuales se intercalan andesitas brechosas de color morado, en bancos con un desarrollo menor al metro.

El perfil prosigue con brechas volcánicas de composición andesítica, de color gris claro, con litoclastos de pequeño tamaño, muy alterados, junto con basandesitas de color verde oscuro. Siguen andesitas de color verde claro que descansan sobre tobas mesosilícicas de varios colores. Entre esta secuencia de tobas afloran delgados bancos de brechas de igual composición. Las tobas presentan buena estratificación, marcada por diferencias en sus granulometrías y color. El espesor de la secuencia es de 10 metros.

Continúan en forma homogénea brechas volcánicas de composición andesítica, hasta inmediaciones a La Gotera, en donde encuentran intruidas por diques de composición andesítica, pertenecientes a la Facies Hipabisal. Hacia el este del sector previamente citado, prosiguen los mantos de rocas volcánicas.

En el puesto Caruga, sobre esta secuencia, los autores describen un conjunto de rocas sedimentarias y piroclásticas en contacto concordante sobre las facies de brechas, continúan areniscas conglomerádicas, tobas brechosas, de composición mesosilícica, areniscas de granulometrías variables. El conjunto presenta 51 m de espesor. Hacia el techo aparecen dos metros de tobas de composición mesosilícicas, de color rosado a morado, duras, de grano fino, muy deleznales. Continúan por arriba brechas volcánicas de composición andesítica y tobas brechosas de composición andesítica, de color verde claro, bien estratificadas. El perfil concluye con 15 m de brechas tobáceas de igual composición, de color gris claro, en bancos de 15 cm de espesor. Se disponen por arriba andesitas de color rojo morado a pardo rojizo, que constituyen la base de lo que se denomina Facies Lávica, presentando una pasta homogénea.

1.3.2.2 *Características litoestratigráficas de la Formación Taquetrén en la zona de Jacobacci (carta geológica Ingeniero Jacobacci, 40d).*

La Formación Taquetrén presenta un escaso desarrollo en la zona de Ingeniero Jacobacci, (Figura 4) donde los autores describen andesitas y basandesitas anfibólicas-piroxénicas correlacionándolas con las facies brechosas previamente descritas y andesitas fóidicas y basaltos que se incluyen en las facies lávicas.

1.3.2.3 *Características litoestratigráficas de la Formación Taquetrén en la zona de Gastre (carta geológica Gastre, 42d).*

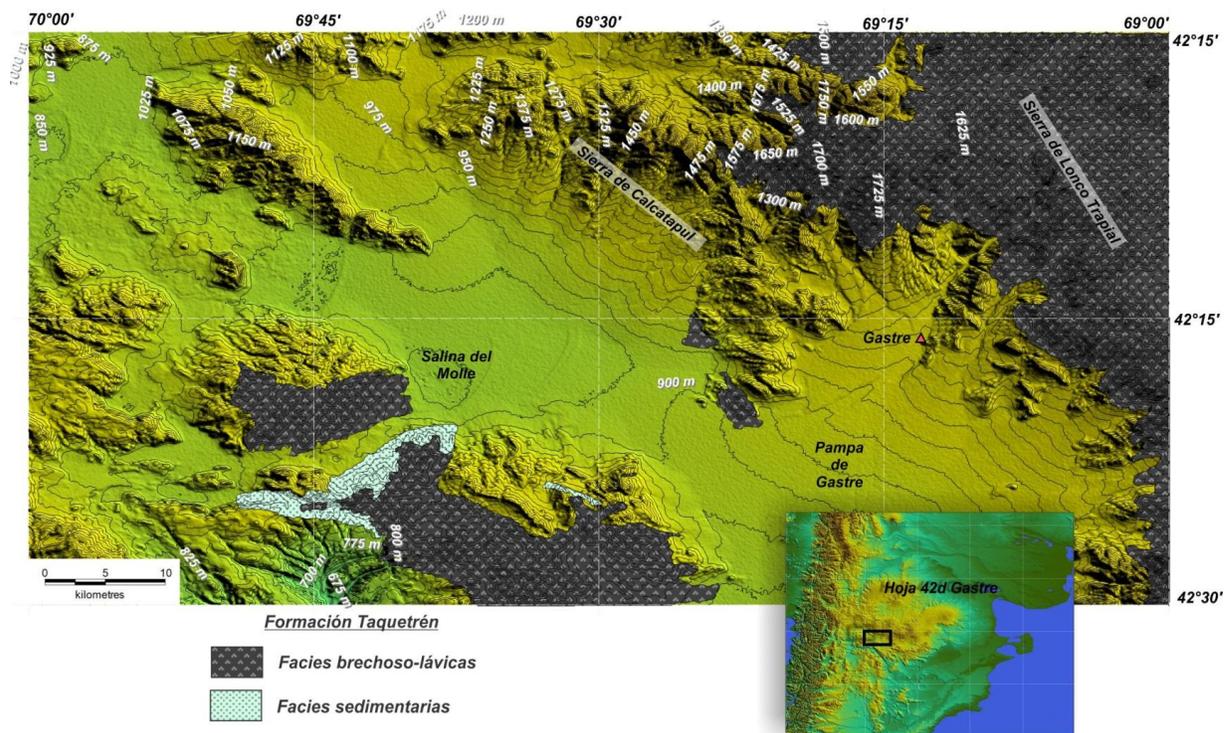


Figura 7: Ubicación de los afloramientos de la Formación Taquetrén descritos en la hoja Gastre, 42 d.

La Formación Taquetrén se encuentra ampliamente distribuida en la carta Gastre (Figura 7), donde los afloramientos se ubican en el centro y el borde oriental de la carta. En ella han sido reconocidas las cuatro facies previamente descritas para la unidad de la zona de Lipetrén,

diferenciándose por la ubicación estratigráfica de las facies sedimentarias en la porción basal de la secuencia. La facies sedimentaria consiste de conglomerados de 20 m de espesor, que pasan gradualmente hacia el oeste del puesto Cáceres a areniscas tobáceas.

Las facies brechosa-lávicas es la facies mejor representada. La composición abarca un rango basáltica-dacítica. La secuencia presenta características muy similares a las previamente descritas comenzando con facies brechosa-lávicas las cuales incorporan progresivamente un carácter tobáceo hacia la porción superior y en algunos tramos facies sedimentarias.

1.3.3 Características regionales de la Formación Sañicó.

La Formación Sañicó (Galli, 1969) está ampliamente desarrollada en el sudeste de la Provincia de Neuquén, región en la cual se agrupa en dos grandes sectores (Figura 5). El primero comprende desde Piedra del Águila hasta el Cerro Zaina Yegua, mientras que el segundo se extiende desde el Cerro Piedra Agujereada y Sañicó, hasta inmediaciones del Cerro Feo. Se apoya en concordancia sobre las capas continentales de la Formación Piedra del Águila de edad Jurásica inferior.

En la Carta 4169-III Ingeniero Jacobacci, Provincia de Río Negro (Gonzalez et al., 2000) una secuencia de 900 m de espesor ubicada al sur en la localidad de Comallo fue asignada a la Formación Sañicó. Esta secuencia (Estratos de Comallo) fue previamente analizada por Rabassa (1974) y posteriormente por Zavatieri et al (1994) y se caracteriza por presentar depósitos fluviales entrelazados en sus términos inferiores y superiores, mientras que en su porción media fueron descritas sistemas meandriformes.

1.4 INFORMACIÓN GEOCRONOLÓGICA PREVIA DE LAS UNIDADES PATAGONÍDICAS AFLORANTES EN EL SECTOR OCCIDENTAL DEL MACIZO NORDPATAGÓNICO.

Durante el levantamiento geológico de las distintas cartas del sector (Hojas: Paso Flores, 39 c, Ingeniero Jacobacci, 40d, Lipetrén, 41 d, Piedra del Águila, 4169-I, Maquinchao, 4169-IV, y Gan Gan, 4369-II, ha sido establecido un ordenamiento facial generalizado y un esquema estratigráfico basado en correlaciones de índole regional y a través de la presencia de restos fósiles, principalmente flora fósil. En los últimos tiempos se suma paulatinamente la utilización de métodos geocronológicos, las cuales tienden a modificar el conocimiento cronoestratigráfico de dicho dominio.

Los estudios geocronológicos desarrollados sobre las mismas han involucrado mayormente técnicas de K-Ar, Rb-Sr y Ar-Ar (Nullo y Proserpio 1978), siendo escasa la geocronología de U/Pb.

La primera determinación geocronológica llevada a cabo sobre la Formación Taquetrén fue realizada por Nullo y Proserpio, (1975). Allí los autores analizaron mediante K-Ar las muestras pertenecientes a la Sierra del Moligüe, situada inmediatamente al sur del Cañadón La Gotera. Los resultados indicaron una edad de 136 ± 6 Ma, permitiendo inferir una edad cretácica temprana para esta unidad.

Posteriormente, durante la confección de la hoja geológica Paso Flores (Hoja 39c, escala 1:200.000), Nullo (1979) reconoció en la zona de Cañadón Chileno, facies volcánicas asignables a la Formación Taquetrén. Allí describió una secuencia de tobas dacíticas, brechas andesíticas y mantos de andesitas, que paralelizó con los estratos aflorantes en la zona del Cerro Puntudo, ubicado al este de Comallo.

Los estudios palinológicos inéditos realizados por Pöthe de Baldi, durante el levantamiento de la citada carta, en la zona del Cerro Puntudo, indicaron una edad triásica superior para la unidad.

Más Tarde Zavattieri (1994), publicó el hallazgo de una asociación palinológica en el Cerro Puntudo cuyas edades oscilan entre triásica media y superior temprana.

La primera datación de U-Pb en circones de la Formación Taquetrén fue realizada en la zona del Cañadón La Gotera (Franzese et al., 2002), arrojando un valor de $242,9 \pm 2,5$ Ma. De esta manera, una unidad tradicionalmente asignada al magmatismo Patagónico, parece encontrarse más vinculada a los eventos volcanoclásticos triásicos que aquellos desarrollados durante el Jurásico y Cretácico. Ello ha planteado serios interrogantes sobre los esquemas estratigráficos vigentes en el sector oeste del Macizo Nordpatagónico.

Estudios paleontológicos realizados por Escapa et al., (2008) en la zona del Cañadón del Zaino (Sierra de Taquetrén) permitieron asignarla al Liásico, en base a la presencia de taxas como *Goeppertertella*, *Sagenopteris*, *Clathropteris*, *Archangelskya*, etc.

Lizuain y Silva Nieto (2005), consideran a la unidad como facies volcanoclásticas de la Formación Lonco Trapial y la incluyen en la Cuenca Cañadón Asfalto, por lo que ambas unidades comparten un origen común. Dicha cuenca fue considerada como un rift de tipo pull-apart (Silva Nieto et al, 2002), desarrollado en la parte sur del Macizo Nordpatagónico, cuya sedimentación habría comenzado en el Jurásico Medio y terminado en el Titoniano.

Recientemente, Cuneo et al., (2013) han obtenido edades U/Pb en circones para las formaciones Las Leoneras y Lonco Trapial. Las mismas arrojaron edades de 188 y 178 Ma, (Pliensbaquiano-Toarciano). Por este motivo, y considerando a la Formación Taquetrén como facies volcanoclásticas de la Formación Lonco Trapial, es posible que sea coetánea con dichas unidades.

Respecto de la geocronología de la Formación Sañicó, cabe destacar que su edad se encuentra comprendida entre las edades de las formaciones Piedra del Águila (Ferello, 1947) y Los Molles (Weaver 1931, Digregorio 1972), ya que estas unidades la limitan en base y techo respectivamente. Queda, de este modo, acotada al intervalo Sinemuriano Superior –Pliensbachiano Temprano, dada las respectivas edades de dichas unidades (Spalletti et al, 2010; Leanza, et al. 2013, entre otros).

Por último, la edad de la Formación Garamilla (Nullo, 1978) fue inicialmente establecida en la zona de Lipetrén por el citado autor. El mismo, indicó una edad comprendida entre los 226 y 215 Ma. Posteriormente, Coira (1979) correlacionó los afloramientos ubicados en inmediaciones a la localidad de Ingeniero Jacobacci con las facies lávicas de la Formación Los Menucos. Sugirió, bajo criterios de correlación geológica, que las formaciones Paso Flores, Los Menucos y Garamilla tendrían casi la misma edad.

Sin embargo estas dataciones radiométricas, arrojaron algunas dudas respecto de la edad de la Formación Garamilla. Las primera determinaciones geocronológica utilizando U-Pb en circones fue llevada a cabo por Franzese et al., (2002), en su localidad tipo. Estos autores obtuvieron una edad de $188,1 \pm 1.5$ Ma (Pliensbachiano), con lo cual, la supuesta edad Triásica de la unidad debería ser reconsiderada. Las relaciones indicadas han sido resumidas en la Figura 8, donde se muestran la variación del conocimiento cronoestratigráfico de las principales unidades Mesozoicas en el norte de la Patagonia.

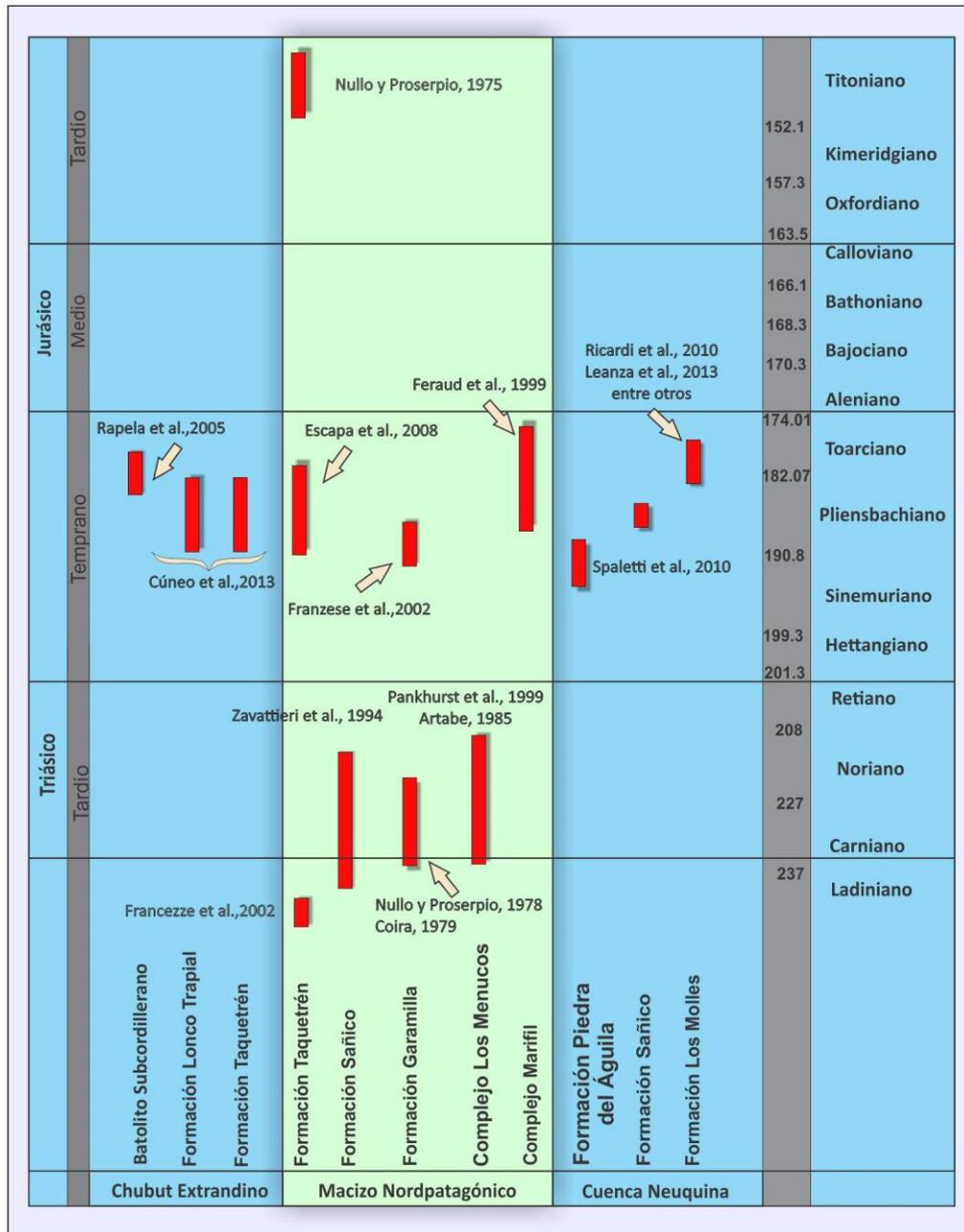


Figura 8. Resumen de las edades de las unidades afines a la Formación Garamilla aflorantes en el Chubut extrandino, Macizo Nordpatagónico y Cuenca Neuquina.

1.5 TRABAJOS INICIALES CONCERNIENTES A LAS FORMACIONES GARAMILLA Y TAQUETRÉN EN EL ÁREA DE TESIS.

La primera mención de rocas asignables a la Formación Garamilla corresponde a Wichman (1934) quien describe la presencia de pórfidos cuarcíferos y graníticos de edad triásica en la zona de la costa del río Limay. Este autor reconoce continuidad en los afloramientos desde el Cañadón Mengué hasta inmediaciones del Cañadón Cura Laufquén –Pilahue (Figura 9).

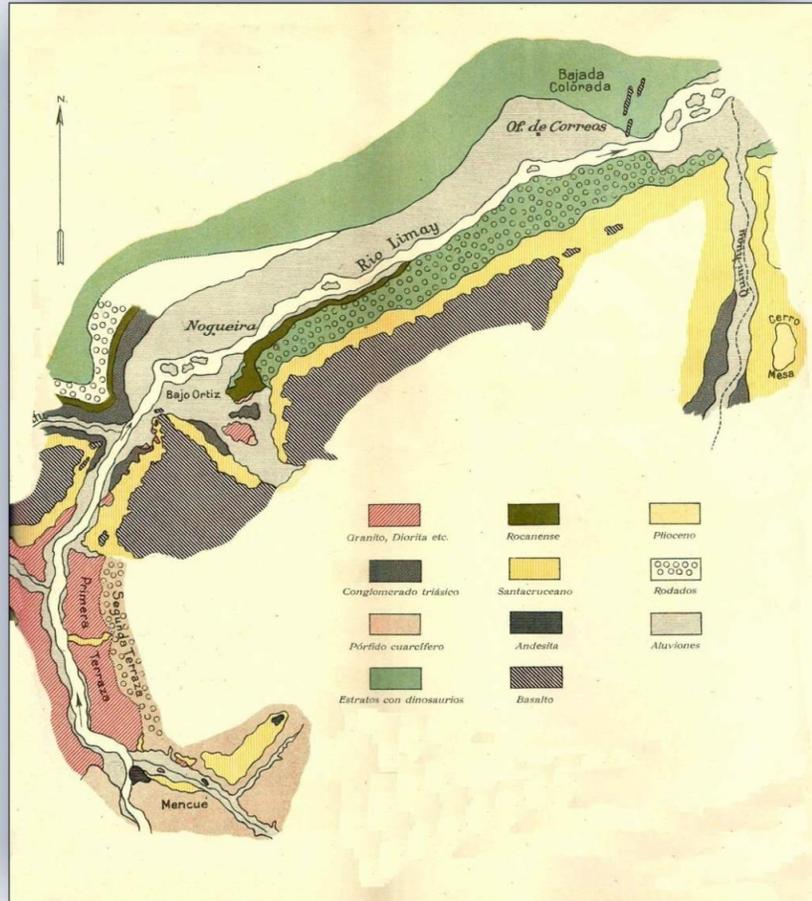


Figura 9. Bosquejo geológico de la zona lindante al río Limay, tomado de Wichman, (1934).

Los pórfidos configuran, de acuerdo a dicho autor, la segunda y amplia terraza rocosa que forma el valle del Río Limay, la cual se dispone sobre la primera terraza formada por rocas

graníticas y dioríticas asignadas al basamento antiguo, el que posteriormente fuera denominado por (Cucchi et al., 1996) como Formación Mamil Choique. Además, reconoce la presencia de importantes “vetas de pórfidos” en las zonas de Laguna Blanca, Pilahue y en la subida del Cura Laufquén.

Posteriormente Parker, (1972) en su bosquejo de las zonas de Piedra del Águila, Naupa Huen y Lonco Vaca, incorpora las sucesiones volcánicas aflorantes en inmediaciones al Cerro Campana Mahuida (aquí abordada como Zona Quiñena -Fuensalida) como pertenecientes al Grupo Choiyoi, y les asigna una edad triásica.

Finalmente los afloramientos de las formaciones Garamilla y Taquetrén dentro de la zona tesis fueron identificados por Cucchi et al. (1999), durante la confección de la hoja geológica Piedra del Águila.

1.6 INFORMACIÓN ACCESORIA

1.6.1 Características poblacionales

Una característica de esta zona es la presencia de tres comunidades mapuche denominadas “Comunidad de Blancura Centro”, “Comunidad de Rincón Chico” y “Comunidad de Pilquiniyeu del Limay”, las cuales en conjunto abarcan la totalidad de la zona de trabajo. Estas comunidades presentan un bajo desarrollo poblacional el cual asciende a 2.000 personas en un área que abarca unos 10.000 km².

Los pueblos de Pilquiniyeu, Mengué y Laguna Blanca aglutinan la mayor parte de la población (130, 305 y 102 personas respectivamente) mientras que en el área restante se observa una población rural caracterizada por una baja densidad poblacional.

1.6.2 Topografía e hidrografía.

La topografía en general es típica de regiones mesetiformes, con el desarrollo de profundos cañadones principalmente de direcciones noroeste-sudeste y norte-sur. Las alturas se encuentran comprendidas entre los 580 m, en el Río Limay, y los 1.349 m en el Cerro Mirador. Los valles son profundos y carecen de agua permanente. Las pendientes varían entre 0-10° en la meseta, mientras que en los cañadones superan los 45° ya que sus laderas están formadas por afloramientos de granitos.

1.7 ÁREAS DE TRABAJO.

El área estudiada representa una pequeña porción de una amplia faja de afloramientos de rocas volcánicas de la Formación Garamilla.

Se encuadra entre los paralelos 40°03' y 40°25' de latitud Sur y los meridianos 70° 02' y 69° 35' de longitud Oeste. En sentido latitudinal se extiende aproximadamente 40 Km., mientras que en el sentido longitudinal 38 Km. Cubre una superficie cercana a los 1.520 km² y se encuentra casi en su totalidad, en el sector noroeste de la provincia de Río Negro.

A partir de labores de campo de reconocimiento desarrolladas en año 2008 en el área de estudio, se definieron dos sectores principales donde se llevó a cabo el análisis estratigráfico de las secuencias eruptivas. Estos sectores exponen una secuencia volcánica bien desarrollada y buenas relaciones con las rocas de caja. Abarca una porción de los Departamentos de Pilcaniyeu, al Oeste y el Departamento del Cuy al este.

Las áreas de estudio se dividen en Puesto Fuensalida- Puesto Quiñena y Cerro Catri Cura- Cerro Carro Quebrado, distantes 2,5 km una de la otra. Además de estas áreas, las observaciones se extendieron a un sector regional de mayor extensión dentro del cual se ubican las áreas previamente

Dicha área que se extiende por 25,8 km en dirección este-oeste bajo la forma de una franja estrecha posee un área de 333,4 km². Los principales rasgos geográficos son el Río Limay, el Cañadón Mengué y el cañadón Quili Mahuida. Los límites de la zona así como los principales rasgos toponímicos se muestran en la figuras 10 y 11.

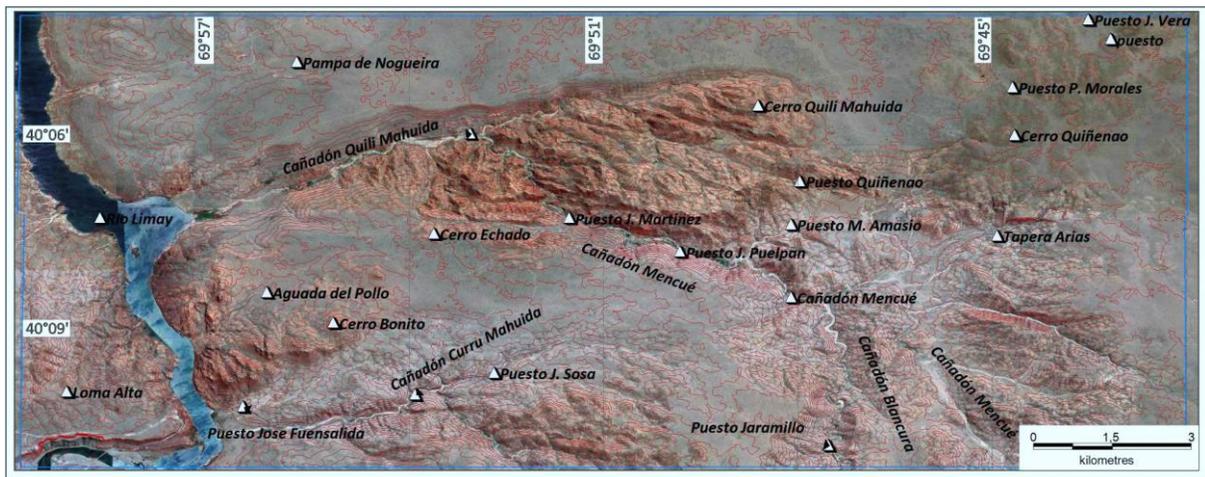


Figura 11. Mapa de ubicación, mostrando la toponimia representativa del área Puesto Quiñenao- Puesto Fuensalida. Mapa base imagen Google Earth. Toponimia obtenida a partir de Carta topográfica Mengué (4169-8) 1:100000, SEGEMAR.

Los afloramientos muestran una distribución cuasi-continua, desde la Loma Alta hasta el Puesto de J. Vera ubicado en inmediaciones del Cerro Campana Mahuida. Las rocas analizadas se encuentran circunscriptas entre los cañadones Quili Mahuida y Currú Mahuida cuyas características serán posteriormente abordadas. Otra característica a mencionar de esta zona es la curvatura y el gran desarrollo que presentan los profundos cañadones, labrados sobre rocas graníticas y migmatíticas. Particularmente el Cañadón Mengué conforma un profundo valle tectónico de más de 250 m de profundidad.

1.7.2. Área Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura.

La misma conforma un área rectangular de 14,1 km en sentido este- oeste y 11,1 kilómetros en sentido norte- sur, abarcando un área de 157,7 km². Los rasgos geográficos más significativos son los Cerros Catri Cura, Carro Quebrado, Cerro Guacho, Cerro Quidel y el Río Limay, el cual configura su límite occidental. La porción central de la zona muestra una secuencia volcánica bien desarrollada, apoyada discordantemente sobre la Formación Mamil Choique, la cual puede diferenciarse en la figura 12 por presentar una coloración grisácea clara.

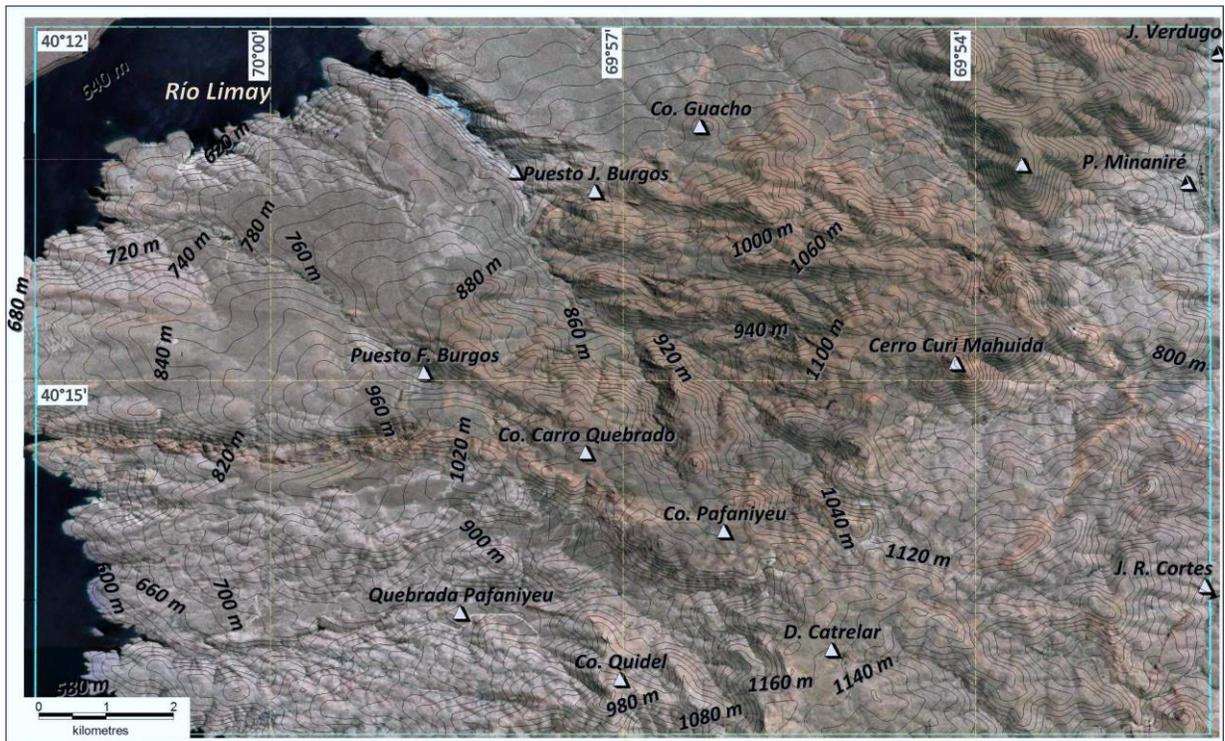


Figura 12. Mapa de ubicación del área Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura mostrando la toponimia representativa. Mapa base imagen Google Earth. Toponimia obtenida a partir de Carta topográfica Mencilé

(4169-8) 1:100000, SEGEMAR

2 METODOLOGÍA

2.1 TRABAJOS DE CAMPO

2.1.1 Técnicas de trabajo en el campo

La metodología implementada durante las labores de campo incluyó:

- 1- Toma de estación con GPS utilizando una nomenclatura sencilla, en general considerando el nombre del poblador y en orden de numeración creciente, pudiéndose incluir una letra a los efectos de destacar alguna diferencia particular.
- 2- Representación del punto en una imagen satelital confeccionada a los efectos de realizar la cartografía en el campo.
- 3- Muestreo, descripción y clasificación de la litofacies presente en el punto estación. Particularmente se tuvieron en cuenta los trabajos de McPhie (1993) para clasificar las rocas efusivas y Branney y Kokelaar (2002) para la clasificación de las rocas piroclásticas.
- 4- Mediciones estructurales (azimut y buzamiento): se midió la posición de las secuencias volcánicas, así como la orientación de las fallas y fisuras eruptivas observadas.
- 5- Confección de los perfiles regionales y secciones columnares utilizando parcialmente los datos altimétricos brindados por el GPS y la distancia entre los distintos puntos de observación y los datos estructurales.

2.1.2 Campañas realizadas.

Las campañas realizadas en el área de tesis son las siguientes, descriptas en orden cronológico decreciente:

2.1.2.1. Campaña 1: 06-04-2010 a 14-04-2010 (8 días de duración):

Los trabajos realizados fueron mayormente de reconocimiento. La misma se extendió entre los días 6 al 9 de Abril durante los cuales los trabajos se concentran en la zona del Cañadón Blancura, con el mapeo inicial y muestreo de un complejo sistema de diques. A partir del día 10 de abril los trabajos se concentraron en el campo de Osvaldo Quiñena y posteriormente en el de José Fuensalida donde se confeccionaron los primeros perfiles, muestreos y reconocimiento de facies.

2.1.2.2. *Campaña 2: 10-11-2010 a 08-12-2010 (31 días de duración):*

Del 10 al 18 de Noviembre los trabajos se concentraron en la zona del Puesto Quiñena. Ingresando desde el Cañadón Mengué fueron realizados 3 perfiles ascendiendo el flanco norte del cañadón, y otros 5 perfiles comenzando desde el Puesto Quiñena (8perfiles de detalle donde se colectaron 145 muestras y se realizaron 56 secciones delgadas, ver tabla).

Del 18 al 21 de Noviembre los trabajos se concentran en la zona de José Fuensalida, donde desarrollamos los primeros perfiles en inmediaciones al puesto. Los mismos fueron realizados en dos sectores diferentes con el reconocimiento y muestreo de las diferentes litofacies. (3 perfiles dedetalle, donde se colectaron 62 muestras y se realizaron 18 secciones delgadas, ver tabla).

Del 22 de Noviembre al 8 de Diciembre se realizaron observaciones de índole regional durante las cuales se visitaron las localidades tipo de las formaciones Garamilla y Taquetrén así como ubicaciones específicas donde las mismas han sido reconocidas y descriptas. También se visitaron las localidades clásicas del sector central y oriental de la comarca, donde se reconocieron principalmente las unidades correspondientes al Paleozoico y Mesozoico

2.1.2.3 *Campaña 3: 08-02-2011 a 20-02-2011 (10 días de trabajo de campo):*

Del 8 al 12 de Febrero se dio finalización a los trabajos de campo en la zona del Puesto Fuensalida, donde se colectaron 63 muestras y se realizaron 25 secciones delgadas.

13-02-2010 al 16-02-2011: se realizaron observaciones y mediciones estructurales de los complejos de diques. Se realizó 1 perfil de detalle, muestreo y medición de diques donde se colectaron 53 muestras en total y se realizaron 27 secciones delgadas.

17-02-2011 al 20-02-2011: se realizaron dos perfiles de detalle 10 km de longitud con orientación NE-SO en la zona del Cerro Carro Quebrado- Cerro Curri Mahuida. Se realizaron mediciones estructurales de los complejos de diques de carácter regional. Estos perfiles fueron separados en tres secciones. Se realizó muestreo y medición estructural de facies volcánicas y complejos de diques ácidos donde se colectaron 71 muestras en total y se realizaron 32 secciones delgadas.

2.2 TRABAJOS DE GABINETE

2.2.1 Cartografía y G.I.S.

La cartografía base de la zona de estudio comprende a la carta topográfica “Mencué” publicada por el Instituto Geográfico Militar (IGM) (actualmente IGN) a escala 1:100:000 y hojas geológicas publicadas por el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) a escala 1:200.000 y 1:250.000. Como complemento del estudio regional, se analizó la imagen satelital a escala 1:250.000 del USGS encontrándose el sector de interés impreso en el Apéndice I. El mapa geológico regional del área de tesis se presenta en el Apéndice II.

La carta topográfica a escala 1:100.000 utilizada en la zona Tesis es la carta 4169-8 “Mencué”. La misma abarca la totalidad de la zona de estudio extendiéndose entre Pampa de Nogueira al norte, el cañadón El Arenoso al este, el cerro Kakel Huincul al sur, la Sierra Negra y el Río Limay al oeste, en la provincia de Río Negro.

Los rasgos topográficos fueron generados a partir de modelos de elevación digital global Aster GDEM 2 de 1” de arco de resolución obtenidos de la página del servicio geológico de los

Estados Unidos, USGS (<http://earthexplorer.usgs.gov/>). La toponimia fue transpolada de la carta 4169-8 “Mencué”.

Para realizar el mapeo geológico se analizaron inicialmente 48 fotografías aéreas panorámicas del área de trabajo y zonas adyacentes, de escala promedio 1:50.000, correspondientes a 6 vuelos diferentes los cuales abarcan distintas zonas.

Con la paulatina mejora en la resolución de los sistemas de imágenes satelitales gratuitos, como Google Earth y Flash Earth, comenzamos a utilizar estos últimos para el mapeo de la zona de tesis. En los últimos 2 años Google ha incorporado imágenes Quick Bird de alta resolución (pixel=1m) en la zona, las cuales han sido utilizadas para mejorar el mapeo geológico.

2.2.2 Microscopía y petrografía.

Las muestras recolectadas en las diferentes campañas se prepararon en el Laboratorio de Cortes Petrográficos y Calcográficos de la Universidad Nacional del Sur, totalizándose 130 cortes delgados. Todas las muestras, tanto las pertenecientes a la Formación Garamilla como las de las unidades gondwánicas, 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.
- Estereomicroscopio SZ 1181, con oculares 10X hasta 110X. Equipado con cámara de video 151A y procesador IMAGE PROPLUS 3.1.

2.2.3 Metodología Geoquímica.

El estudio geoquímico de las rocas volcánicas de las distintas litofacies se llevó a cabo mediante el análisis de roca total de 27 ejemplares, 16 correspondientes al área de Puestos Quiñena- Fuensalida, 4 de la del área cerro Carro Quebrado Cerro Curri Mahuida, y 11 de los diques ácidos póstumos que cortan toda la secuencia

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 el Capítulo III. Todas las muestras fueron analizadas por elementos mayores, expresados en porcentaje en peso (% peso), elementos trazas y Tierras Raras (REE) indicadas en partes por millón (ppm). Los análisis fueron realizados en el laboratorio ACTLABS (Canadá), mediante activación neutrónica instrumental (INAA) y espectrometría de masa mediante plasma inductivamente acoplado (ICP-MS) para REE.

2.2.4 Metodología geocronológica.

Los estudios geocronológicos de las rocas se llevaron a cabo mediante el análisis de dos muestras específicas que serán posteriormente mencionadas. El método elegido para establecer la edad fue la técnica U -Pb sobre circones y fue llevado a cabo por el Centro de Estudios LaserChron, de la Universidad de Arizona Estados Unidos. La molienda y separación de los mismos fue realizado en el mismo laboratorio.

Posterior a la separación, los cristales mayormente euhedrales y de origen ígneo fueron montados en resina epoxi y pulidos a la mitad de su grosor. Un análisis mediante catodoluminiscencia indica la complejidad de los cristales, o sea la existencia de núcleos y zonas de recristalización.

Si no hay diferencia de edad entre núcleos y las zonas más externas, con 25 análisis es suficiente para el cálculo de la edad media de la cristalización, ponderada a partir de las concentraciones de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, mientras que si existe diferencia, la población analizada alcanza los 50 ejemplares.

Para la detección de estos elementos se utiliza un espectrómetro de masas de plasma inductivamente acoplado equipado con ablación laser que realiza la extracción de la muestra. El espectrómetro es de tipo multicolector y dispone de una excelente precisión y exactitud. Una vez establecidas las concentraciones iniciales de Pb y U y comparadas con patrones internacionales se realiza al cálculo analítico de la edad. Posteriormente los datos obtenidos fueron trabajados utilizando el programa ISOPLOT 3.

2.2.5 Metodología en el análisis de datos estructurales.

Con el propósito de establecer el tipo y grado de deformación que afecta a las rocas correspondientes a la Formación Garamilla se realizaron diversos perfiles geológicos en las distintas áreas de trabajo. Debido al dominio de facies volcánicas (efusivas y eruptivas) así como la usual presencia de diques y domos ácidos que obliteran la estructuración inicial, las reconstrucciones esquemáticas no siguen los modelos propuestos por Suppe (1983).

Se midieron el rumbo y buzamiento de las capas y de los diques en el sector considerado y se analizaron sus implicancias en la estructuración general. Los parámetros espaciales de las estructuras se midieron por medio de brújula Brunton. Los valores obtenidos fueron complementados con datos procedentes de la fotointerpretación de las imágenes. Ambos grupo de datos fueron graficados en el hemisferio inferior de la red estereográfica utilizando valores convertidos de dirección de buzamiento/ ángulo de buzamiento empleando los programas de Georient y Stereonet 8.

2.2.6 Metodología geofísica

Para obtener los mapas de anomalías geofísicas (del campo gravitatorio y magnético) de la zona de tesis, así como de la carta Piedra del Águila, se realizaron mediciones, en promedio, de una estación cada 6 kilómetros. Durante la campaña de geofísica realizada en octubre del 2010 fueron observados en el campo 115 estaciones simultáneas de gravedad y magnetismo. La ubicación de los puntos de medición correspondientes a la Provincia de Río Negro se exponen en la Figura 13.

Los valores del campo gravimétrico terrestre se obtuvieron con un gravímetro geodésico Worden y los del campo magnético terrestre (CMT) con un magnetómetro de precesión protónica Geometric G-826.

El posicionamiento de las estaciones se realizó con equipos GPS modelo Garmin SRV-100. Las estaciones se midieron sobre puntos acotados del Instituto Geográfico Militar (IGM) previamente seleccionados con el fin de mantener una alta precisión en las cotas utilizadas para el cálculo de las anomalías gravimétricas.

Para obtener el mapa de anomalías de Bouguer del campo gravitatorio, los datos se corrigieron por deriva instrumental, efecto de la atracción lunisolar, de aire libre y Bouguer. El mapa de anomalías de los CMT se realizó teniendo en cuenta la deriva instrumental, variación diurna geomagnética y el valor del campo geomagnético internacional (International Geomagnetic Reference Field, IGRF).

Con los valores de anomalías calculados para ambos campos potenciales (gravedad y magnetismo), se confeccionaron mapas de anomalías de Bouguer (2D y 3D). Para inferir espesores de las efusiones y la profundidad de los depocentros se utilizaron los modelos desarrollados por Kostadinoff (1985).

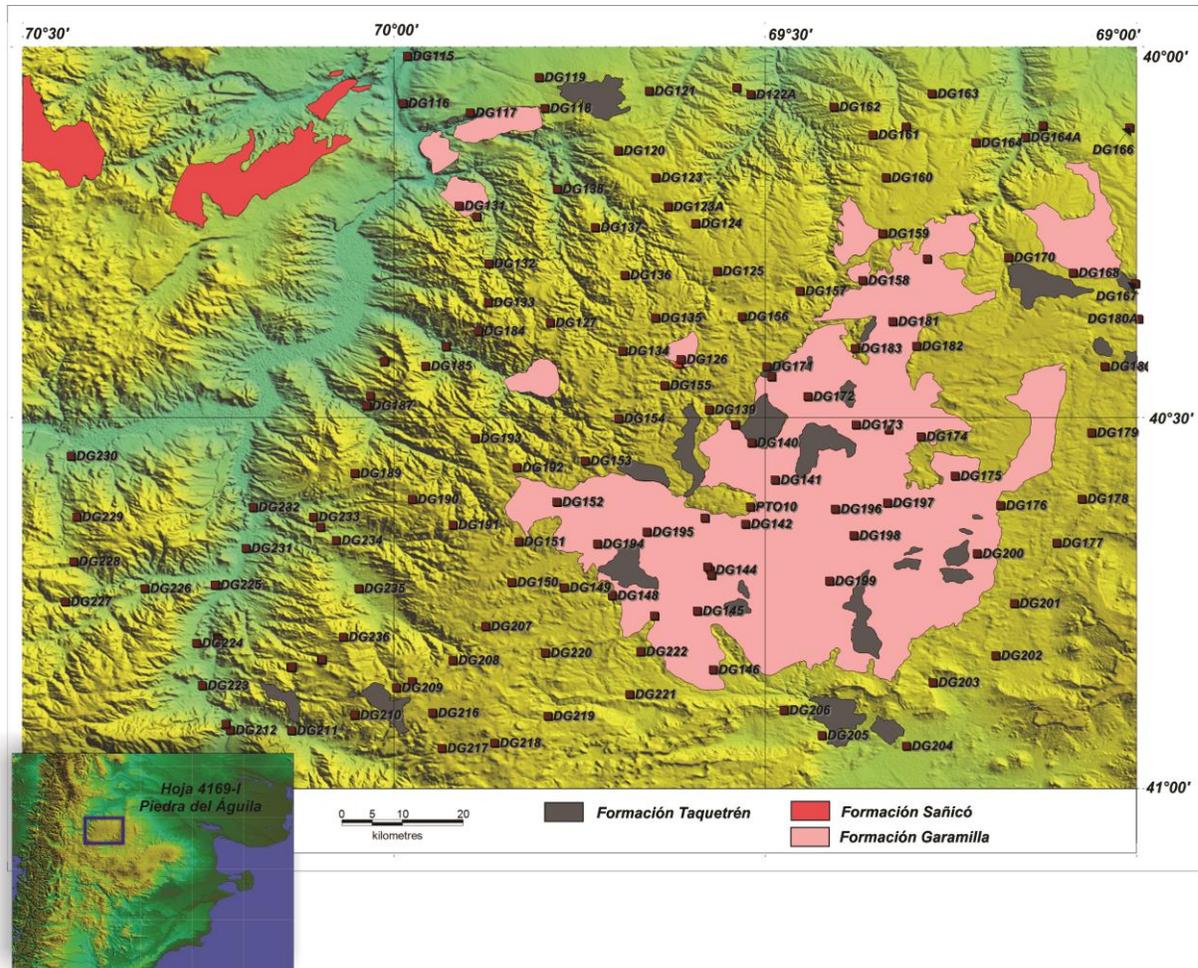


Figura 13: Distribución de las estaciones gravimétricas y magnetométricas colectadas en el ámbito de la zona de Piedra del Águila.

CAPITULO III

RESULTADOS

3.1 GEOLOGÍA LOCAL Y ANÁLISIS LITOLÓGICO: INTRODUCCIÓN.

En el presente inciso se realiza la descripción e interpretación de las litofacies que componen la Formación Garamilla en las áreas de Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida y Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura. Es importante destacar que previamente se describirán las rocas de caja (Formación Mamil Choique).

Usualmente los esquemas de clasificación de rocas volcánicas contienen connotaciones genéticas que contrastan con la sistemática utilizada para el desarrollo de un modelo de facies. Por tal motivo se describirán en primer lugar las litofacies presentes en cada una de las áreas y las relaciones que estas presentan, para posteriormente asociar las características mencionadas, a fin de elaborar un modelo genético que satisfaga los datos obtenidos.

El esquema de clasificación de rocas piroclásticas elaborado por Branney y Kokelaar (2002) (Tabla 1 A) se basa en los criterios de litofacies. Estas se consideran como las características de un depósito, o de una parte de un depósito, que es distinta al resto del mismo. La diferenciación es entonces elaborada teniendo en cuenta alguna combinación de factores tales como la estratificación, el tamaño de grano, forma de los granos, la selección y la composición.

En la utilización del esquema de litofacies para rocas piroclásticas se incorporó la composición, la cual fue determinada inicialmente a partir del contenido y abundancia relativa de los cristales libres y posteriormente corroborada a partir de los análisis químicos.

<i>Simbology</i>	<i>Lithofacies</i>	<i>Simbología</i>	<i>Litofacies</i>
mLT	massive lapilli-tuff (or lapilli-ash)	TLm	toba lapillítica masiva
mLTf	massive lapilli-tuff with directional grain fabric	TLmf	toba lapillítica masiva con fábrica direccional
sLT	stratified lapilli-tuff/lapilli-ash	TLe	toba lapillítica estratificada
dsLT	diffuse-stratified lapilli-tuff/lapilli-ash	TLed	toba lapillítica con estratificación difusa
bLT	thin-bedded lapilli-tuff/ash (beds centimetres-thick)	Tlef	tobalapillítica con estratificación fina
sT	stratified tuff/ash	Te	toba estratificada
//sT	parallel-stratified tuff/ash	Te//	toba con estratificación paralela
xsT	cross-stratified tuff/ash	Tex	toba con estratificación entrecruzada
//bpL	parallel-bedded pumice lapilli	pLe//f	pómez lapillíticos con estratificación paralela fina
mLTpip	massive lapilli-tuff/ash, with fines-poor pipes	TLmpip	toba lapillítica masiva pobre en pipas pequeñas
mIBr	massive lithic breccia	Brlm	brecha lítica masiva
mScAg	massive scoria agglomerate	Agsm	aglomerado de escoria masivo
<i>Recommended abbreviations</i>		<i>Abreviaturas</i>	
T	tuff/ash	T	toba
LT	lapilli-tuff/lapilli-ash	TL	toba lapillítica
L	lapilli	L	lapilli
Br	breccia	Br	brecha
Ag	agglomerate	Ag	aglomerado
m	masive	m	masiva
(n)	normal-graded	(n)	gradación normal
(nl)	normal-graded lithics	(nl)	líticos en gradación normal
(i)	inverse-graded	(i)	gradación inversa
(ip)	inverse-graded pumices	(ip)	pómez en gradación inversa

A

Nombres descriptivos para lavas coherentes e intrusivos

Combinación ideal: (4) + (3) + (2) + (1)
 Alteración Textura Término litofacial Composición

1- COMPOSICIÓN:

- Estimación basada en asociación de fenocristales
- riolita: feldespato potásico ± cuarzo (± plagioclasa pobre en Ca ± fase ferromagnesiana)
- dacita: plagioclasa ± fase ferromagnesiana: biotita, anfíbol ± piroxeno ± cuarzo

2- LITOFACIES:

- Masiva, con bandeado de flujo, laminado de flujo.
- Diaclasamiento: columnar, radial, concéntrico.

3- TEXTURA:

- Porfírica.
- Afanítica.
- Afírica.
- Vítreo.
- Esferulítica.
- Vesicular o no vesicular.

4- ALTERACIÓN:

- Mineralogía: clorita, sericita, silicea, pirita, carbonática, feldespática...
- Distribución: diseminada, nodular, pervasiva..

B

A- Clasificación de rocas piroclásticas, Branney and Kokelaar (2002).
 B- Clasificación de rocas efusivas, McPhie et al., (1993).

Tabla 1. Clasificación de Branney y Kokelaar (2002) y McPhie et al. (1993).

Características de los flujos de lava riolíticos subaéreos.

- Estos pueden ser subdivididos en base a:

1- *Forma.*

2- *Litología.*

3- *Características de superficie.*

4- *Estructuras de crecimiento y estructuras internas.*

1- FORMA: De acuerdo a su morfología las lavas riolíticas pueden subdividirse en:

(a) Domos, que son circulares en planta.

(b) Mesa lavas, son lavas aproximadamente circulares en planta que forman cuerpos con forma de pastel.

(c) Coulées, que son lavas que se forman cuando el flujo es asimétrico y se concentra en un lado del conducto, produciendo una extrusión elongada en planta.

2- LITOLÓGÍA: En los flujos de lava riolíticos pueden encontrarse una amplia variedad de litologías y elementos texturales:

(Obsidiana, esferulitas, perlitas, lithofisae, etc.)

3- CARACTERÍSTICAS DE SUPERFICIE: Aplicable en lavas riolíticas modernas cuyas superficies externas son brechosas y rugosas.

4- ESTRUCTURAS DE CRECIMIENTO Y ESTRUCTURA INTERNA.

-*Foliación de flujo:* Consiste de un bandeado interno de capas con diferentes cantidades de cristalinidad, vesicularidad o agregados esferulíticos.

-*Dirección de flujo:* Pueden determinarse mediante análisis estructural y litofacial de los depósitos (estudios de foliaciones, pliegues, vesículas, etc.).

-*Estructuras en rampa:* Foliación de flujo, casi vertical o de alto buzamiento en el núcleo del flujo y buzamientos hacia el interior con bajo ángulo en los márgenes

- Características de los flujos de lava riolíticos subaéreos, Cas and Wright (1987).

Tabla 2. Características de los flujos de lava riolíticos subaéreos, Cas y Wright (1987)

La clasificación de rocas volcánicas efusivas, por otro lado, se realizó teniendo en cuenta los criterios expuestos por McPhie et al., (1993) (Tabla 1 B). Los criterios utilizados para la clasificación de las lavas coherentes y/o intrusivos son: alteración, textura, término litofacial y composición. Estos cuatro elementos configuran la combinación ideal propuesta por los mencionados autores para la clasificación de tales rocas. En el presente apartado se utilizó dentro de los criterios de clasificación de rocas efusivas: la textura, término litofacial y la composición, excluyendo a la alteración del esquema clasificatorio.

Otras características geológicas consideradas en la descripción y clasificación de rocas efusivas son las expuestas por Cas y Wright (1987) (Tabla 2). Dicha subdivisión considera así mismo cuatro aspectos principales a tener en cuenta en la descripción y clasificación de flujos de riolitas subaéreos. La forma, la litología (textura), características de superficie y estructuras de crecimiento e internas.

A los efectos de realizar una correcta elaboración e interpretación de los modelos volcánicos, se utilizaron los esquemas de clasificación previamente mencionados para definir inicialmente las facies volcánicas y piroclásticas sobre la base de la observación objetiva de sus atributos litológicos, estructurales y geométricos. La definición inicial de las litofacies presentes en cada una de las áreas, establece el marco de desenvolvimiento de la organización e interpretación geológica. Esta última será expuesta luego de la descripción de las litofacies.

3.1.1 Características generales de la Formación Mamil Choique en la zona de tesis.

Esta unidad fue descrita por Cucchi (1999) y Rossi et al., (2011) en la zona lindante a la localidad de Mengué. Estos últimos autores describen la presencia de 4 litofacies distribuidas entre los cañadones de Quili Mahuida y Pilahue.

Litofacies I	Litofacies I-A A) Migmatitas y granitos deformados,
	Litofacies I-B B) Granodioritas-biotíticas hornblendíferas grises,
	Litofacies I-C C) Granodioritas de dos micas de grano grueso levemente foliadas.
	Litofacies I-D D) Diques aplíticos y pegmatíticos.
Litofacies II	Granitos porfíricos de grano grueso.
Litofacies III	Sienogranitos.
Litofacies IV	Diques básicos.

Tabla 3. Litofacies observadas en la Formación Mamil Choique.

Un análisis generalizado de las distintas litofacies se llevó a cabo en la zona de estudio, donde los Cañadones Mengué y La Blancura producen excelentes afloramientos de rocas prejurásicas. Las observaciones efectuadas se resumen en la tabla 3. La litofacies I se compone de: A) Migmatitas y granitos deformados, B) Granodioritas-biotíticas hornblendíferas grises, C) Granodioritas de color blanco a rosa de dos micas de grano grueso levemente foliadas, y D) Diques aplíticos y pegmatíticos. La Litofacies II incluye granitos porfíricos de grano grueso y la litofacies III, sienogranitos. Por último, la Litofacies IV está compuesta por diques básicos que cortan todas las litofacies graníticas y representan un pulso, tardío-magmático cuya relaciones cronoestratigráficas no son completamente conocidas.

La litofacies I-A está expuesta principalmente en la porción norte del área, a lo largo de los Cañadones Blancura y Mengué, en inmediaciones de los Puestos Jaramillo y Arias. Las rocas presentan una textura bandeada donde alternan bandas leucocráticas y melanocráticas, compuestas por ortoclasa, plagioclasa y cuarzo alternando con otras conformadas por escamas orientadas de biotita y muscovita. Los minerales accesorios son circón, granate, rutilo y minerales opacos. En algunas zonas la deformación es intensa e indicativa de al menos dos eventos de deformación.

La litofacies I-b consiste de una granodiorita-biotítico hornblendífera de coloración grisácea. Los límites del cuerpo no pueden ser establecidos a partir del análisis de imágenes satelitales. A

diferencia de las rocas antes mencionadas, los afloramientos de esta litología tienen una distribución areal restringida, apareciendo en algunos sectores, asociados con litofacies I-A. El contacto con la litofacies I-C, se reconoce como transicional.

Litofacies I-C: Consiste de una roca granodiorita de grano grueso dos micas cuyas mejores exposiciones aparecen entre los cañadones Curru Mahuida, Mengué y Blancura, pero se pueden reconocer así mismo en los cañadones Pafaniyue, Curá Laufquen y Pilahue. Las rocas presentan una textura inequigranular, holocristalina. La mineralogía consiste de plagioclasa, biotita, muscovita, ortoclasa, cuarzo y minerales accesorios son circón y granate.

La litofacies I-D se compone de intrusiones pegmatíticas y diques aplíticos. Los primeros muestran una estructura porfírica bandeada cuya granulometría varía de gruesa a fina entre las bandas. Forman en general afloramientos limitados y escasos. Los diques aplíticos aparecen dispersos dentro de la granodiorita de dos micas. Presentan una textura sacaroide, y están compuestos en su mayoría por microclino, cuarzo y muscovita.

La litofacies II incluye un granito porfírico de grano grueso que se caracteriza por afloramientos con formas redondeadas. Se encuentran en inmediaciones al Puesto de Arias, Escuela Blancura Centro y Cerro Pafaniyue. Las rocas presentan una textura de grano grueso inequigranular holocristalina con sectores porfíricos formados por plagioclasa y fenocristales de microclino de hasta 1 cm de diámetro.

La litofacies III forma pequeños afloramientos distribuidos a lo largo del Cañadón Blancura, (40° 11'S). Conforman sienogranitos de morfologías redondeadas bien definidas. Muestran una textura holocristalina, inequigranular compuesta por microclino, ortoclasa, cuarzo, muscovita, plagioclasa y biotita. Es común en esta litofacies la presencia de cavidades miarolíticas.

La restante litofacies comprende diques melanocráticos que intruyen todas las facies anteriormente mencionadas y son intruidos a su vez por diques ácidos asignados a la Formación

Garamilla (Benedini et al., 2014). Estos cuerpos discordantes muestran contactos netos con las rocas de caja. Son de hasta 20 m de espesor y 1 o más kilómetros de largo. Las rocas presentan texturas porfíricas formados por cristales de hornblenda y plagioclasa de 5 mm de largo, alterados a clorita y sericita, respectivamente. La pasta está compuesta por tablillas alineadas de plagioclasa, pequeñas cantidades de piroxeno, epidoto y minerales opacos. La mayoría de los diques están orientados en rumbo N y NE característica que ha sido utilizada para diferenciarlos del sistema jurásico, caracterizado en este sector por orientaciones NO.

3.1.2 Características geológicas de la Formación Garamilla en las áreas del Puesto

Quiñena-Puesto Fuensalida y Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura.

La Formación Garamilla presenta diferentes características en la zona de estudio de aquellas mencionadas para los sectores más australes, localizados en el sur de la Provincia de Río Negro y norte de Chubut, cuyas particularidades fueron descritas en el capítulo previo. Dentro de las principales diferencias a mencionar se encuentran, las relaciones con la roca de caja, el espesor de la unidad, el grado de modificación de los fragmentos vítreos dentro de las litofacies y el importante desarrollo de diques o fisuras eruptivas.

Los contactos entre las formaciones Garamilla y Mamil Choique así como la distribución de los afloramientos de la primera unidad, permiten definir dos depocentros volcánicos, en los cuales se puede reconocer de manera clara las relaciones con la roca de caja. Los espesores estimados en la zona de trabajo alcanzan los 900 m a diferencia de aquellos reportados en la zona de Lipetrén, donde la unidad alcanza los 80 m de potencia.

Otra característica de las litofacies presentes en este sector, es que en algún momento de su historia los depocentros han sufrido un estadio de recristalización estática importante, el cual ha

sido registrado en las litofacies piroclásticas, con presencia de texturas microgranulares típicas de desvitrificación a alta temperatura y fusión completa de los fragmentos vítreos.

Uno de los aspectos más notables de la zona de tesis lo conforma el amplio desarrollo de diques o fisuras eruptivas. Estas forman sistemas complejos pseudoparalelos, cada uno con decenas de miembros y su desarrollo expone la configuración de los sistemas de fracturas actuantes durante el volcanismo.

3.1.2.1 Geología de las rocas volcánicas aflorantes en el área Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida.

Los puestos de José Quiñenao y José Fuensalida se ubican en las coordenadas ,40° 06' 36'' S, 69° 47' 57'' O y 40° 10' 03'' S, 69° 56' 32'' O, respectivamente. Ambos sectores forman un único sistema volcánico, cuya continuidad puede ser extendida desde un puesto hacia el otro sin mayor complejidad. El área está representada por rocas volcánicas de carácter eruptivo y efusivo, que se extienden por 87.9 km².

Los afloramientos lindantes al Puesto Fuensalida presentan una morfología elíptica, de aproximadamente 2 a 2,5 km de radio, parcialmente biselada en su flanco NE. El conjunto de afloramientos se distribuye a ambos lados del Río Limay en forma casi continua, sin mostrar cambios significativos al atravesar el curso de agua. Las mejores exposiciones se presentan en la zona aledaña al Río Limay, donde inmediatamente al norte del Puesto Fuensalida alcanzan elevaciones cercanas a los 810 msnm. Desde un punto de vista general, las capas muestran un ordenamiento marcado, con buzamientos variables pero consistentes con un sistema volcánico único.

Por otro lado, las características de los afloramientos localizados en inmediaciones al Puesto Quiñenaó revelan una diferencia sustancial en cuanto al tipo y la distribución de las litofacies, así como de su ordenamiento. Este responde a un sistema de bloques basculados. En el bloque sur, localizado al norte del cañadón Mengué se producen la mayor parte de los cambios de facies.

Los afloramientos de rocas volcánicas del área, están limitados al norte por el Cañadón Quili Mahuida y por los Cañadones Mengué y Currú Mahuida al sur. El primero representa una importante estructura geológica, que será posteriormente abordada durante el análisis gravimétrico. Por otro lado, en los cañadones Mengué y Currú Mahuida han sido reconocidas rocas cataclásticas graníticas, que se consideran asociadas a los márgenes de los depocentros volcánicos.

Los afloramientos de rocas volcánicas presentan una prolongación hacia la zona nororiental, conocida como Campana Mahuida, donde las rocas fueron asignados inicialmente a la Formación Taquetrén (Cucchi et al., 1991). Sin embargo, los resultados de campo contrastan con las observaciones anteriormente mencionadas, por lo que son incluidos en la presente tesis doctoral como parte de la Formación Garamilla.

En el área Puesto Quiñenaó –Puesto Fuensalida han sido individualizadas 12 litofacies, expuestas en la tabla 4: Riolitamasiva microgranular (*Rmm*), ignimbritas símil-lava de composición riolítica (*IslR*), riolitas porfíricas masivas (*Rpm*), andesitas porfíricas masivas (*Apm*), tobas lapillíticas eutaxíticas masivas de composición dacíticas (*TLmeD*), dacitas porfíricas masivas (*Dpm*), tobas con estratificación paralela de composición riolítica (*Te//R*), tobas lapillíticas masivas de composición riolíticas (*TLmR*), brechas líticas masivas de composición riolítica (*BrLmR*), riolitas con bandeado de flujo (*Rabf*), riolita brechosa áfrica (*RaBr*) y brechas tobáceas masivas de composición riolíticas (*BTmR*).

Orden	Código	Litofacies denominación
Área Puesto Quiñenao- Puesto Fuensalida		
Litofacies XII	(BrTmR)	Brechas tobáceas masivas de composición riolítica
Litofacies XI	(RaBr)	Riolitas afírica brechosa
Litofacies X	(Rabf)	Riolitas afírica con bandeado de flujo
Litofacies IX	(BrlmR)	Brechas líticas masivas de composición riolítica
Litofacies VIII	(TLmR)	Tobas lapillíticas masivas de composición riolítica. .
Litofacies VII	(Te//R)	Tobas con estratificación paralela de composición riolítica
Litofacies VI	(Dpm)	Dacitas porfíricas masivas
Litofacies V	(TLmeD)	Tobas lapillíticas eutaxíticas masivas de composición dacíticas.
Litofacies IV	(Apm)	Andesitas porfíricas masivas
Litofacies III	(Rpm)	Riolita porfírica masiva
Litofacies II	(IsIR)	Ignimbrita símil- lava de composición riolítica
Litofacies I	(Rmm)	Riolita microgranular masiva

Tabla 4. Litofacies reconocidas en el área del Puesto Quiñenao.

3.1.2.1.1 Litofacies I: Riolita microgranular masiva (Rmm).

Los afloramientos de la litofacies I se encuentran restringidos a la zona interna del Cañadón Mengué, en inmediaciones del Puesto de Martínez, lugar donde se puede observar la mayor parte de las relaciones entre las distintas litofacies volcánicas (Fig. 14 A). Consiste de una Riolita microgranular masiva, de color rosa pálido a anaranjado. Bajo el microscopio, su textura es predominantemente microcristalina y en menor medida porfírica.

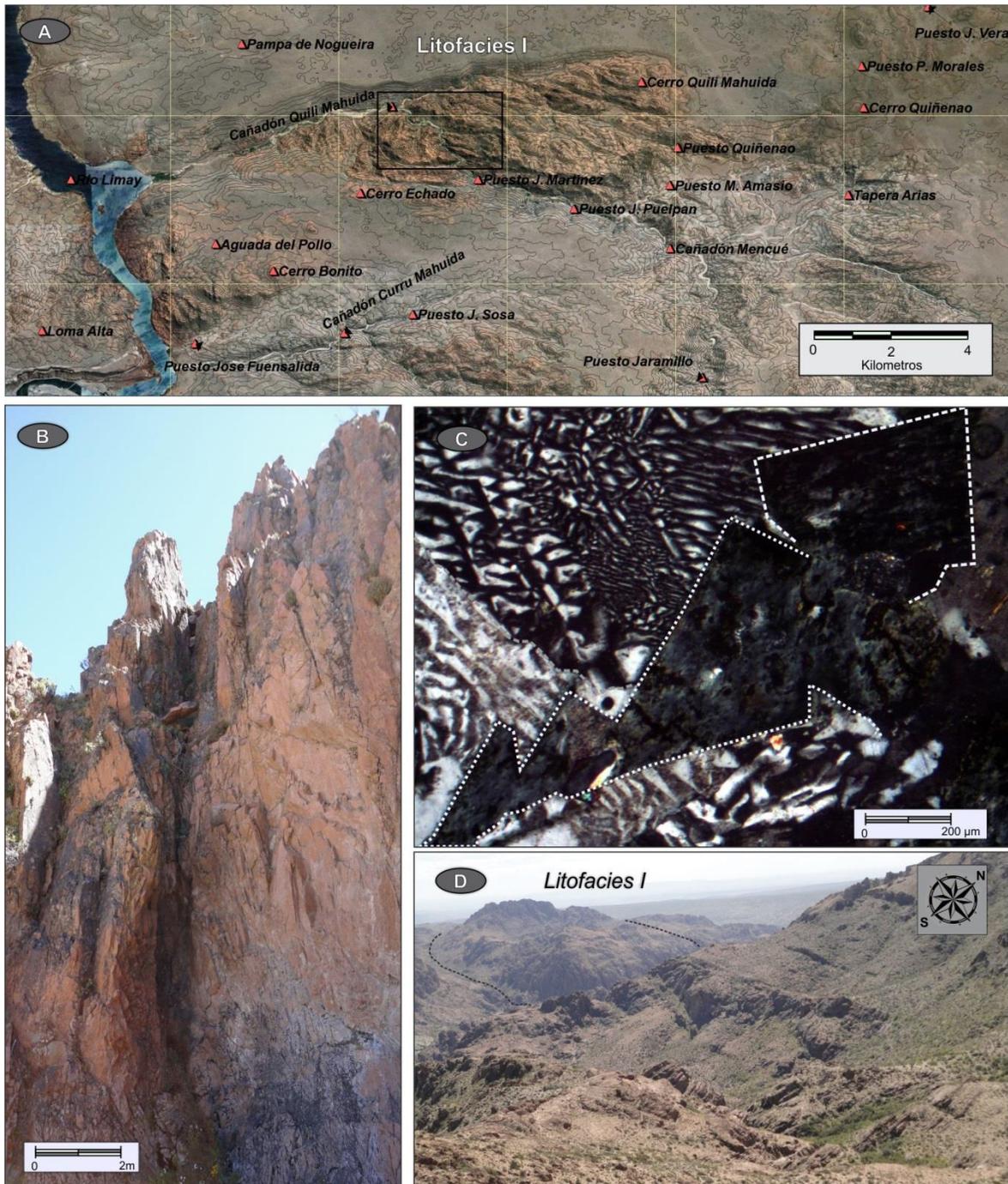


Figura 14. A) Ubicación de los afloramientos de la litofacies I en el área del Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida. B) Morfología de *Rmm* en el área del Cañadón Mencué. C) Textura micrográficas en *Rmm*. D) Relaciones de *Rmm* (litofacies I) con las distintas litofacies presentes en el área Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida.

La textura microcristalina representa hasta el 70% de la muestra, la misma está compuesta principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Los fenocristales son

euhedrales a subhedrales, usualmente con textura micrográfica (Fig. 14 C) evidenciando condiciones de cristalización o recristalización eutécticas. Los cristales de plagioclasa se alteran con frecuencia a calcita y sericita. La biotita es euhedral y muestra una oxidación incipiente y cloritización.

El afloramiento exhibe en planta una forma subredondeada de aproximadamente 2 km de diámetro, configurando un cuerpo masivo y coherente, parcialmente diaclasado (Fig. 14 B). Dicho cuerpo se eleva desde los 590 msnm en su base hasta los 780 msnm en su techo. Los contactos con las litofacies II y III son complejos (Fig. 14 D).

Interpretación

La litofacies I (*Rmm*) es considerada como la porción externa de un cuerpo intrusivo o como representante de la porción superficial de una cámara magmática.

3.1.2.1.2 Litofacies II: Ignimbrita símil lava de composición riolítica (IsIR).

Utilizamos el término “símil-lava” en sentido puramente descriptivo, para cualquier litofacies que se asemeje a una lava (Branney et al., 1992; Sumner y Branney, 2002). El término describe de manera útil las facies masivas y/o con bandeo de flujo que carecen de textura eutaxítica y/o vitroclástica, y por lo tanto presentan un origen que no es evidente. El origen de éstas sólo puede deducirse a partir de las relaciones de campo (Sumner y Branney, 2002).

Las *IsIR* se encuentran principalmente representadas en el sector del Cerro Quili Mahuida (Fig. 15A). Las rocas se extienden desde 1 km al norte del Puesto Quiñenao hasta el Cañadón Quili Mahuida, en sentido norte y por más de 5 km en dirección ENE – OSO en forma discontinua. A lo largo de este afloramiento presenta una notable homogeneidad y cubre una superficie aproximada de 10km².

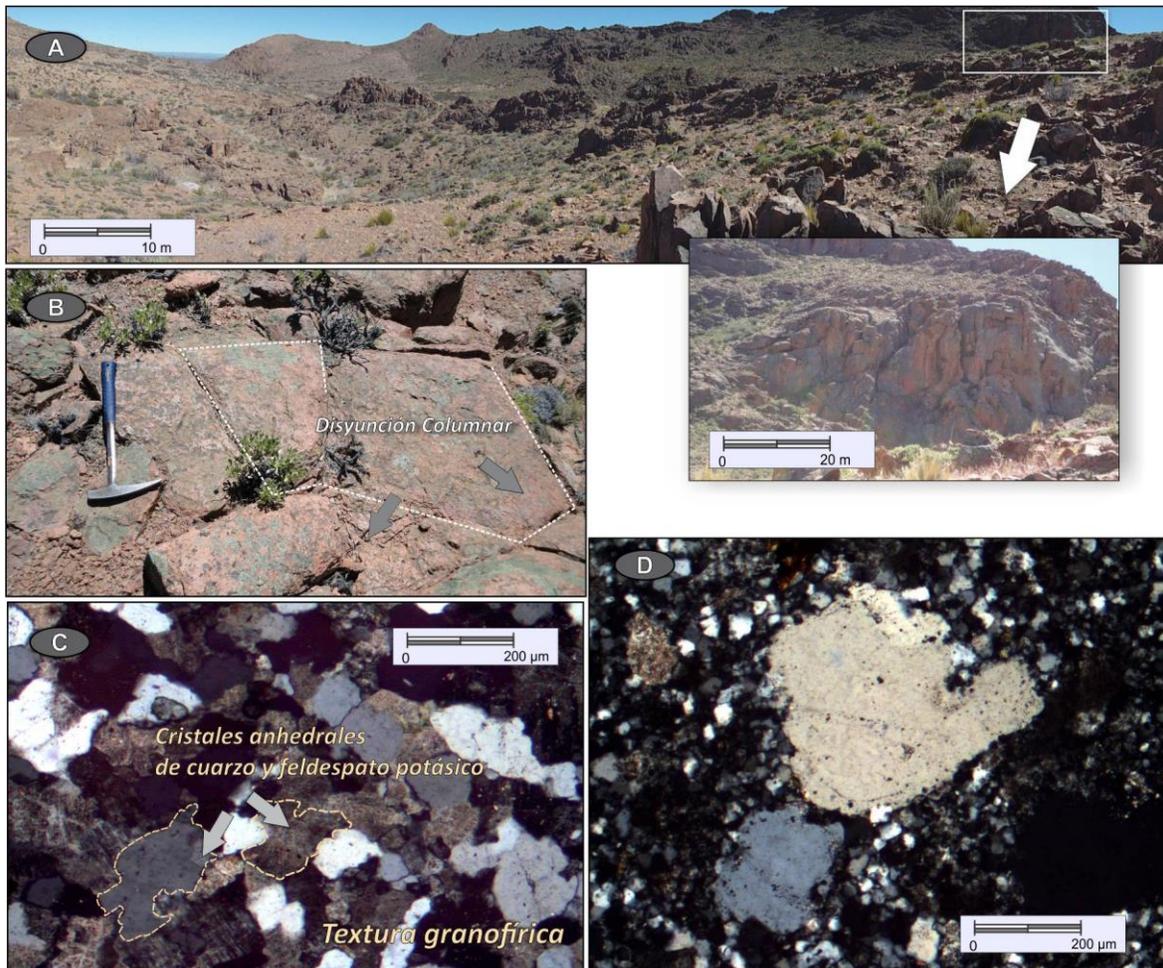


Figura 15. Características representativas de la litofacies II (*IsIR*). A) Típico afloramiento de *IsIR* en inmediaciones del Puesto Quiñenaio (detalle en recuadro). B) Disyunción columnar en *IsIR*. C) Textura “granofírica” en *IsIR*. D) Microfotografía de cristaloclasto anhedral inmerso en una matriz recrystalizada (desequilibrio).

Esta litofacies conforma sets uniformes, con capas individuales que van desde 0,20 hasta 25 m de espesor. El espesor total de *IsIR* no ha podido medirse debido a la homogeneidad de la sucesión, la ausencia de niveles guías y su bajo buzamiento. Sin embargo el mismo es estimado en 180 m considerando las diferencias topográficas entre sus afloramientos.

Dentro de sus características mesoscópicas pueden citarse: la preservación de disyunciones columnares de diverso grado (Fig. 15 B) y la escasa concentración de fragmentos líticos (1-5%).

Las disyunciones columnares van desde los 20 cm hasta el metro de ancho. Los fragmentos líticos varían de 1 a 4 cm de tamaño, cuando están presentes. No han sido individualizados fragmentos vítreos o juveniles a escala mesoscópica.

Microscópicamente, exhiben "texturas granofíricas" (*sensu* McArthur et al., 1998) que consisten en un mosaico equigranular, de cristales anhedrales a subhedrales de cuarzo y feldespato potásico (Fig. 15 C), junto a contenidos menores de biotita. Los cristales individuales son en general menores a 200 μm . La matriz o fracción de menor granulometría se encuentra usualmente recristalizada (Fig. 15 D) con neoformación de cristales de cuarzo. Mineralógicamente son rocas uniformes compuestas en un 90% por cristales de cuarzo y feldespato potásico. No han sido reconocidas texturas eutaxíticas o vitroclásticas.

Algunas de las características morfológicas observadas en la zona del Cerro Quili Mahuida se exponen en la figura 15. La figura 16 A muestra un afloramiento típico correspondiente a esta litofacies. Generalmente presentan de 2 a 4 metros de espesor y con un marcado diaclasamiento vertical. En su desarrollo también presentan formas abovedadas compatibles con lavas (Fig. 16 B), sin embargo pueden diferenciarse de estas a partir de la continuidad lateral de los sets. En el recuadro se muestra un acercamiento a la sección superior de un flujo individual caracterizada por una escasa concentración de fragmentos líticos y la preservación de delgadas folias de 1 a 5 cm de espesor.

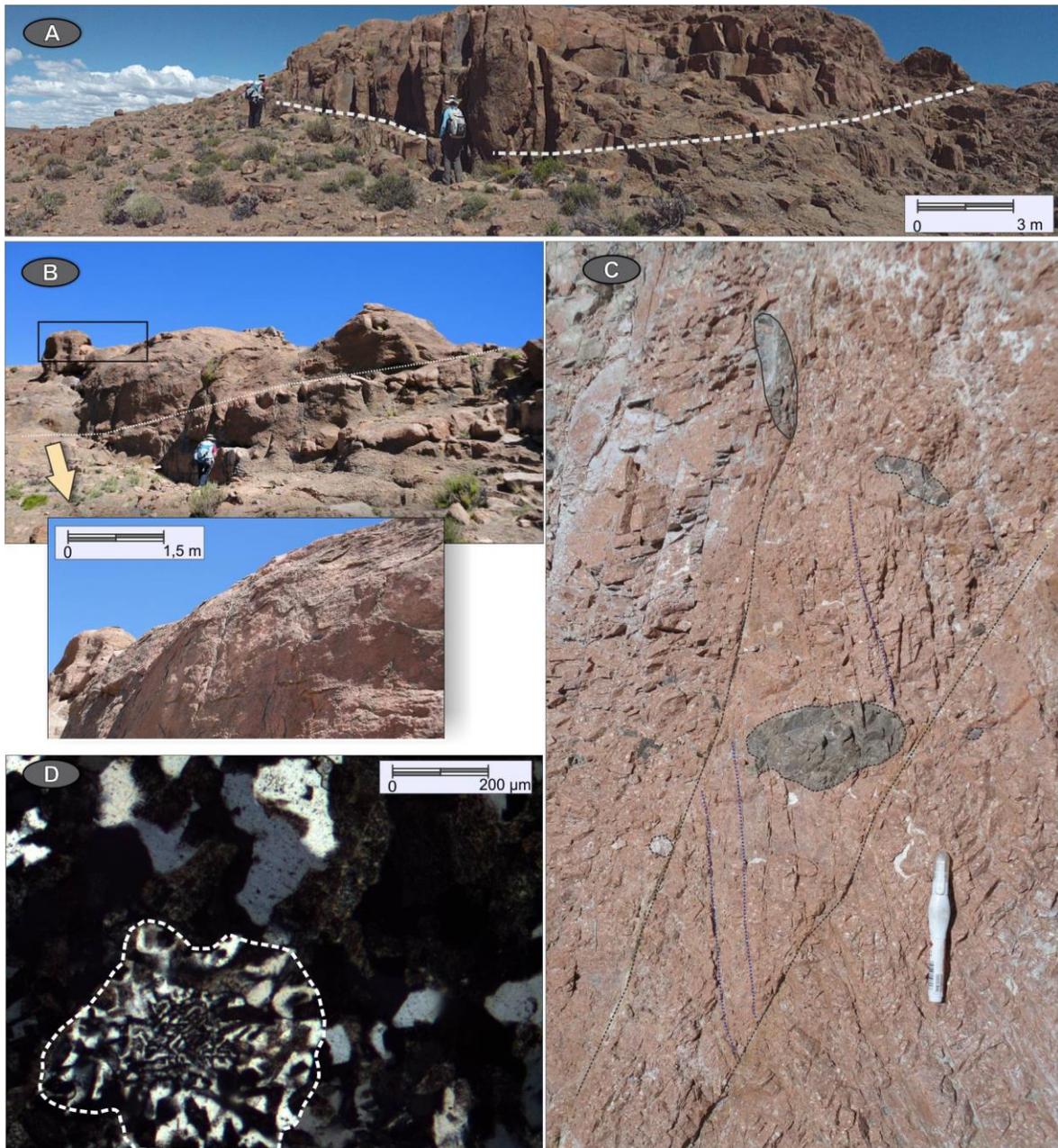


Figura 16. Características de las *Is/R* en la zona del Cerro Quili Mahuida. A) Lóbulo de *Is/R* con importante disyunción columnar. B) Morfología abovedada en *Is/R* (detalle en recuadro). C) Fragmentos líticos de hasta 20 cm inmersos en una matriz diaclasada sin orientación. D) Texturas micrográficas aisladas en *Is/R*.

Los fragmentos líticos de granulometría bloque son raros y no presentan una orientación definida (Fig. 15 C). Microscópicamente, las texturas granofricas previamente descriptas son las

más usuales, aunque ocasionalmente alcanzan condiciones de granitización con desarrollo de texturas micrográficas (Fig. 16 D).

Interpretación

Las *IslR* se consideran como depósitos de corrientes piroclásticas densas que conservaron altas temperaturas con posterioridad a su depositación o bien fueron afectadas por los procesos eruptivos posteriores durante los cuales alcanzaron altas temperaturas (McArthur et al., 1998).

3.1.2.1.3 Litofacies III: Riolita porfírica masiva (Rpm).

Las *Rpm* aparecen hacia el NO de Puesto Martínez, entre los Cañadones Mengué y Quili Mahuida (Fig. 17 A) y en menor proporción, en la zona del Cerro Quili Mahuida. La diferencia con las *IslR* es difícil de reconocer, aun cuando se han conservado sus características morfológicas. Su desarrollo en la zona del Puesto Martínez permite observar en mejor medida su relación con las restantes litofacies (Fig. 17 B).

Se trata de rocas de color rosa pálido a anaranjado, con menos de 80 m de potencia y se caracterizan por presentar predominantemente morfologías masivas. Presentan texturas porfíricas definidas por fenocristales euhedrales a subhedrales de feldespato potásico (en ocasiones formando glomérulos (Fig. 17 C), junto a cristales de plagioclasa y cuarzo dispuestos en una pasta felsítica que evidencia una importante alteración sericítica. También pueden reconocerse dentro de la pasta cuarzo microcristalino y microfenocristales de feldespato potásico. Los cristales tienen una alteración sericítica moderada, mientras que la biotita y plagioclasa son alterados a clorita y calcita.

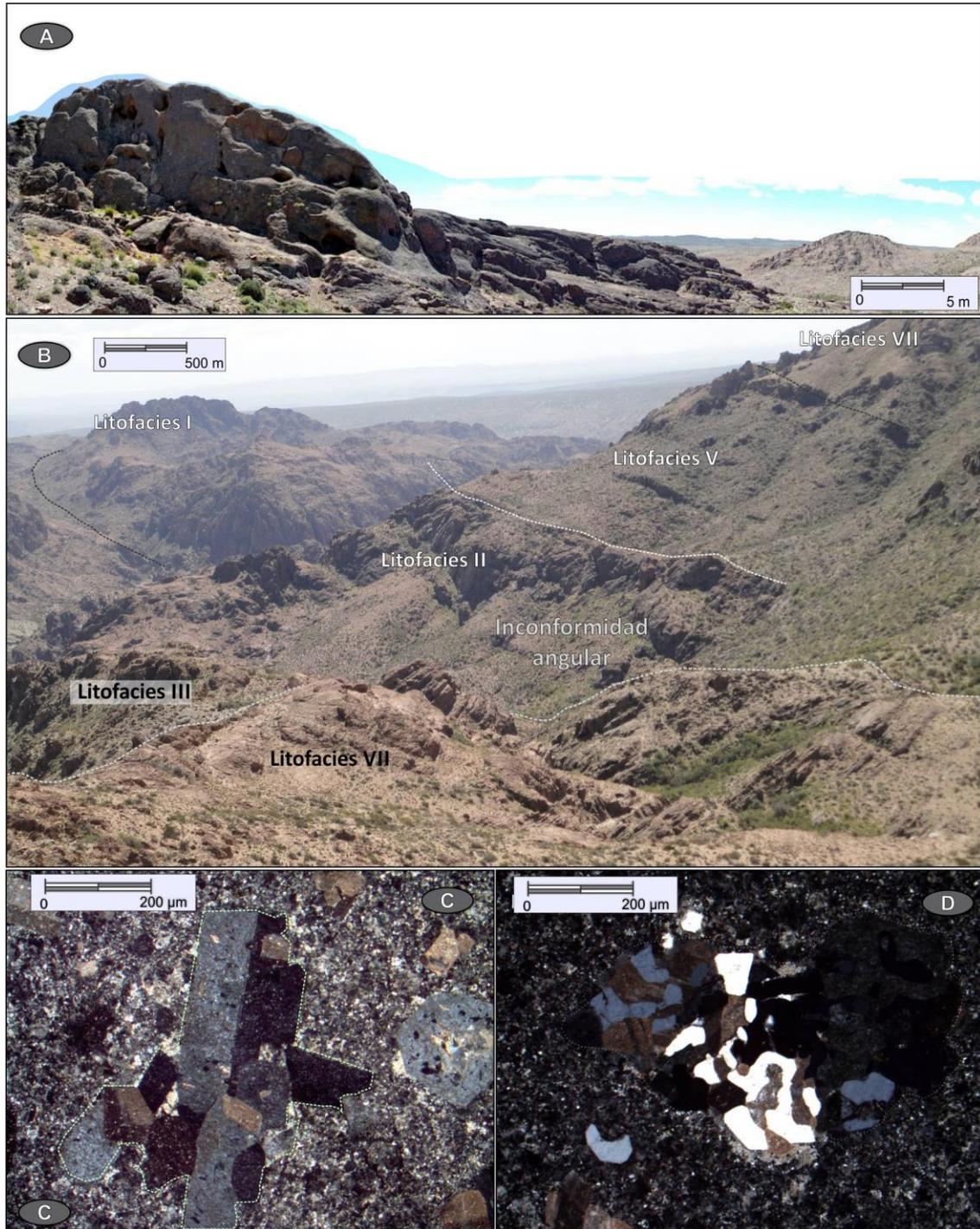


Figura 17. A) Afloramiento de Rpm, Cañadón Mengué. B) Relaciones de campo entre Rpm (litofacies III) y las restantes litofacies dispuestas en el Cañadón Mengué. C) Sección delgada de litofacies Rpm, exhibiendo textura glomerofírica con pasta felsítica. D) Intercrecimiento de cristales de cuarzo y feldespato potásico en fragmento accesorio de Rpm.

Interpretación

Las *Rpm* se forman por la solidificación de la porción interna o coherente de una lava de composición riolítica (McPhie et al., 1993).

3.1.2.1.4 Litofacies IV: Andesitas porfíricas masivas (Apm).

Esta litofacies presenta afloramientos muy reducidos en el interior del Cañadón Mengué, unos 500 m hacia el este del Puesto Martínez (Fig. 18 A y B), donde son cubiertas por las litofacies VII y VIII. Los afloramientos se extienden por lo general 100 m en sentido lateral y por lo general no superan los 15 m de espesor.

Las *Apm* constituyen afloramientos masivos y ocasionalmente diaclasados. Exhiben texturas porfíricas y glomerofíricas compuestas por cristales y glomérulos de plagioclasa euhedrales, de 2 a 1 mm, junto a fenocristales de plagioclasa y anfíboles, dispuestos en una pasta traquítica (Fig. 18 C y D). Una característica bien marcada en los glomérulos de plagioclasa es su zonación oscilatoria. Presenta cantidades variables de biotita y como minerales accesorios fueron reconocidos magnetita y apatito. La alteración de la pasta es en general moderada a baja e incluye una leve alteración a sericita y epidoto.

Las litofacies de composiciones andesíticas son raras y tienen un muy bajo porcentaje de representación en área del Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida, en el orden al 1 %. Se localizan por lo general hacia los márgenes del depocentro.

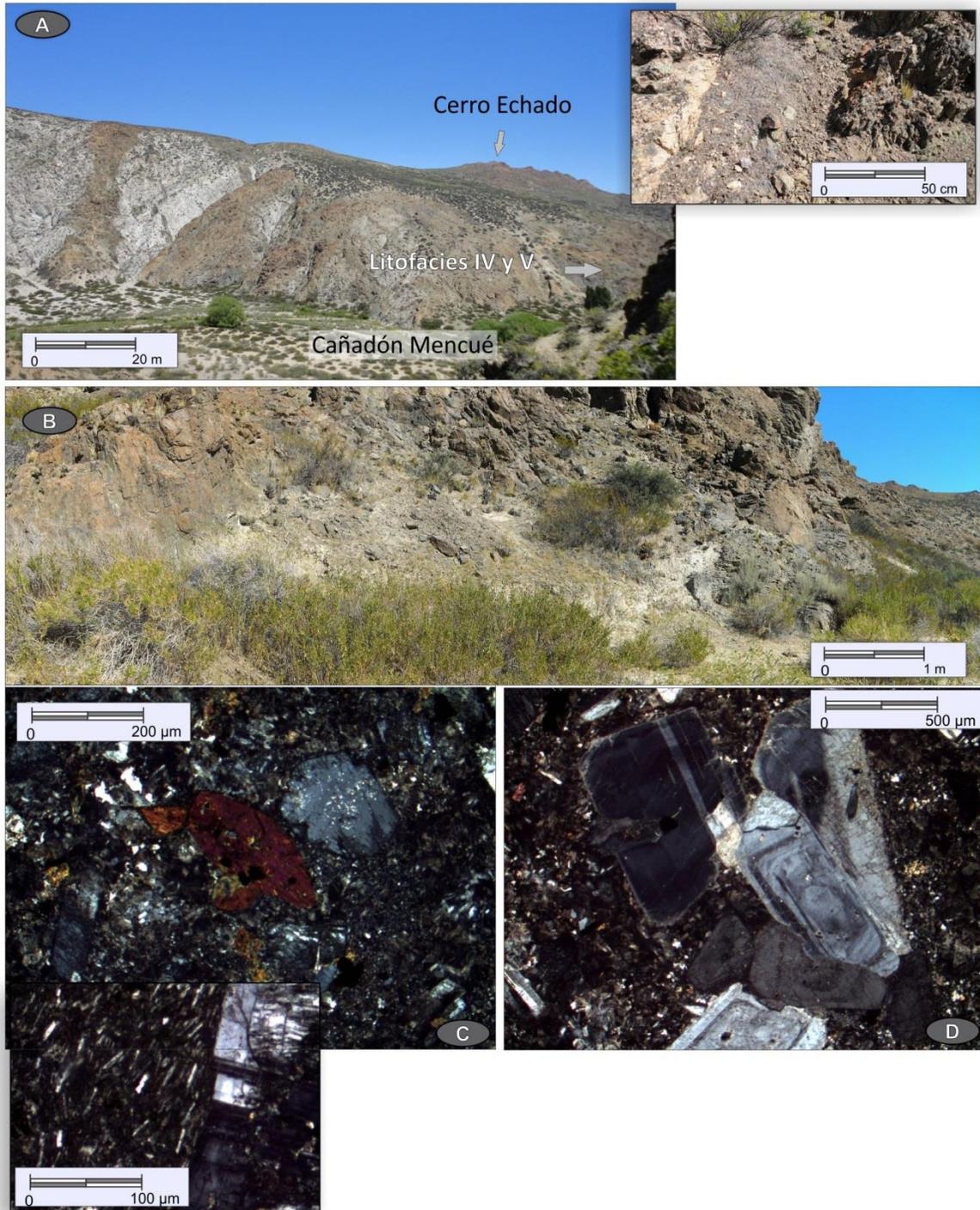


Figura 18. A y B) Muestran las características generales de los afloramientos de las litofacies IV, en inmediaciones al Puesto Martínez. C) Microfotografía de litofacies IV (*Apm*) mostrando fenocristales euhedrales de hornblenda (Detalle de pasta fluidal de *Apm*). D) Textura glomerofírica en *Apm*.

Interpretación

Se forma por la solidificación de la porción interna de una lava o cuerpo intrusivo superficial de composición andesítica (McPhie et al., 1993).

3.1.2.1.5 Litofacies V: Tobas lapillíticas masivas eutaxíticas de composición dacítica (TLmeD).

Aflora en inmediaciones a los Puestos Fuensalida y Quiñena, donde constituye por lo general afloramientos de dimensiones reducidas, en el orden de cientos de metros de extensión lateral (Fig. 18 A). Alcanza espesores cercanos a los 50 m. También fue reconocida en menor medida formando algunos afloramientos en el sector del Cerro Campana Mahuida.

Las *TLmeD* presentan fragmentos líticos cuyos tamaños varían entre 2 y 6 cm, fiamas y cristales fragmentados dentro de una matriz de grano fino y color azul grisáceo. Presenta textura eutaxítica bien desarrollada y parcialmente desvitrificada (Fig. 19 B). Los cristales subhedrales y anhedrales de feldespatos se encuentran usualmente fracturados y alterados a epidoto y sericita (Fig. 19 C). El anfíbol es escaso y se encuentra principalmente alterado a epidoto y óxidos de hierro, mientras que la biotita se altera a clorita. La matriz de grano fino se encuentra alterada a sericita. Los fragmentos líticos accesorios incluyen: migmatitas, granitos, rocas volcánicas andesíticas y riolíticas.

En algunos afloramientos de esta facies puede observarse una incipiente gradación inversa en la concentración de fragmentos líticos, de escaso desarrollo lateral, por lo que no ha sido subdividida en una litofacies en sí misma.



Figura 19. A) Relación de bypass entre litofacies VI y VII, en inmediaciones del Puesto Quiñenao. B) Desarrollo de textura eutaxítica en *TLmeD*, en inmediaciones del Puesto Quiñenao. C) Sección delgada de *TLmeD*, mostrando cristales fracturados de feldespato potásico alterados a sericita y un fiame parcialmente argilizado.

Interpretación

Las *TLmeD* son depósitos de corrientes piroclásticas densas de composiciones dacíticas originadas a temperaturas por encima de la temperatura de transición del vidrio. Indicando un enfriamiento lento con posterioridad a su depositación.

3.1.2.1.6 *Litofacies VI: Dacitas porfíricas masivas (Dpm).*

Al igual que las litofacies IV, las *Dpm* afloran en el interior del Cañadón Mengué, unos 500 m al este del Puesto Martínez, donde son cubiertas por las litofacies VII y VIII. Los mejores

afloramientos se encuentran 2,5 km hacia el norte del Puesto Fuensalida en cercanías a la desembocadura del Cañadón Quili Mahuida. Por lo general forman cuerpos rocosos masivos de pequeñas dimensiones. Los afloramientos son saltuarios y de regular conservación.

Otros afloramientos detectados se ubican al oeste de Puesto Quiñenaó donde se apoyan sobre las *Is/R*. Esta relación también se observa en la zona de la Aguada del Pollo (Fig. 20 A). Afloran, así mismo, en cercanías al Puesto Quiñenaó y en la zona del Cerro Campana Mahuida, entre otras localidades.

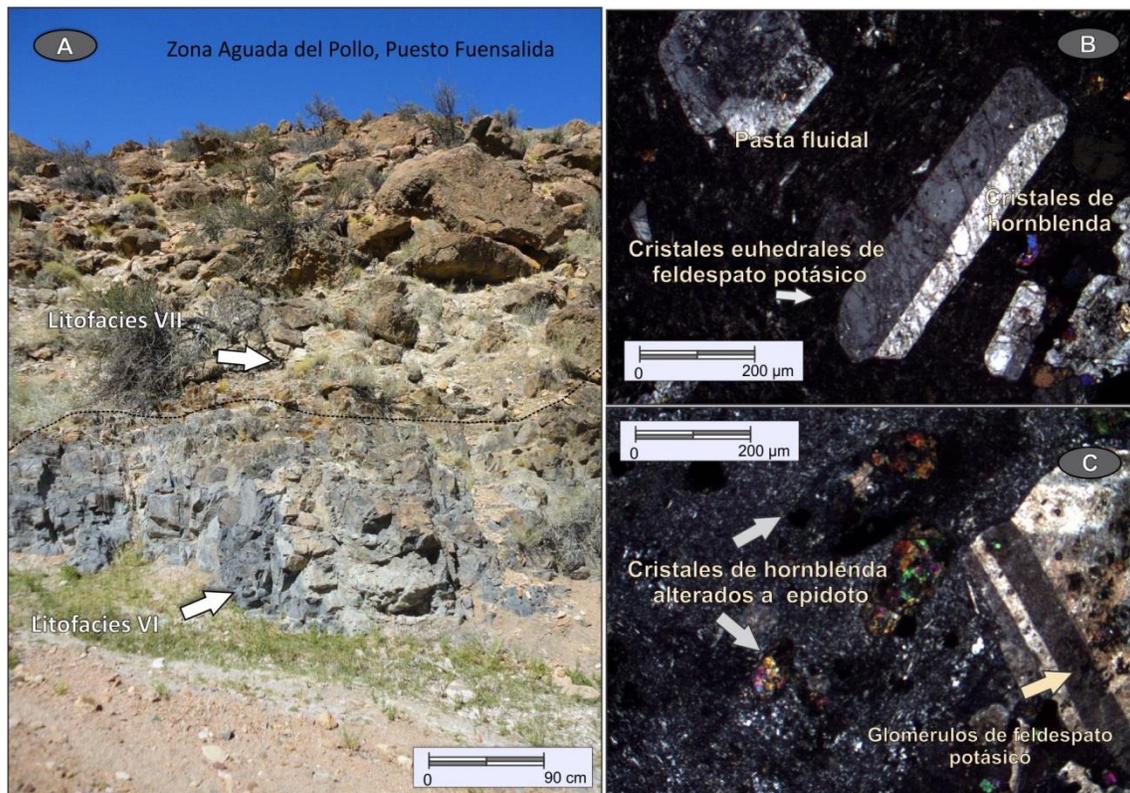


Figura 20. A) Contacto entre las litofacies V y VIII, en la zona de Aguada del Pollo norte del Puesto Fuensalida. B) Cristales euhedrales de feldespato potásico, parcialmente orientados inmersos en pasta fluidal, *Dpm*. C) Textura glomerofírica junto a cristales de anfíboles relícticos intensamente alterados a epidoto, *Dpm*.

Las *Dpm* exhiben texturas porfíricas a glomerofíricas conformadas por cristales y glomérulos de feldespato potásico euhedrales a subhedrales (Fig. 20 B y C), fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol. El contenido de minerales máficos es en general menor que el de la

litofacies IV. La pasta muestra una textura fluidal con una fuerte orientación de los microfenocristales de feldespato potásico. La plagioclasa y el anfíbol se encuentran alterados a epidoto en grado variable. La biotita se altera a clorita.

Interpretación

Se forma por la solidificación de la porción interna o coherente de una lava o cuerpo intrusivo superficial de composición dacítica (McPhie et al., 1993).

3.1.2.1.7 Litofacies VII: Tobas con estratificación paralela de composición riolítica (Te//R).

La litofacies VII es en general de color claro, amarillo pálido y blanquecino. Consiste de capas finamente estratificadas ricas en cristales (aprox. 35%), que se ubican en zonas cercanas al Puesto Quiñenao y también en el sector lindante al Puesto Fuensalida (Fig. 21 A y B respectivamente). Es de notar el elevado ángulo de buzamiento de las *Te//R*, expuesto en las figuras previas. El mismo está relacionado al emplazamiento de domos de lava y basculamiento post-eruptivo.

Se compone de bancos moderadamente bien seleccionados de entre 5 cm y 30 cm de espesor con geometrías tabulares, y en menor medida lenticulares que conforman una estratificación predominantemente paralela. En escasos sectores desarrollan estratificación entrecruzada de bajo ángulo mal conservadas. Es importante destacar que las *Te//R* se encuentran en gran medida asociadas lateralmente a las facies de tobas lapilíticas masivas de composición riolítica (*TLMR*) (litofacies VIII). En la figura 21C se puede observar dicha relación entre ambas litofacies.

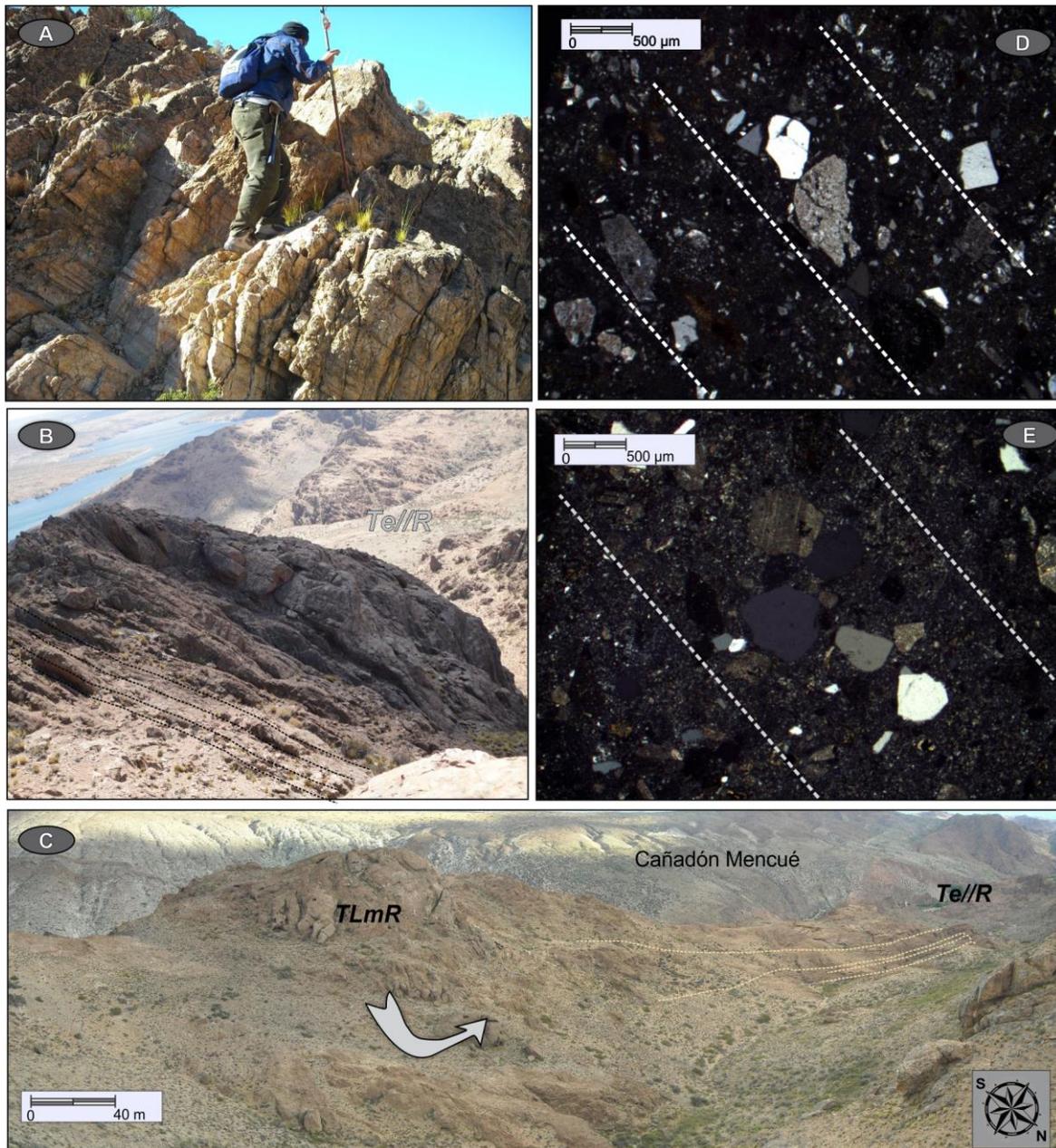


Figura 21. A) Afloramientos típicos de *Te//R*, en inmediaciones del Puesto Quiñenao. B) Afloramientos de *Te//R* en la zona lindante al Puesto Fuensalida. C) y D) Secciones delgadas de las rocas de los afloramientos expuestos en A) y B). E) Relación lateral entre las litofacies VII y VIII en inmediaciones del Cañadón Mengué.

Esta facies conforma afloramientos de importante desarrollo a lo largo de toda el área, alcanzando los 80 m de espesor. Se presentan como cuerpos tabulares y sub-tabulares formado por

sets individuales de entre 10 y 80cm de potencia o bien mostrando estructuras de corte y relleno. Internamente se componen de tobas finas a gruesas.

En sus secciones delgadas (Fig. 21 D y E) se pueden observar que incluyen cristaloclastos de cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasa y cristales de biotita inmersos en una matriz vítrea. El cuarzo es anhedral a subhedral, por lo general fracturado. La biotita conforma láminas en ocasiones deformadas y junto a la plagioclasa se alteran a óxidos de hierro y epidoto respectivamente. La matriz consiste de ceniza fina alterada a sericita y minerales de arcilla en baja proporción.

Interpretación

Las *Te//R* son interpretadas como depósitos de corrientes piroclásticas diluidas o por corrientes con límites de flujo inferior dominados por tracción. (Branney y Kokelaar, 2002).

3.1.2.1.8 Litofacies VIII: Tobas lapillíticas masivas de composición riolítica. (TLmR).

La *TLmR* constituye la litofacies más representativa del área Puesto Quiñena -Puesto Fuensalida junto con las *Is/R*. Particularmente, es aquella con mayor desarrollo a lo largo del Cañadón Mengué (Fig. 21 A y B). En la zona de Aguada del Pollo (Fig. 21 C), la *TLmR* exhibe la morfología lobular característica. En el recuadro se muestra un acercamiento a un afloramiento individual de *TLmR*, de 30m de espesor, ubicado 500m hacia el norte del Puesto Fuensalida. Las *TLmR* muestran relaciones de lateralidad con las *Te//R*, y se presentan usualmente intercaladas.



Figura 22 A) Afloramientos típicos de *TLMR* en el Cañadón Mengué. B) Relaciones entre las litofacies de la Formación Garamilla, fotografía tomada 3km hacia el oeste del Puesto Quiñena. C) Afloramientos de *TLMR*, Puesto Fuensalida (Detalle mostrando una capa masiva de 30 m de espesor).

La *TLMR* es de coloración rosada a blanquecina y presenta concentraciones relativamente uniformes de sus componentes (Fig. 23 A, B y C). Consiste de fragmentos líticos y juveniles de

dimensiones lapillíticas dispuestos en una matriz tobáceas fina. Los fragmentos líticos son subredondeados a subangulares. Los cristaloclastos son de cuarzo y feldespatos potásico. Los cristales de plagioclasa y biotita son menos abundantes. La alteración sericitica es común en cristales y matriz, así como la oxidación y silicificación.

Está integrada por bancos irregulares y discontinuos, que se disponen conformando niveles discretos de 2 a 40 m de espesor individual, pudiendo presentar localmente mayores potencias. Los límites de los bancos individuales se encuentran claramente marcados indicando el desarrollo de erupciones individuales discontinuas. Como ha sido descrito anteriormente el conjunto alcanza su mayor desarrollo en la zona del Cañadón Mengué, allí pueden ser individualizados, al menos, 5 bancos diferentes correspondientes a *TLmR*, que en conjunto alcanzan un espesor cercano a los 200 m. Sin embargo, el espesor real es difícil de determinar dada la heterogeneidad del depósito y la intrusión de las facies efusivas coherentes.

Al microscopio, presentan texturas cristaloclasticas, porfiroclásticas y vitroclásticas. Los vitroclastos son exclusivamente pumíceos y no han sido individualizadas trizas vítreas en las secciones confeccionadas. Localmente pueden reconocerse fiames y texturas reomórficas en esta litofacies aunque presentan una muy escasa distribución.



Figura 23. A), B) y C con detalle abajo). Características mesoscópicas de *TLMR*, mostrando pómez con escasa deformación y fragmentos líticos de dimensiones lapillíticas (área Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida).

Interpretación:

Las *TLMR* representan depósitos de corrientes piroclásticas densas de composiciones riolíticas con límites de flujo inferior dominados por escape de fluidos (Branney y Kokelaar, 2002).

3.1.2.1.9 *Litofacies IX: Brechas líticas masivas de composición riolítica (BrlmR).*

Las *BrlmR* afloran exclusivamente a lo largo del flanco norte del Cañadón Mengué. Allí, fueron identificadas en la porción superior de la secuencia piroclástica por encima de las *Te//R* y *TLmR*. El depósito es marcadamente heterolítico (Fig. 24 A y B) la composición y distribución de los bloques varía vertical y lateralmente en el depósito. Los fragmentos líticos incluyen litoclastos accesorios (tobas, tobas lapillíticas, dacitas masivas, andesitas masivas, vitrófiros y cuarzo hidrotermal). Los bloques son generalmente angulares a subredondeados, abarcando tamaños que van desde pocos centímetros hasta 1 m de diámetro.

Por otro lado los fragmentos juveniles incluyen pómez pequeños y fragmentos vítreos de 0,5 a 2 cm con escasa deformación. La matriz muestra, al igual que la litofacies en conjunto, una marcada variabilidad granulométrica siendo predominantemente lapillítica. En algunos sectores se observa una predominancia de granulometrías de arena media a gruesa, sin embargo usualmente está empobrecida en granulometrías finas (Fig. 24 C y D).

Microscópicamente presentan abundantes cristales de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita. Los cristaloclastos de feldespato están alterados a sericita, y aquellos de plagioclasa, a calcita y epidoto. Algunos de ellos pueden clasificarse como xenocristales o fenocristales heredados ya que presentan planos de maclas difusos y bordes de reacción con la pasta. Están alterados y reemplazados por albita secundaria que crece en planos de fracturas perpendiculares a la macla. Las biotitas están reemplazadas por cloritas, que se observan como fibras finas, en algunos casos curvadas.



Figura 24. A) y B) Arreglos faciales y texturales de *BrlmR*. El depósito es marcadamente heterolítico. C) y D) Marcada variabilidad granulométrica en la matriz de *BrlmR*.

Interpretación

Walker (1985) clasifica las brechas líticas en cinco tipos genéticos: (1) flujos de detritos interpretados como “decantados” de un flujo piroclástico; (2) flujos de detritos que involucran bloques recogidos del suelo por la acción del flujo piroclástico; (3) ‘*ground breccia*’ que interpreta como segregada de la cabeza fluidizada de un flujo piroclástico; (4) “*lag breccia*” inferida como depositada a partir de una “zona de deflación proximal” que también generó un flujo piroclástico; y (5) brechas derivadas de avalanchas o caídas de rocas. Aunque algunos de estos procesos y derivaciones estén probablemente sobrepuestos, las categorías en esta clasificación no son mutuamente excluyentes. Por otra parte, es una clasificación genética, la aplicabilidad de los cuales

depende de la validez de los modelos de emplazamiento elaborados.

Siguiendo un criterio litofacial (Branney y Kokelaar, 2002), interpretamos a las *BrlmR* como una facies gruesa de depósitos ignimbríticos, depositados a través de un flujo de tipo granular originado en el interior de una corriente piroclástica densa. Este proceso también fue invocado para las otras litofacies ignimbríticas (por ejemplo, *TLmR*), aunque de forma más energética (Branney y Kokelaar, 2002).

3.1.2.1.10 Litofacies X y XI: Riolita afírica con bandeo de flujo y riolitas afírica brechosas (*Rabf* y *RaBr*).

Las *Rabf* y *RaBr* se analizarán de manera conjunta dada la estrecha interrelación que presentan ambas litofacies. Estas a su vez se vinculan con las riolitas porfíricas masivas (*Rpm*), con las cuales forman los distintos tipos de depósitos efusivos. Estas facies presentan una marcada distribución y conforman cuerpos efusivos con distintas características genéticas en el área del Puesto Quiñena - Puesto Fuensalida. Estos cuerpos se pueden diferenciar principalmente por medio de su morfología.

Las *Rabf* (Fig. 25 A y B) consisten en bandas cromáticas casi paralelas y alternas de diferentes composiciones. Unas se hallan formadas por vidrio parcialmente desvitrificado con débil a moderada alteración sericitica y otras constituidas por agregados esferulíticos y cristales. La concentración de los agregados esferulíticos es variable (Fig. 25 C). Las esferulitas son usualmente redondeadas y de pequeño tamaño (de 0,5 a 1 mm de diámetro, alcanzando ocasionalmente los 5 cm, Fig. 25 D). Normalmente dichos agregados se encuentran bien conservados.

Las riolitas con bandeo de flujo se caracterizan por ser de grano fino (200 μm), una concentración variable de agregados esferulíticos y poseer una pasta felsítica al igual que las *Rpm* (Fig. 25 E y F). Su asociación mineral, es simple y consiste principalmente de cristales de cuarzo y feldespato potásico, biotita y hornblenda. Como minerales accesorios contiene apatito, zircón y

óxidos de hierro.

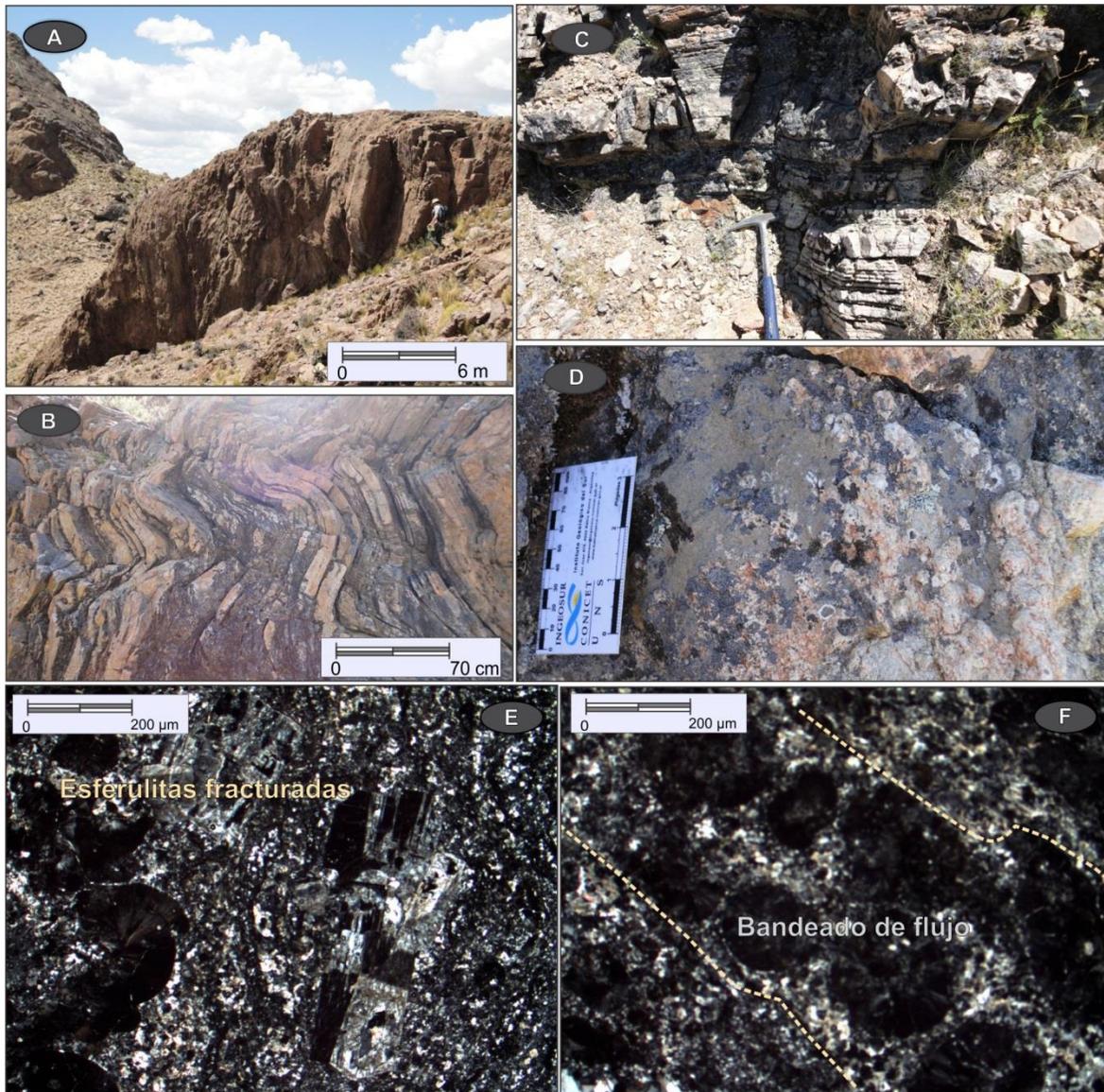


Figura 25. A) Cuerpo dómico, con marcado bandeado de flujo vertical, localizado en el Puesto Fuensalida. B) y C) Litofacies *Rabf* aflorante en dos sectores del Cañadón Mengué. D) Muestra un importante desarrollo de esferulitas en *Rabf*, zona lindante al Puesto de Martínez, Cañadón Mengué. E) y F) Textura felsítica y esferulítica en *Rabf*.

Las *RaBr* están formadas por fragmentos angulares principalmente de *Rabf* de 2 a 20 cm de diámetro, separados por una pasta de grano fino vítrea usualmente alterada a sericita. Los

fragmentos individuales están estrechamente yuxtapuestos con ausencia de desplazamientos marcados (“*jigsaw-fit texture*”) y conforman una transición con las riolitas altamente diaclasadas (Fig. 26A y B). Presentan textura porfírica y glomerofírica compuestas por fenocristales y pasta (Fig. 26 C). Los fenocristales más abundantes son el cuarzo, con bordes corroídos (golfos y senos), y le sigue el feldespato potásico que presentan una alteración sericítica baja a moderada. Las plagioclasas son escasas y presentan bajos ángulos de extinción. La pasta se encuentra totalmente desvitrificada, reemplazada por finos agregados de cuarzo fibroso y sericita. Contiene además, cristales de biotita y anfíbol. El apatito y el zircón son minerales comunes.

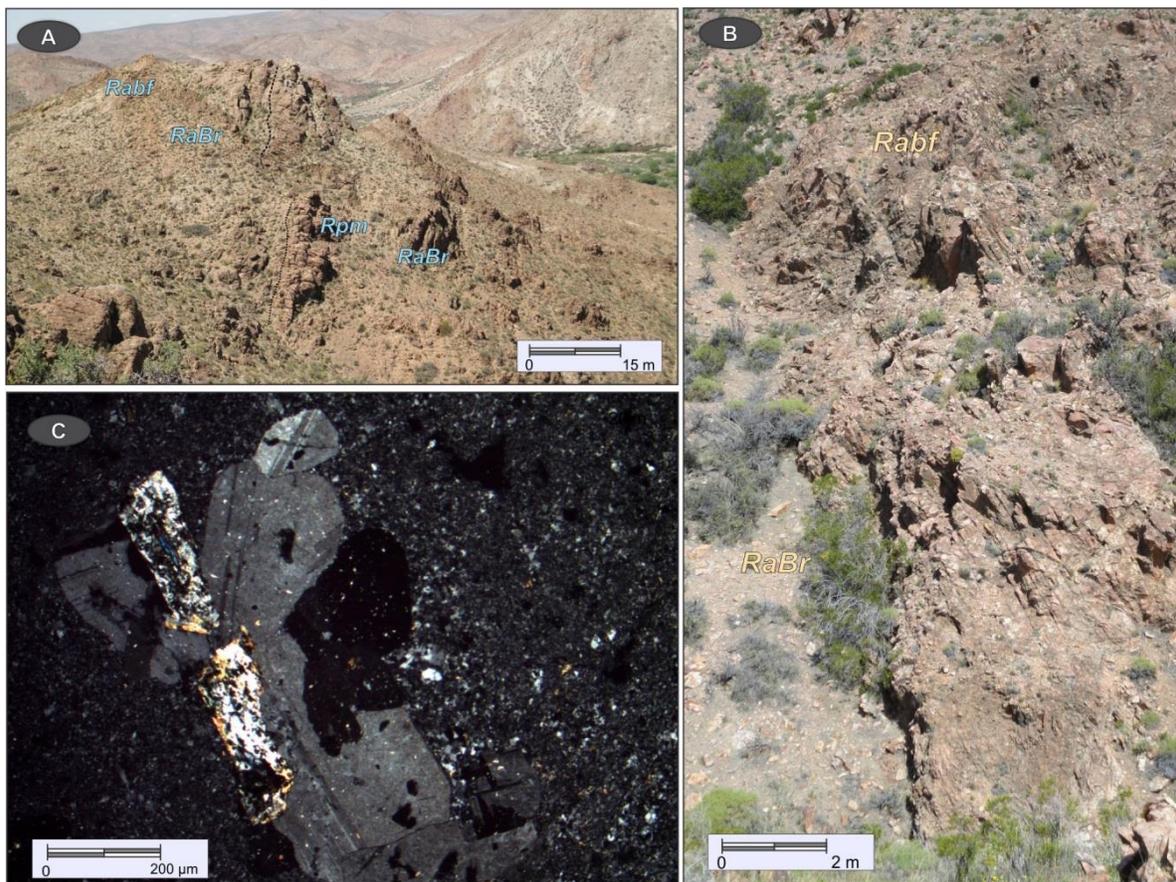


Figura 26. A y B) Relación entre las litofacies efusivas *Rpm*, *RaBr* y *Rabf* en fisuras eruptivas, localizadas en el Cañadón Mengué, C) Textura glomerofírica en *RaBr*.

Interpretación

El acercamiento inicial a la interpretación de litofacies *Rabf* y *RaBr* es brindado por McPhie et al., (1993). Los citados autores consideran a las facies con bandeado de flujo como facies internas y coherentes de las lavas e intrusiones sin-volcánicas. Así mismo, interpretan las facies con texturas de “rompecabezas” (“*jigsaw fit texture*”) (*RaBr*) como facies autoclásticas deformadas durante el crecimiento y emplazamiento de los cuerpos efusivos.

De acuerdo a la subdivisión en base a la morfología de los cuerpos efusivos (Cas y Wright, 1987), consideraremos como *domos de lava* aquellos cuerpos efusivos subcirculares. Como *fisuras eruptivas* a aquellos cuerpos efusivos tabulares (Walker, 1999) y como *lavas o coulees* a aquellos depósitos formados por rocas efusivas que presentan una morfología alargada en planta (Cas y Wright, 1987).

3.1.2.1.11 Litofacies XII: Brechas tobáceas masivas de composición riolítica (BrTmR).

Las *BrTmR* presentan un amplio desarrollo en el área de Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida y cubren las facies anteriormente mencionadas por medio de superficies planas a ligeramente erosivas (Fig. 27 A). Son depósitos homogéneos, monocomposicionales, compuestos por fragmentos angulares a subangulares de riolitas, de 2 a 30 cm de diámetro, inmersos en una matriz tobácea (Fig. 27 B). Los fragmentos líticos presentan texturas en corteza de pan indicando una depositación a altas temperaturas y un rápido enfriamiento. Son depósitos matriz sostén, pudiendo variar la concentración de los fragmentos líticos entre 20 % y 65 %.

Las formas geométricas de los bancos son muy irregulares, presentando fuertes acuñaientos laterales. En ocasiones se preservan como colgajos remanentes sobre la topografía (Fig. 27 C y D). Dentro de los fragmentos constituyentes se reconocen bloques con texturas fluidales (Fig. 27E) y porfíricas de composiciones riolíticas, siendo los primeros los más abundantes. El feldespato potásico y el cuarzo son los minerales petrogénicos más comunes. La biotita es escasa. La figura 27

E muestra la textura típica de las *BrTmR*, formada por bandas de flujo más o menos ricas en feldespato diferenciables por su alteración sericítica.

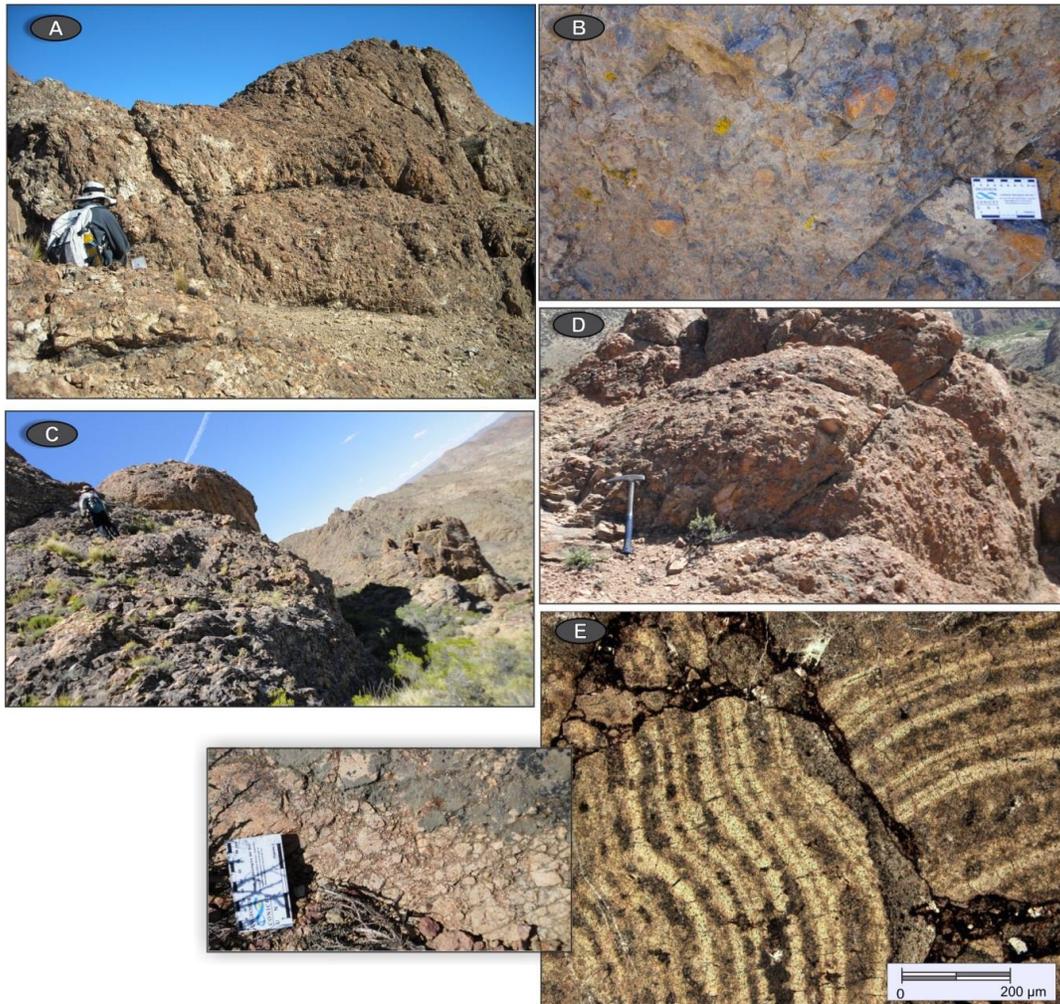


Figura 27. A) Geometría de *BrTmR* mostrando bancos irregulares, Puesto Quiñenao. B) Fragmentos angulares a subangulares de riolitas, de 2 a 30 cm de diámetro, inmersos en una matriz tobácea. C y D) Niveles colgados sobre la topografía, ubicados en el interior del Cañadón Mencué. E) Detalle de la sección delgada de los fragmentos subangulares en *BrTmR* mostrados en el recuadro de la izquierda (*Rabf*).

Interpretación

La litofacies *BrTmR* se interpreta como depósitos de flujos de bloques y cenizas, los que reflejan el colapso gravitatorio de domos o lavas (Cas y Wright, 1987, McPhie *et al.* 1993, Miyabuchi, 1999; entre otros).

3.1.2.2 Geología del área Cerro Carro Quebrado- Cerro Catri Cura.

El área del Cerro Carro Quebrado –Cerro Catri Cura representa un depocentro volcánico localizado 8 km al sur del área Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida (Benedini *et al.*, 2014). Morfológicamente, el depocentro presenta una forma ovalada y su relleno se compone predominantemente de rocas piroclásticas con altas concentraciones de sílice. Las secuencias volcánicas allí dispuestas son atravesadas por complejos sistemas de diques o fisuras eruptivas, los cuales permiten acotar temporalmente la cronología de los eventos volcánicos. El depocentro ocupa más de 50 km² y se desarrolla entre los cerros Carro Quebrado y Catri Cura.

En dicho depocentro fueron identificadas 8 litofacies las cuales se exponen en la Tabla 5, estas incluyen: Andesitas porfírica con bandeo de flujo (*Apbf*), Brechas líticas masivas de composición dacíticas (*BrlmD*), Tobas lapillíticas masivas eutaxíticas ricas en fragmentos líticos y composición dacítica (*TLmerlD*), Ignimbritas símil-lavas de composición riolítica (*IslR*), Tobas lapillíticas masivas eutaxíticas ricas en cristales y composición riolítica (*TLmercR*), Riolita porfíricas masiva (*Rpm*), Riolita afírica con bandeo de flujo (*Rabf*) y Riolita afírica brechosa (*RaBr*).

Orden	Código	Litofacies denominación
Área Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura		
LitofaciesVIII	(<i>Rab</i>)	Riolita afírica brechosa
Litofacies VII	(<i>Rabf</i>)	Riolita afírica con bandeo de flujo
Litofacies VI	(<i>Rpm</i>)	Riolita porfíricas masiva

Litofacies V	(<i>TLmercR</i>)	Tobas lapillíticas masivas eutaxíticas ricas en cristales y composición riolítica
Litofacies IV	(<i>IsIR</i>)	Ignimbritas símil lavas de composición riolítica
Litofacies III	(<i>TLmerID</i>)	Tobas lapillíticas masivas eutaxíticas ricas en fragmentos líticos y composición dacítica
Litofacies II	(<i>BrLm_(n)D</i>)	Brechas líticas masivas normalmente gradada de composiciones dacíticas
Litofacies I	(<i>Abf</i>)	Andesitas porfírica con bandeo de flujo

Tabla 5. Litofacies presentes en el área del Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura.

3.1.2.2.1 *Litofacies I: Andesitas con bandeo de flujo (Abf).*

Esta litofacies presenta una distribución restringida en el área de estudio. Se dispone entre el Cerro Carro Quebrado y el Cerro Pafaniyeu, cubriendo una superficie de aproximada de 0,5 km². Las rocas son de color azul oscuro (Fig. 28 A) y yacen discordantemente sobre la litofacies I-b de la Formación Mamil Choique. Muestran un marcado desarrollo de bandeo de flujo horizontal, caracterizado por bandas composicionales 1 a 10 cm de espesor.

Presentan texturas porfíricas y/o glomeroporfíricas, donde los cristales se hallan inmersos en una pasta pilotáxica fluidales (Fig.28 B) y vítreas recrystalizadas. En función de la composición modal, se pueden diferenciar, andesitas hornblendíferas de manera exclusiva. Las *Abf* son horizontalmente cubiertas por las *BrLm_(n)D* y se encuentra parcialmente intruida por rocas efusivas de composiciones riolíticas en las inmediaciones al Cerro Carro Quebrado.

Interpretación

Las *Abf* se forman por la solidificación de la porción coherente (McPhie et al., 1993) de una lava de composición andesítica que sufrió un enfriamiento en condiciones próximas a la superficie (Best y Christiansen, 2000).

3.1.2.2.2 Litofacies II: Brechas líticas masivas de composiciones dacíticas (*Brlm_(n)D*).

Las *Brlm_(n)D* son un depósito grueso, mal seleccionado, que contiene fragmentos accidentales de composiciones, predominantemente graníticas, inmersos en una matriz tobácea de color azul a violáceo oscuro. Los clastos son de formas subangulares a subredondeados y la granulometría varían desde cenizas finas (0,2 mm) a bloques (mayores a 30 cm). Las facies ricas en fragmentos líticos forman aproximadamente el 50% del depósito (Fig.28 C). En su porción media, los fragmentos líticos cambian progresivamente de composición, desde aquellos graníticos en su sección inferior a aquellos dacíticos en su porción superior.

Se reconoce una gradación normal en el depósito, en el cual disminuye progresivamente la granulometría de los fragmentos accesorios hacia su sección superior, donde pasa transicionalmente a *TLmerID*. Como se observa en la figura 28 C, la composición de los bloques está dominada por clastos accidentales de granitos inmersos en una matriz fina. Microscópicamente se observa una textura vitroclástica, porfírica, formada por fenocristales, vidrio volcánico y pasta. Los fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico son subhedrales y/o anhedrales y están fracturados. Se encuentran levemente alterados a sericita y epidoto. Además, fueron reconocidos como minerales principales cuarzo biotita y hornblenda. Los cuarzos son anhedrales, con bordes redondeados y difusos. Las biotitas son abundantes y se presentan como fibras finas y en algunos casos se encuentran curvadas, como también otras se hallan levemente alteradas a epidoto.

Interpretación.

Interpretamos a las *Brlm_(n)D* como una facies gruesa o proximal de un depósito ignimbrítico, depositados a través de un flujo de tipo granular originado en el interior de una corriente piroclástica densa. De la misma manera que las otras litofacies ignimbríticas (por ejemplo, *TLmR*),

aunque de forma más enérgica (Branney y Kokelaar, 2002).

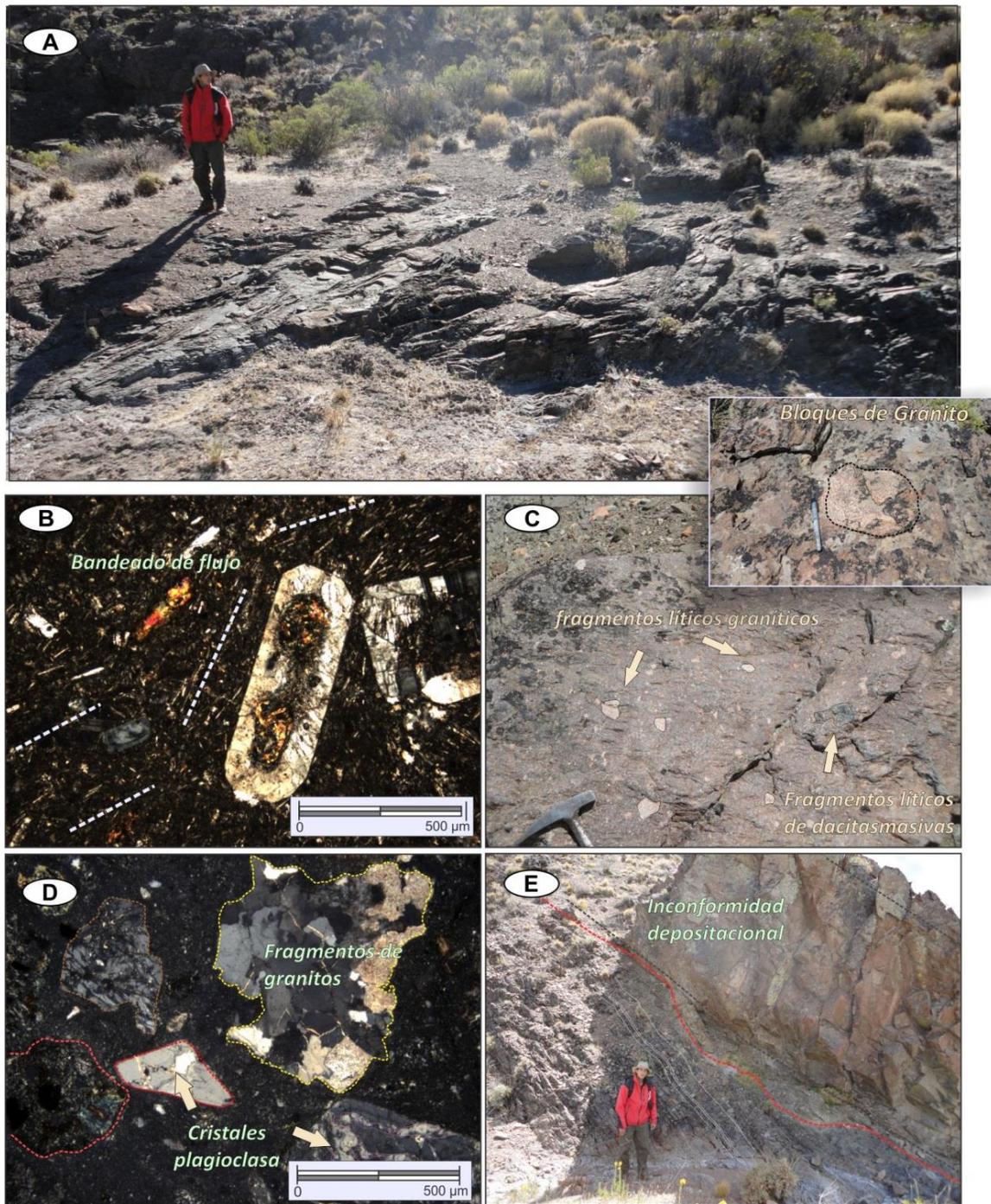


Figura 28. A) Andesitas con bandeado de flujo, área Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura. B) Textura traquítica en *Apbf*. C) Exposición típica de *Brlm_(n)D* en la zona del Cerro Carro Quebrado. D) Textura vitroclástica en *TLmerID*. E) Contacto discordante entre litofacies *TLmerID* e *IsIR*.

3.1.2.2.3 *Litofacies III: Tobas lapillíticas masivas eutaxíticas ricas en fragmentos líticos y composición dacítica (TLmerlD).*

La *TLmerlD* forma un afloramiento continuo que abarca un área de 5,5 km² donde presentan un espesor estimado de 130 m. En la zona sur se reconoce en pasaje gradual sobre *Brlm_(n)D*. Los fiames o pómez deformados están mal preservados y no se reconocen fácilmente en el campo. La composición de los fragmentos líticos cambia gradualmente, incorporando una mayor concentración de fragmentos co-magmático hacia su sección superior. Microscópicamente, exhibe abundantes fragmentos líticos de tamaño ceniza media (Fig. 28 D), seguido por cristales subhedral a anhedral de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y hornblenda inmersos en una pasta eutaxítica a vitroclástica. Las texturas eutaxíticas están representadas por fiames parcialmente alterados a sericítica.

Los fragmentos de dimensiones lapillíticas están compuestos de lavas dacíticas así como de granito y migmatitas en menor medida. Estos alcanzan los 10 cm de diámetro siendo usualmente, menores a 5 cm. Los cristaloclastos de feldespato potásico muestran los bordes de reacción debido a la contracción térmica. Las micas de grano fino y las cloritas están presentes como productos de alteración. Los minerales accesorios incluyen circón y apatito.

La parte superior de estos depósitos muestran un marcado ordenamiento paralelo (Fig. 28 E). Los componentes cristalinos, de la misma forma que los clastos líticos están orientados siguiendo dichos planos. Esta característica podría ser interpretada en términos de una depositación primaria o bien como producto de la compactación diagenética vinculada a estadio de deformación sintectónico (Allen y Cas, 1990; Branney y Sparks, 1990).

Interpretación.

Las *TLmerlD* representan depósitos de corrientes piroclásticas densas de composiciones dacíticas con límites de flujo inferior dominados por escape de fluidos (Branney y Kokelaar, 2002).

(Branney y Kokelaar, 2002). El enriquecimiento en fragmentos líticos se puede vincular a un filtrado selectivo en la base de una corriente piroclástica estacionaria, formada por un flujo en condiciones de escape de fluido. En ellos los fragmentos líticos densos se hunden a través de la “zona de límite del flujo” (“*flow-boundary zone*”) más fácilmente que los pómez, cuya densidad les impide llegar a la superficie del depósito. En consecuencia, el depósito se enriquece en clastos líticos de igual composición que la corriente que los produjo (Branney y Kokelaar, 2002).

3.1.2.2.4 Litofacies IV: ignimbritas símil lavas de composición riolítica (*IslR*).

Las *IslR* es la litología más representativa del área Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura. Estas litofacies cubren en discordancia las *TLmerlD* (Fig. 28 E). Afloran 500 m al norte del Cerro Quemado donde ocupan una superficie de aproximadamente 15 km² en la porción central del área y un espesor estimado de 420 m. Localmente, parecen diferenciarse depósitos basales de grano fino, subyaciendo a los gruesos bancos masivos (Fig. 29 A), sin embargo el alto grado de la litofacies y el escaso contenido de fragmentos líticos, dificulta en gran medida el reconocimiento de bancos de menores granulometrías.

Los depósitos ignimbríticos se encuentran desvitrificados con marcada intensidad. Los fragmentos juveniles fueron completamente modificados y fuertemente recristalizados debido al efecto combinado de la carga y la intrusión de las facies efusivas. Texturas de desvitrificación de alta temperatura no han sido observadas. Presentan una matriz rica en cristales (35 vol. %) y bajo contenidos en fragmentos líticos (1-2 vol. %). Los minerales principales son el cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y hornblenda. Los minerales accesorios son apatito, magnetita, y circón, mientras que los minerales secundarios son calcita, clorita, sericita y epidoto, que aparecen distribuidos de manera homogénea en la pasta.

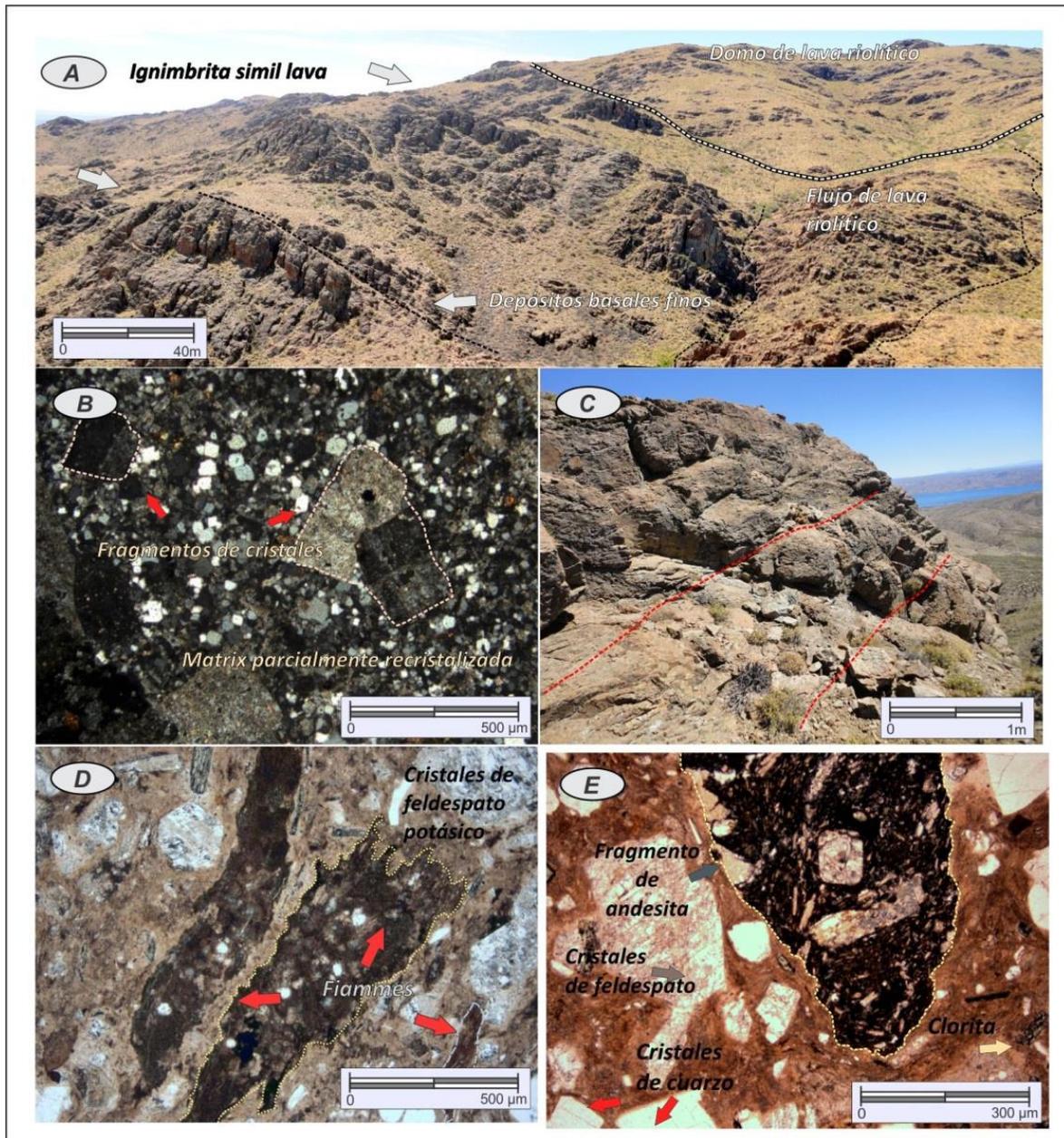


Figura 29. A) Afloramientos de IslR área Cerro carro Quebrado-Cerro Catri Cura. B) Mátrix parcialmente recrystalizada en IslR. C) Afloramientos de tobas lapillíticas masivas eutaxíticas ricas en cristales y composición riolítica (*TLmercR*), área Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura. D) y E) secciones delgadas mostrando las características microscópicas de *TLmercR*.

La matriz muestra la neoformación de cristales de cuarzo euhedrales y contactos de triple punto en algunos de los especímenes minerales, indicativo de recrystalización estática (Fig. 29 B). Fueron reconocidos escasos clastos subredondeados de granito y clastos coherentes de composición

andesítica

Interpretación

Las *IslR* se consideran depósitos de corrientes piroclásticas densas que preservaron parte de la temperatura inicial del depósito con posterioridad a su depositación, dicha preservación se encuentra directamente relacionada al espesor de la litofacies. Estas condiciones podrían haber sido influenciadas por los procesos eruptivos posteriores a su formación (McArthur et al., 1998).

3.1.2.2.5 *Litofacies V: Tobas lapillíticas masivas eutaxíticas ricas en cristales y composición riolítica (TLmercR).*

Las *TLmercR* aparecen principalmente como parches discontinuos en los márgenes del afloramiento central conformado por las *IslR*. Sus principales manifestaciones se encuentran al sur de Cerro Pafaniyeu, sitio en que cubre a las litofacies I y II y es intruida por las litofacies efusivas. Las *TLmercR* pueden diferenciarse de *IslR* a partir de la diferente concentración de fragmentos líticos, la diferente concentración de cristales libres en el mátrix, su distribución espacial, el grado de recristalización de la mátrix y la diferente firma espectral en imágenes satelitales.

Las *TLmercR* son de color marrón pálido y se muestra masiva (sin estructuras) o bien con estratificación difusa mal representada (Fig. 29 C). Se caracteriza por una mátrix rica en cristales (mayor a 35 %) con una variable población de fragmentos juveniles, generalmente con texturas eutaxíticas bien conservados (Fig. 29 D). Presentan cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y hornblenda. Los minerales accesorios son apatito, óxidos de Fe y circón y los minerales secundarios son calcita, clorita, sericita, y epidoto.

Interpretación.

Las *TLmercR* representan depósitos de corrientes piroclásticas densas de composiciones riolíticas. Se ha indicado un origen vinculado a un flujo granular de alto contraste reológico, sin la

generación de turbulencia en la porción inferior del flujo (Branney y Kokelaar, 2002). Las texturas eutaxíticas indican generalmente una compactación a altas temperaturas (Branney y Kokelaar, 2002).

3.1.2.2.6 Litofacies VI: Riolita afríca con bandeado de flujo (Rabf).

Las Rabf se encuentran genética y espacialmente relacionadas a las litofacies VII y VIII junto a las cuales forman distintos tipos de cuerpos efusivos. El margen SE del área presenta el desarrollo de cuerpos dómicos subcirculares de 200-700 m de diámetro, que se disponen de manera aislada y discontinua; en los márgenes de el afloramiento central, en forma de media luna (Fig. 30). De igual forma, constituyen cuerpos tabulares que intruyen a la secuencia piroclástica en dos sectores.

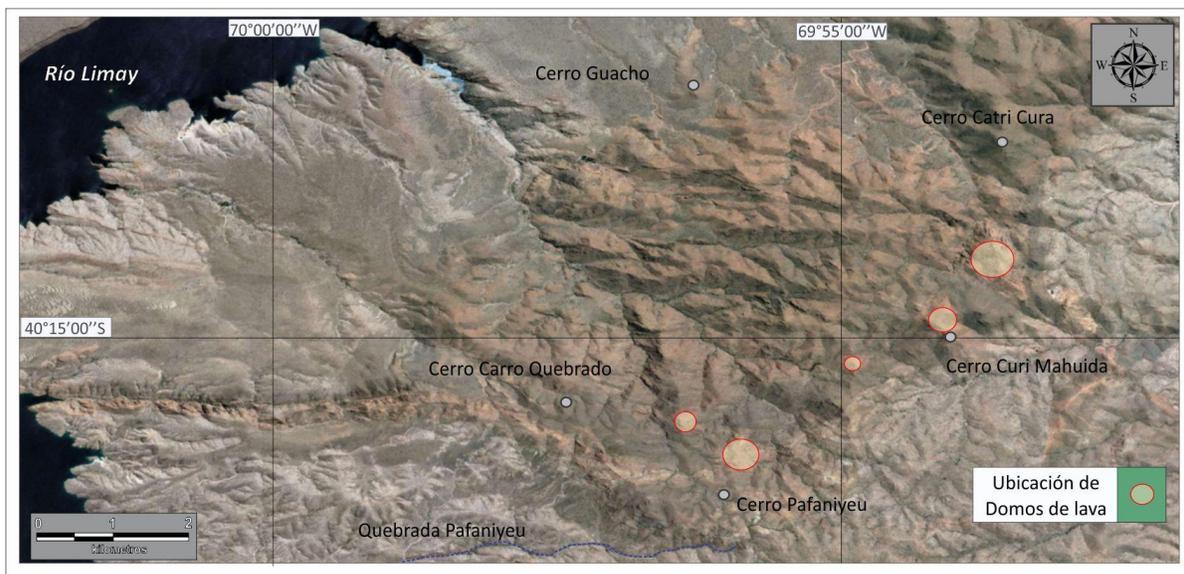


Figura 30. Ubicación de los domos de lava en el área del Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura

Las Rabf (Fig. 31 A) están constituidas por bandas paralelas de diferentes composiciones. Son en general de grano fino (250 μ m) y contienen distintas proporciones de agregados esferulíticos

inmersos en una pasta felsítica (Fig. 31 B). Sus asociaciones minerales consisten en cuarzo, feldespato potásico, biotita y de anfíbol con apatita y magnetita como minerales accesorios. Las esferulitas son usualmente redondeadas y de pequeño tamaño, con diámetros entre 0,5 a 1 mm de diámetro, que alcanzan ocasionalmente los 5 cm. Normalmente se encuentran bien conservadas.

Las *Rabf* se forman por la solidificación de la porción interna (McPhie et al., 1998) de una lava de composición riolítica, donde los agregados esferulíticos representan condiciones de desvitrificación a alta temperatura y/o con altas concentraciones de volátiles.

3.1.2.2.7 Litofacies VII: Riolita porfírica masiva (*Rpm*).

Las *Rpm* muestran morfologías redondeadas con desarrollo de diaclasas de enfriamiento distribuidas en forma paralela a la superficie del afloramiento. Se disponen usualmente hacia la parte central de los cuerpos efusivos y pasan lateralmente a facies con bandeado de flujo hacia las partes externas y expuestas de los cuerpos. En la figura 31 C se expone la distribución de las litofacies VI, VII y VIII en un domo de lava riolítica o criptodomo.

Las *Rpm* son en general facies de grano medio y presentan texturas porfíricas definidas por fenocristales euhedrales a subhedrales de feldespato potásico, junto a cristales de plagioclasa y cuarzo dispuestos en una pasta felsítica que evidencia una importante alteración sericítica. También pueden reconocerse dentro de la pasta cuarzo microcristalino y microfenocristales de feldespato potásico. Los cristales tienen una alteración sericítica moderada, mientras que la biotita y plagioclasa son alterados a clorita y calcita. Los minerales accesorios son circón, apatita, y magnetita. Puede reconocerse texturas de recristalización estática con migración de límite de grano y neoformación de cuarzo euhedral en algunas de las muestras (Fig. 31 D).

Interpretación.

Las *Rpm* se forman por la solidificación de la porción interna o coherente de una lava de composición riolítica o cuerpo intrusivo superficial (McPhie et al., 1993)

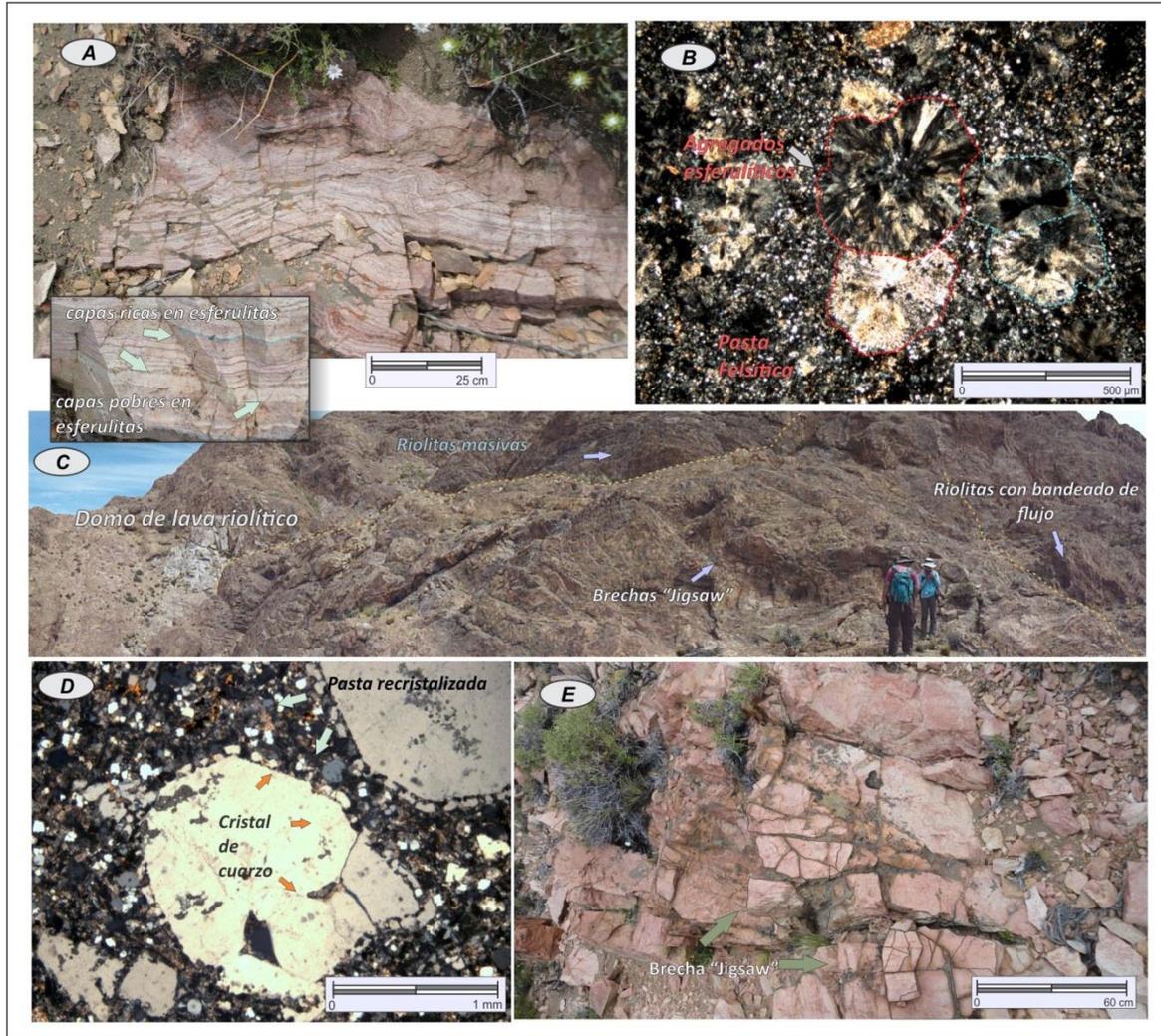


Figura 31 A) Riolitas con bandeado de flujo (En detalle se pueden observar bandas ricas y pobres en esferulitas). B) Sección delgada de *Rabf*, mostrando un gran desarrollo de agregados esferulíticos en pasta felsítica. C) Distribución de las distintas litofacies efusivas en un domo de lava riolítica. D) Deformación de cristales de cuarzo por migración de límite de grano. E) Riolita afírica brechosa, mostrando una formación incipiente de los bloques fracturados.

3.1.2.2.8 *Litofacies VIII: Riolita africana brechosa (RaBr).*

Las *RaBr* están formadas por fragmentos angulares de 2 a 20 cm de diámetro, separados por una pasta de grano fino vidriosa usualmente alterada a sericita. Los fragmentos individuales están estrechamente yuxtapuestos con ausencia de desplazamientos marcados (“*jigsaw-fit texture*”) y conforman una transición con las riolitas altamente diaclasadas (Fig. 31 E). Los fragmentos presentan textura africana, porfírica y glomerofírica compuestas por fenocristales y pasta. Los fenocristales más abundantes son el cuarzo, con bordes corroídos (golfos y senos), y le siguen los feldespatos potásicos que presentan una alteración sericitica baja a moderada. Las plagioclasas son escasas y presentan bajos ángulos de extinción. La pasta se encuentra totalmente desvitrificada, reemplazada por finos agregados de cuarzo fibroso y sericita. Contiene además, cristales de biotita y anfíbol. El apatito y el zircón son minerales accesorios comunes.

Interpretación

McPhie et al., (1993) interpretan las facies con texturas de “rompecabezas” (“*jigsaw fit texture*”) (*RaBr*) como facies autoclásticas formadas durante el crecimiento y emplazamiento de los cuerpos efusivos o intrusivos superficiales. En los cuales los márgenes son los primeros sectores en cristalizar y a medida que el cuerpo continúa su crecimiento o avance estos se fracturan y desplazan en escasa magnitud dada la alta viscosidad de los mimos.

3.2 GEOQUÍMICA: INTRODUCCIÓN.

A los efectos de evaluar las características geoquímicas de las rocas que integran la Formación Garamilla, se realizó un muestreo de las litofacies más representativas de cada área. Para el muestreo de las rocas piroclásticas fue colectado material proveniente de los fragmentos juveniles, en su defecto fue muestreada la matriz de las rocas piroclásticas con el fin de minimizar la concentración de litoclastos. Se recolectaron quince muestras, en diferentes sectores del área de Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida. Las rocas allí analizadas (Tabla 6, ubicada más adelante)

corresponden a las litofacies previamente descritas y clasificadas como, *IslR* (Ignimbrita símil-lava de composición riolítica), *Rmm* (Riolita masiva microgranular), *Rpm* (Riolita porfírica masiva), *Apm* (Andesita porfírica masiva), *TLmeD* (Toba lapillítica masiva eutaxítica de composición dacítica), *Dpm* (Dacita porfírica masiva) *TLmR* (Toba lapillítica masiva de composición riolítica), *Rabf* (Riolita afríca con bandeado de flujo) y *BrTmR* (Brecha tobácea masiva de composición riolítica).

Por otro lado, en el área del Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura fueron analizadas cuatro muestras de la secuencia volcánica y siete muestras correspondientes a las litofacies efusivas que se disponen en la zona aledaña del Cañadón Blancura. Estos dos grupos son evaluados en conjunto debido a sus relaciones geológicas y geográficas. Las muestras analizadas se exponen en la Tabla 7, e incluyen 5 de las 8 litofacies reconocidas en el área: *IslR*, *TLmerlD* (Toba lapillítica masiva eutaxítica rica en fragmentos líticos y composición dacítica), *Rabf*, *TLmercR* (Toba lapillítica masiva eutaxítica rica en cristales y composición riolítica) y *Rpm*.

Los resultados de los análisis geoquímicos fueron recalculados a base anhidra. Inicialmente, el estudio geoquímico de las rocas volcánicas, requiere considerar aquellos procesos que han podido modificar las características composicionales de las distintas litologías. El análisis litofacial desarrollado al comienzo del capítulo, denota que tanto las rocas volcánicas como piroclásticas de la unidad participaron en un contexto de alteración generalizado (de grado bajo a moderado), vinculado con la actividad de procesos hidrotermales y/o deutéricos (sin a post-depositacionales). Estos últimos parecen tener influencias importantes en algunas litofacies.

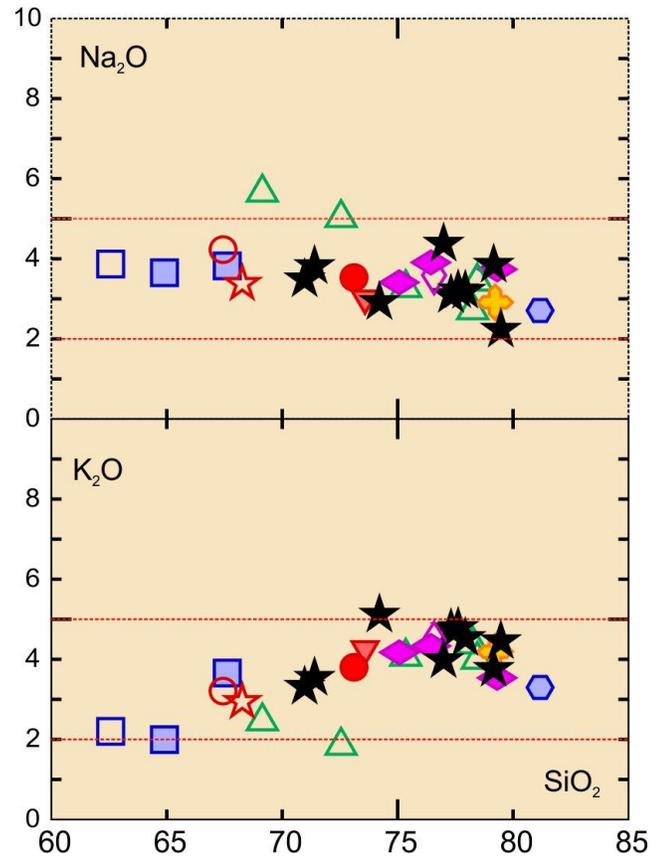


Figura 33. Diagramas de variación para los elementos alcalinos.

El diagrama de la figura 32 muestra una disminución del LOI frente a las composiciones litológicas más ricas en SiO_2 , esta observación se asocia al tipo de modificación sufrida por las rocas. En algunos casos, tal modificación estaría relacionada a procesos de recristalización y/o procesos de desvitrificación de alta temperatura, como por ejemplo en el caso de las ignimbritas símil-lavas de composición riolítica (*IslR*) y las facies de riolitas que contienen concentraciones variables de esferulitas (*Rabf*). Sin embargo, la posible adición de sílice en las muestras vinculada a procesos post-deposicionales, no habría incidido en la concentración de otros componentes, tales como los álcalis.

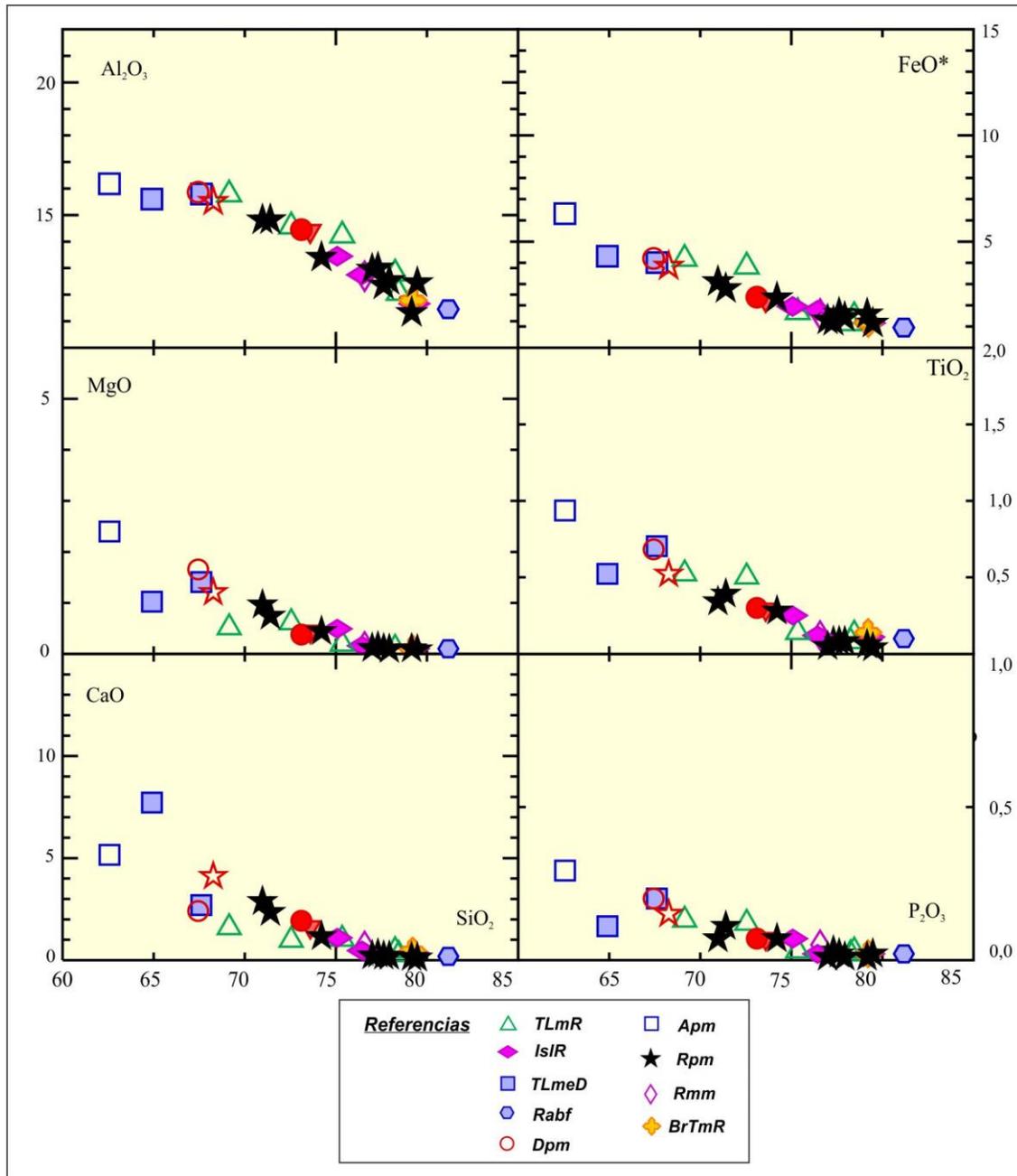


Figura 34. Diagramas de variación de los principales elementos mayoritarios de las rocas volcánicas y piroclásticas.

Los diagramas de variación para los óxidos de Na y K muestran valores estables, consistentes con una escasa movilización de estos elementos por fenómenos hidrotermales o diagenéticos

(Fig.33). Sin embargo, la disminución del K en aquellas muestras con mayores valores de SiO₂ es consistente con procesos de silicificación parcial de las muestras más diferenciadas.

Los diagramas de variación de los restantes óxidos mayoritarios (Fig. 34) muestran cambios graduales respecto de la variación en SiO₂. Por lo tanto se considera como correcta, la utilización de diagramas mayoritarios en la clasificación de las rocas. La misma debe cotejarse y realizarse en conjunto con los diagramas de clasificación de elementos minoritarios.

Muestras	Q6	Q7	Q12	Q16	Q20	Q22	Q24	Q25	Q26	Q27	Q8	Q4	Q2	Q19	Q21
Código Lit.	TLmR	IsIR	TLmR	TLmeD	Rabf	TLmeD	Dpm	Apm	Rpm	Rmm	IsIR	TLmR	TLmR	BrTmR	TLmR
SiO2	68,83	79,21	78,15	64,61	81,09	67,32	67,13	62,14	77,20	76,44	76,29	75,20	78,32	79,11	72,24
Al2O3	15,70	11,64	12,77	15,53	11,44	15,72	15,79	16,06	12,98	12,67	12,72	14,19	12,04	11,77	14,50
Fe2O3(T)	4,63	1,29	1,27	4,77	1,06	4,43	4,66	6,97	1,37	1,76	1,95	1,85	1,65	1,30	4,21
MnO	0,05	0,02	0,05	0,17	0,02	0,10	0,10	0,09	0,06	0,06	0,04	0,06	0,02	0,02	0,02
MgO	0,51	0,10	0,11	1,02	0,10	1,40	1,65	2,38	0,14	0,15	0,16	0,19	0,14	0,10	0,61
CaO	1,58	0,35	0,47	7,68	0,18	2,68	2,40	5,12	0,30	0,70	0,47	1,02	0,27	0,44	0,97
Na2O	5,62	3,73	2,71	3,63	2,70	3,80	4,21	3,84	3,09	3,58	3,90	3,26	3,42	2,91	4,99
K2O	2,44	3,53	4,36	1,98	3,29	3,64	3,19	2,18	4,74	4,46	4,32	4,05	3,98	4,18	1,83
TiO2	0,52	0,11	0,08	0,52	0,10	0,70	0,68	0,93	0,08	0,12	0,12	0,14	0,13	0,14	0,50
P2O5	0,13	0,02	0,02	0,11	0,02	0,20	0,20	0,29	0,03	0,05	0,02	0,03	0,03	0,02	0,12
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
LOI	1,31	0,25	1,33	4,04	1	2,18	1,48	1,21	0,81	0,91	0,89	1,51	1,49	1,31	1,62
Sc	10	3	2	10	3	12	12	19	3	4	3	3	3	2	10
Be	3	2	2	3	2	2	2	2	2	2	3	2	2	2	2
V	50	7	4	52	4	70	83	144	6	3	3	14	10	6	74
Ba	709	745	1190	515	947	959	1042	824	572	892	1000	963	1222	1046	381
Sr	355	55	47	215	73	350	305	429	79	50	81	104	87	101	368
Y	15	19	18	30	14	27	30	30	25	30	25	17	13	16	15
Zr	137	81	67	254	81	224	262	211	64	112	106	103	96	120	145
Cr	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Co	7	1	1	1	1	6	9	12	1	1	1	1	1	1	5
Ni	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18
Cu	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Zn	40	50	30	80	30	70	70	50	30	30	50	30	30	30	40
Ga	14	13	13	27	13	18	17	19	14	15	17	21	10	12	14
Ge	1	1	1	2	1	1	2	2	2	2	2	2	1	1	2

As	7	1	1	1	1	1	1	1	1	1	5	5	5	5	5
Rb	83	158	200	75	152	132	110	77	222	192	154	157	125	168	90
Nb	8	9	8	9	10	10	9	8	9	11	10	8	5	9	8
Mo	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2
Ag	0,6	0	5	1,1	0,5	1	1	0,9	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6
In	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Sn	4	3	3	4	3	3	2	3	4	4	4	4	3	3	5
Sb	2,2	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Cs	11,7	2,9	6	2,8	3,7	12,3	2,8	13,3	6,7	4,2	2,8	12,1	9,9	4,8	6,8
La	27,1	27,6	28,5	36,7	19,3	34,5	31,2	26,9	15,4	31,9	30,6	48,2	38,4	32	24,3
Ce	50	52,2	51,8	66,8	36,4	66,6	60,6	53,7	32,2	63,7	64	80,6	62,4	49,5	46,5
Pr	6,24	6,29	6,27	8,86	4,37	8,56	7,91	7,23	4,08	8,11	7,55	9,2	7,84	6,71	5,61
Nd	21,8	20,9	20,8	32,8	14,5	32	29	28,4	14,8	28,6	27,2	30,2	25,7	22	19,8
Sm	4,2	4	4	6,7	2,8	6,5	5,9	6,1	3,7	6	5,6	5,2	4,2	3,8	3,9
Eu	0,96	0,62	0,61	1,62	0,44	1,49	1,33	1,52	0,41	0,73	0,95	0,89	0,72	0,64	0,8
Gd	3,4	3,2	3,1	5,9	2,1	5,6	5,3	5,6	3,5	5,1	4,7	3,6	2,9	2,7	3,2
Tb	0,5	0,6	0,5	1	0,4	0,9	0,9	0,9	0,6	0,9	0,8	0,5	0,4	0,4	0,5
Dy	2,9	3,4	3,2	5,5	2,5	5,1	5,1	5,4	4,1	5,4	4,6	3,1	2,4	2,6	2,6
Ho	0,5	0,7	0,6	1,1	0,5	1	1	1,1	0,8	1,1	0,9	0,6	0,5	0,5	0,5
Er	1,6	2	1,9	3,2	1,7	2,9	3	3,2	2,6	3,3	2,7	1,7	1,3	1,6	1,5
Tm	0,23	0,33	0,31	0,5	0,29	0,45	0,47	0,49	0,44	0,5	0,41	0,25	0,21	0,26	0,22
Yb	1,5	2,3	2,2	3,3	2,1	3	3,1	3,2	3,1	3,5	2,8	1,7	1,5	1,9	1,5
Lu	0,25	0,37	0,34	0,51	0,34	0,47	0,49	0,49	0,49	0,55	0,47	0,29	0,24	0,32	0,25
Hf	4,1	3	2,6	7,1	3	6,4	7	5,9	2,9	4,2	3,8	3,1	2,7	3,3	3,7
Ta	0,8	0,8	0,8	0,7	0,8	0,7	0,6	0,5	1,3	1	1	0,8	0,7	0,9	0,8
W	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1	11	<1	1	5	1
Tl	0,6	0,9	1	0,5	0,8	0,6	0,7	0,5	1,1	1	0,5	0,9	0,8	0,8	0,4
Pb	19	33	14	25	14	15	14	8	25	23	20	25	23	17	25
Bi	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	<0,4
Th	10,6	11	10,2	9,9	11,6	10,8	9,9	7,2	16,8	13,3	15	17,9	15,8	13,3	10,5
U	2,7	2,8	2,1	2,5	3,1	2,8	2,6	2	3,6	3,2	3	2,4	2,5	2,8	3

Tabla 6. Resultado de los análisis químicos de elementos mayores, trazas y REE.

3.2.1 Geoquímica área Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida

Como fue mencionado precedentemente, quince muestras de la secuencia volcánica se analizaron en Actlabs, Canadá, con el fin de determinarlas tendencias geoquímicas y los patrones de diferenciación. En comparación con geostandards internacionales, se determinaron las

concentraciones de elementos mayores, traza y elementos de tierras raras (REE, *rare earth elements*) utilizando fluorescencia de rayos X y espectrometría de masas de plasma inductivamente acoplado.

3.2.1.1 Elementos mayores área Puesto Quiñenaio-Puesto Fuensalida.

De los resultados obtenidos y expuestos en la Tabla 6 se desprende que las concentraciones de sílice en las litologías analizadas, varían entre 62 y 81 % en peso. Los valores de K₂O varían entre 1,8 y 4,7 % y los de Na₂O, entre 2,7 y 5,6 % en peso respectivamente. El FeO (total) y el MgO, por otro lado, lo hacen entre 7- 1,3% y entre 2,3-0,10 % en peso. Estas características se asocian a magmas altamente diferenciados.

La mayor parte de las muestras grafican en los campos dacitas y riolitas, de acuerdo al diagrama de Cox et. al., (1979). Solo una muestra (Q25, *Apm*) grafica en el campo de las andesitas. Similares resultados se obtienen considerando el diagrama TAS de Le Maitre et. al., (1989) donde las muestras se agrupan dentro de los campos de dacitas y riolitas. Un único ejemplar lo hace, de igual manera, en el campo de las andesitas (Fig. 35 A y B).

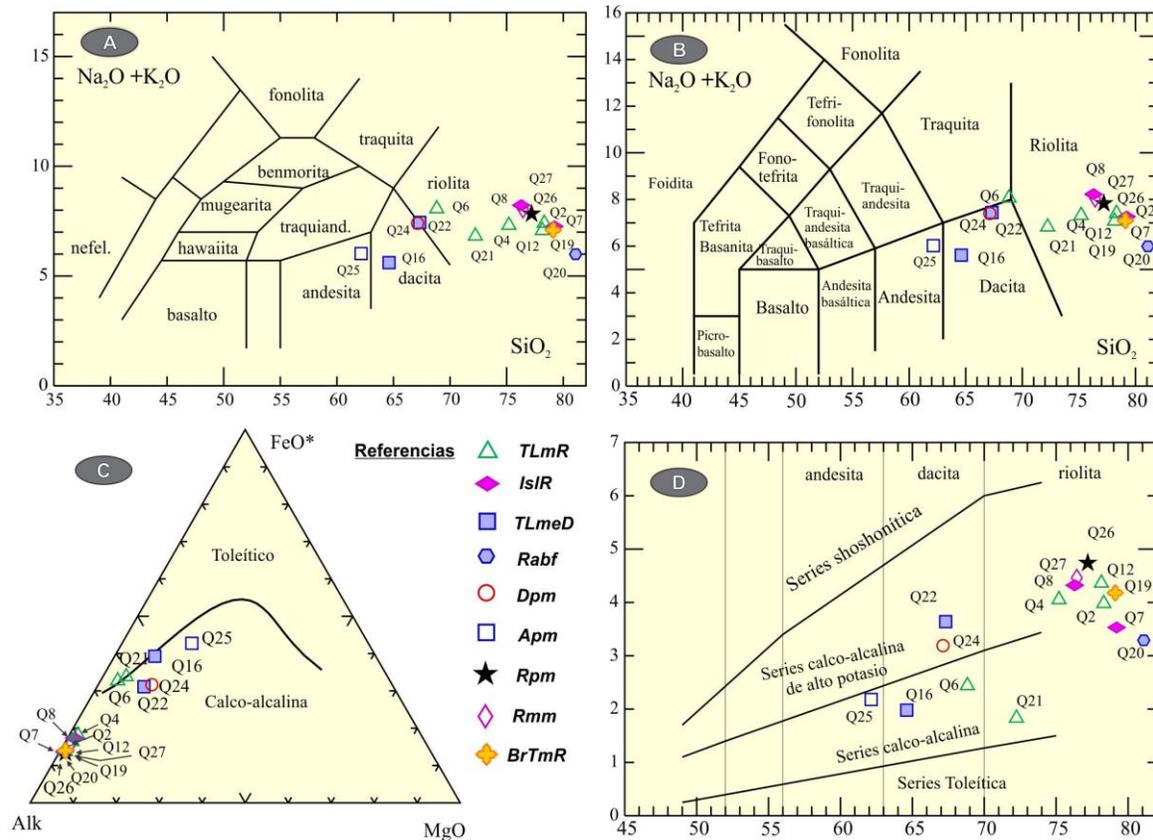


Figura 35 A) El diagrama de clasificación de Cox et al., (1979) muestra una variación composicional de riolítica a andesítica para la secuencia volcánica. B) Un resultado similar se muestra en el diagrama de Le Bas et al. (1986). C) El diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) muestra una tendencia calco-alcalina D) Diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) mostrando las tendencias calco-alcalina normales y calco-alcalina de alto potasio típicas de arcos magmáticos continentales con predominio de composición ácida.

En conjunto todas las muestras expresan una clara tendencia calco-alcalina, la misma es observable en el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) (Fig. 35 C). De acuerdo con los campos definidos por Peccerillo y Taylor (1976) el mayor número de muestras grafican en el campo correspondiente a rocas calco-alcalinas y calco-alcalinas de alto potasio, exhibiendo un rango en composición que se extiende entre andesitas y riolitas (Fig. 35 D). Las tendencias reconocidas son consistentes con rocas generadas en arcos volcánicos que migran hacia elementos más evolucionados y ricos en álcalis y sílice característicos de zonas de intraplaca.

Las concentraciones de TiO_2 , por otro lado, también proporcionan una medida de la evolución geoquímica del sistema magmático. El contenido de este óxido varía entre 0,05% y 0,15% en aquellas litofacias de composiciones riolíticas y entre 0,5% a 0,95% en aquellas rocas andesíticas a dacíticas. El P_2O_5 varía de 0,02% a 0,05% y de 0,1 a 0,3%, respectivamente, para los mismos grupos y su fraccionamiento está vinculado a la cristalización del apatito. Este contenido se corresponde con el rango de P_2O_5 promedio de series calco alcalinas (0,1 y 0,2%), determinado por Gill (1981).

3.2.1.2 Geoquímica de elementos trazas (área Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida).

El ploteo de las muestras en los diagramas Zr/TiO_2 vs Nb/Y y SiO_2 vs Zr/TiO_2 de Winchester y Floyd (1977) (Fig. 36 A y B), confirma que las rocas analizadas corresponden a andesitas, dacitas y riolitas anteriormente establecidos. La relación de Nb/Y presenta un rango de valores generalmente inferior a 0,6 indicando que pertenecen a la serie subalcalina. El diagrama expandido de la distribución de elementos traza normalizado a condrito (Thompson, 1982) que se expone en la figura 37 A, muestra un enriquecimiento relativo de los LILE respecto al condrito (*large-ion lithophile*) (Ba, Rb, Th, K, Sr, La, Ce) junto con la presencia de anomalías de negativas del Sr, P y Ti.

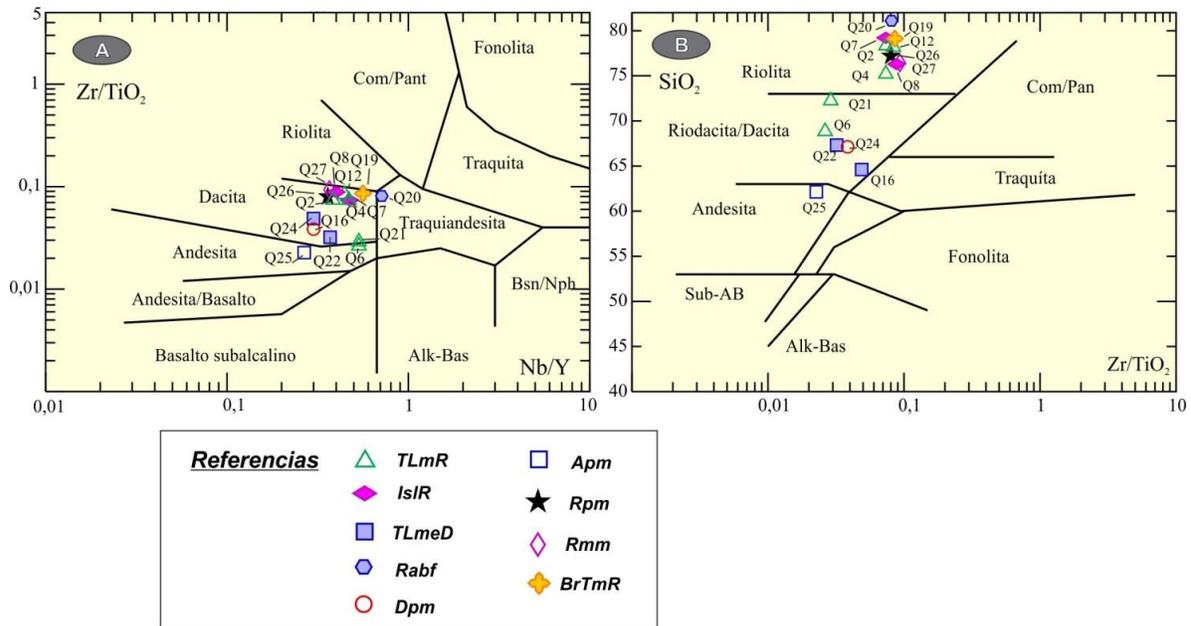


Figura 36. A) y B) Los diagramas de Winchester y Floyd (1977) Zr/TiO_2 vs Nb/Y y SiO_2 vs Zr/TiO_2 indican que la mayoría de las muestras son de composición riolítica y dacítica.

Las anomalías negativas más significativas en Ti, P y Sr se presentan en las litofacies riolíticas, conjuntamente con las concentraciones más altas de LILE. Estas características indican el fraccionamiento de apatito y titanita durante la evolución magmática. Otra relación mostrada en el diagrama de Thompson (1982) es la presencia de anomalías negativas de Nb en relación a Th y La. Además, la relación de Nb/Ta varía entre 6,5 y 16 (Fig.36 A). Las concentraciones de Zr oscilan entre 50 y 280 ppm y muestran una relación inversa con respecto a las concentraciones de SiO_2 . Los especímenes que son más evolucionados presentan concentraciones de Zr entre 50 y 120 ppm, mientras que en aquellas muestras de composiciones andesíticas y dacíticas varían entre 150 y 280 ppm.

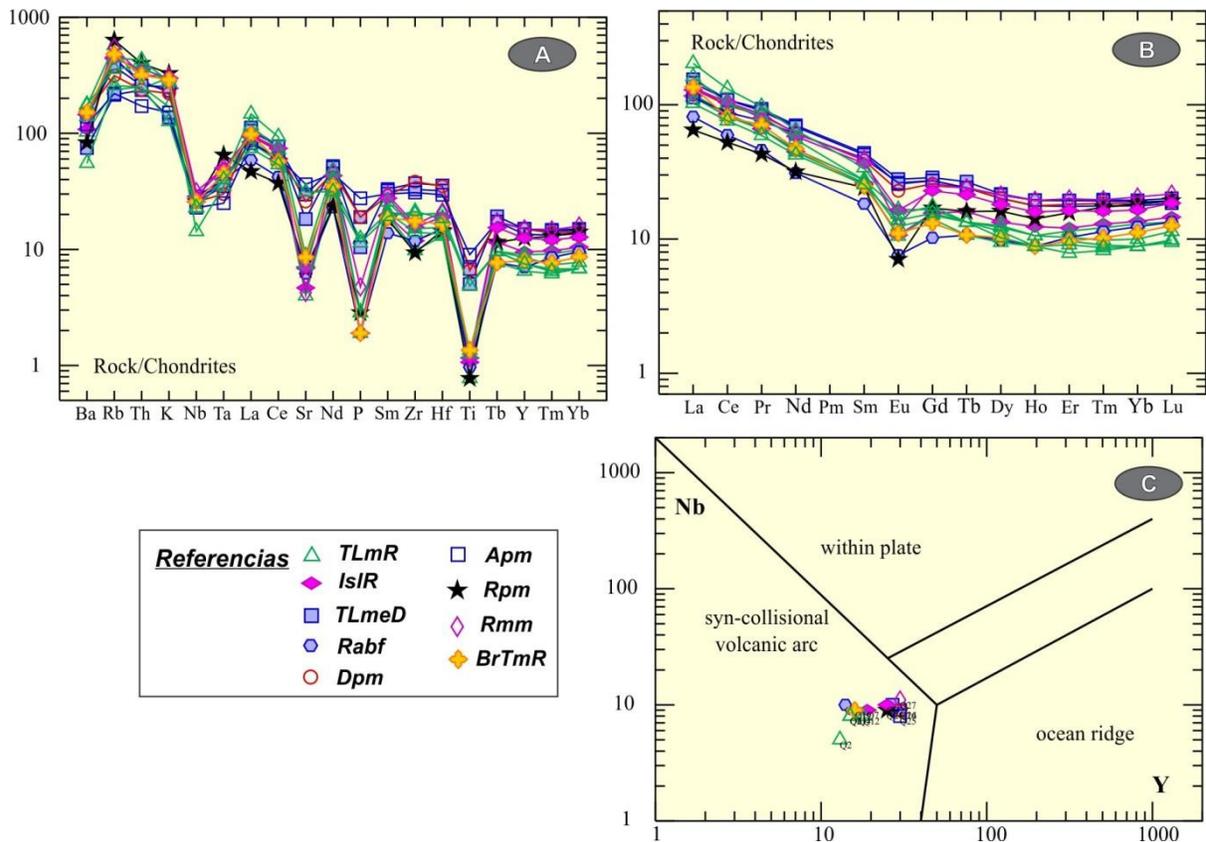


Figura 37. A) Diagrama multielemental expandido normalizado a condrito (Thompson, 1982) mostrando anomalías negativas de Nb y Ta, indicativo de fluidos de subducción durante la evolución de las rocas volcánicas, B) Diagrama de REE normalizado a condrito (Sun y McDonough, 1989) mostrando pequeñas anomalías negativas de Eu indicativas del fraccionamiento de plagioclasa de las muestras de Formación Garamilla. Diseños de HREE (*high field strength elements*) planos evidencian que el granaten o participó durante la fusión del magma parental. C) El diagrama de Nb vs. Y (Pearce et al., 1984) indica que todas las muestras caen en el campo de las rocas relacionadas a subducción.

3.2.1.3 Elementos de Tierras Raras (área Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida).

Las muestras graficadas en diagramas normalizados a condritos (Sun y McDonough, 1989) presentan concentraciones totales de REE que van desde 102 a 190 ppm, y patrones de enriquecidos en el contenido de elementos de tierras raras ligeras (LREE). En sentido opuesto, exponen un empobrecimiento en el contenido de los elementos de tierras raras pesados (HREE). Casi todas presentan anomalías de Eu moderadamente negativas (2,04-0,53) asociadas con el fraccionamiento de plagioclasa. En todas las muestras, las pendientes de las LREE y las relaciones (La_N/Lu_N) son

similares e indican el carácter cogenético de las rocas. Los valores de MREE y HREE son consistentes con el fraccionamiento hornblenda y la ausencia de granate en el magma parental (Fig. 37 B). La relación Nb-Yb (0,19 hasta 0,95) muestran valores consistentes con ambientes ígneos relacionados a márgenes convergentes de placas (arco volcánico; Pearce, 1982). El diagrama Nb vs Y (Pearce et al., 1984), agrupa las muestras (Fig. 37 C) en el campo de arcos magmáticos.

3.2.2 Geoquímica Área Cerro Carro Quebrado- Cerro Curi Mahuida.

Doce muestras han sido analizadas en Actlabs, Canadá, con el fin de determinar las tendencias geoquímicas representadas en la secuencia volcánica del área del Cerro Carro Quebrado- Cerro Catri Cura. En comparación con geostandards internacionales, se determinaron las concentraciones de elementos mayores, traza y REE utilizando fluorescencia de rayos X y espectrometría de masa de plasma inductivamente acoplado.

Muestra	C18	C20	C34	C1	M21	M11	M41	M46	M25	M38C	J26	M24
Código Lit.	IsIR	TLmerID	Rabf	TLmercR	Rpm							
SiO2	74,92	67,98	73,40	72,92	70,73	77,48	77,82	76,87	79,37	74,03	71,17	79,01
Al2O3	13,42	15,44	14,36	14,41	14,76	12,33	12,51	12,93	12,43	13,37	14,77	11,30
Fe2O3(T)	2,15	4,25	2,50	2,64	3,44	1,79	1,58	1,45	1,27	2,60	3,08	1,76
MnO	0,05	0,09	0,07	0,05	0,06	0,02	0,02	0,01	0,01	0,05	0,06	0,02
MgO	0,49	1,20	0,44	0,38	0,96	0,10	0,09	0,11	0,08	0,44	0,74	0,10
CaO	1,09	4,09	1,62	1,92	2,87	0,20	0,19	0,22	0,11	1,16	2,34	0,14
Na2O	3,40	3,36	3,00	3,52	3,47	3,20	3,19	4,37	2,22	2,91	3,80	3,84
K2O	4,16	2,92	4,24	3,79	3,30	4,77	4,52	3,97	4,44	5,10	3,52	3,75
TiO2	0,25	0,52	0,29	0,30	0,34	0,08	0,08	0,05	0,04	0,28	0,39	0,06
P2O5	0,07	0,15	0,07	0,07	0,07	0,02	0,01	0,01	0,02	0,07	0,11	0,01
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
LOI	1,22	1,58	2,45	0,78	3,79	0,94	1,2	1,04	1,51	1,82	3	0,74
Sc	4	12	7	8	7	3	3	3	3	4	5	3
Be	2	2	2	2	3	2	2	2	2	3	2	2
V	23	47	23	20	54	9	5	10	5	24	40	4
Ba	1156	699	1176	967	434	1030	1017	438	1039	992	864	1415
Sr	159	324	206	222	149	93	94	60	70	173	220	114
Y	18	23	26	24	14	23	16	14	21	21	22	19
Zr	132	257	178	209	113	83	83	58	54	156	186	75

Análisis de las sucesiones volcanoclásticas Gondwano-Patagonícas del sector occidental de la Comarca Nordpatagónica
Lic. Leonardo Benedini.

Cr	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Co	3	7	5	5	5	1	3	1	1	2	3	1
Ni	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18
Cu	10	10	10	10	10	20	10	30	10	10	10	10
Zn	40	70	50	50	60	30	30	30	30	40	60	30
Ga	14	19	16	17	19	14	15	13	15	15	18	12
Ge	1	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1
As	5	5	5	5	9	5	5	5	5	5	5	5
Rb	155	103	140	154	167	171	167	136	203	219	147	129
Nb	8	9	8	10	10	10	8	12	9	10	9	8
Mo	2	2	2	2	2	2	2	3	2	2	2	2
Ag	<0.5	1	0,6	0,8	0,9	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0,7	0,8	<0.5
In	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
Sn	3	3	3	4	7	4	4	6	6	5	3	3
Sb	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Cs	5,3	3,1	6,4	4,7	9,2	4,2	3	2,6	6,2	4,5	4,7	2,3
La	29,5	37,8	37,6	36,7	19,7	26,7	13,8	8,7	20,1	29,7	31,2	31,6
Ce	57,2	75,8	72,6	74	38,5	51,8	25,7	16,2	34,1	58,4	61,1	55,5
Pr	6,22	8,67	8,18	8,43	4,4	5,47	3,2	2,44	4,87	6,69	7,04	6,7
Nd	23,1	34,1	31,4	32,9	16,4	18,9	10,9	8	17	23,5	24,3	22,7
Sm	4,4	6,5	6,2	6,5	3,9	3,9	2,3	2	3,8	4,7	4,8	4,3
Eu	0,71	1,79	1,26	1,36	0,67	0,58	0,38	0,15	0,54	0,78	1,1	0,59
Gd	3,3	5,2	4,8	4,9	3,3	3,8	2,3	1,5	3,5	4	4	3,4
Tb	0,5	0,8	0,8	0,8	0,5	0,6	0,4	0,3	0,6	0,6	0,6	0,6
Dy	2,9	4,5	4,4	4,3	2,6	3,7	2,5	2,2	3,5	3,8	3,7	3,3
Ho	0,6	0,9	0,9	0,9	0,5	0,7	0,5	0,5	0,7	0,7	0,7	0,6
Er	1,8	2,6	2,7	2,6	1,4	2,1	1,6	1,5	2,1	2,2	2,2	1,9
Tm	0,29	0,38	0,41	0,39	0,2	0,31	0,25	0,26	0,32	0,34	0,33	0,31
Yb	2,1	2,5	2,8	2,7	1,4	2	1,7	2	2,2	2,4	2,3	2,1
Lu	0,34	0,41	0,47	0,44	0,22	0,31	0,28	0,38	0,36	0,41	0,4	0,35
Hf	3,6	6,1	4,6	5,4	3,3	2,6	2,6	2,5	2,2	4,3	4,6	2,5
Ta	0,8	0,7	0,8	0,8	1,3	1,1	1,1	1,3	1,1	1,1	0,9	0,8
W	<1	<1	2	1	3	11	5	<1	4	4	1	1
Tl	0,8	0,6	0,8	0,9	1,1	0,9	0,9	0,6	1,1	1,4	0,8	0,9
Pb	16	16	24	22	54	39	9	25	17	20	26	36
Bi	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	0,6	<0.4	<0.4	<0.4	0,4
Th	14	10,2	13,4	13	10,8	12,2	11,8	12,5	10,3	13,6	11,2	14,7
U	2,6	2	3,1	2,9	4,2	3,6	2,6	4,9	4,2	2,9	3	3,2

Tabla 7. Resultado de los análisis químicos de elementos mayores, trazas y REE.

3.2.2.1 Elementos mayores área Cerro Carro Quebrado- Cerro Curi Mahuida.

El contenido de elementos mayoritarios para las muestras analizadas revelan una tendencia calco-alcalina de alto de potasio para la secuencia piroclástica y efusiva (Peccerillo y Taylor, 1976); (Fig. 38 A) con concentraciones de K_2O que van desde 2,84 hasta 4,95%. La SiO_2 , varía entre el 66% y el 78%. Sin embargo, a pesar de este amplio rango, está dominado por composiciones con SiO_2 superiores al 70%. De acuerdo diagrama K_2O+Na_2O vs sílice (Le Bas et al., 1986), las muestras son de composición dacíticas y riolíticas (Fig.38 B).

El MgO presenta valores que alcanzan el 1,17% en las tobas lapillíticas de composición dacítica, mientras que Fe_2O_3 alcanza 4,13% en las facies menos diferenciadas. Estas características indican la presencia de un magma altamente diferenciado.

De acuerdo con el diagrama de Cox et al., (1979) (Fig. 37 C), las rocas son clasificadas como dacitas y riolitas. El contenido de Al_2O_3 varía entre 11,23% y 15,02%. Once muestras (91%) son peraluminosas, mientras que los depósitos correspondientes a la litofacies II muestran un carácter metaluminoso (Shand, 1951) (no mostrado en la figura).

Todas las muestras analizadas presentan una tendencia calco-alcalina inicialmente alejadas de la esquina alcalina en el diagrama de Irvine y Baragar (1971) (Fig.38 D), para pasar progresivamente a la esquina de los álcalis en las facies más evolucionadas, lo cual es consistente con su clasificación como riolitas alcalinas (Fig.38 E). De acuerdo con el diagrama de Streckeisen (1976), las rocas varían desde dacitas a riolitas alcalinas. Las cuatro muestras de diques ácidos son riolitas alcalinas.

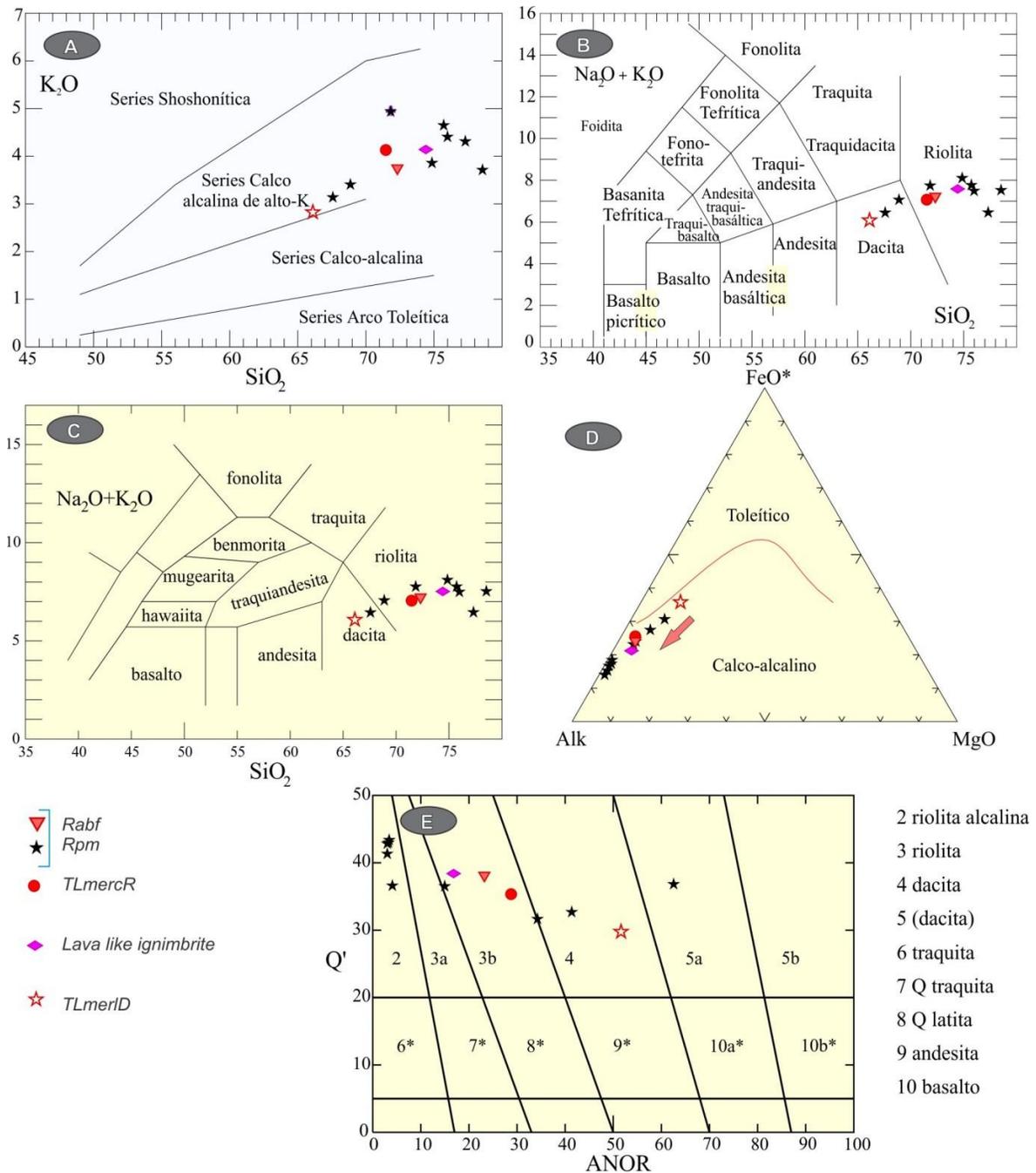


Figura 38. A) Diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) mostrando una tendencia calco-alcalina de alto potasio. B) Diagrama de Le Bas et al., (1986), K_2O+Na_2O vs. Sílice indicando composiciones dacíticas y riolíticas dominantes C) Un resultado similar se muestra en el diagrama de Cox et al. (1979) .D) Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) que muestra una tendencia calco-alcalina. E) Diagrama de Streckeisen (1976) que muestra que la mayoría de las rocas varían desde dacitas a riolitas alcalinas, con 4 muestras de diques ácidos siendo clasificadas como riolitas alcalinas.

3.2.2.2 Elementos trazas área Cerro Carro Quebrado- Cerro Curi Mahuida.

Las rocas se clasifican en los diagramas de SiO_2 frente Zr/TiO_2 y Zr/Ti vs. Nb/Y de Winchester y Floyd (1977) como dacitas y riolitas (Fig.39 A y B). Los valores inferiores a una proporción de $\text{Nb/Y} = 0,6$ indican que pertenecen a la serie subalcalina. En el diagrama expandido normalizado a condrito (Thompson, 1982) de la figura 38 C, la distribución de los elementos traza muestran un enriquecimiento en elementos de iones litófilos grandes (LILE); (Ba, Rb, Th, K, Sr, La, Ce) junto al agotamiento de Sr, P, y Ti.

Las facies efusivas generalmente presentan las anomalías negativas más significativas en Ti, P, y Sr, y las concentraciones más altas de LILE, indicando el fraccionamiento de apatito y titanita con el enriquecimiento en feldespatos potásicos durante la evolución magmática. Estos patrones son consistentes con las muestras analizadas en el área de Quiñena y asignadas a la Formación Garamilla (Benedini y Gregori, 2013). Las concentraciones de Zr oscilan entre 54 y 257 ppm y muestran una relación inversa respecto a las concentraciones de SiO_2 . Dicha característica podría estar relacionada a los procesos de silicificación previamente mencionados.

Otra característica que se muestra en la figura. 39 C es la presencia de anomalías negativas de Nb y Ta en relación a Th y La, que es típicamente considerado como una firma de una zona de subducción involucrada en el proceso petrogenético, en la que Nb y Ta no se disuelven en las masas fundidas derivadas de la placa subductada, produciendo un agotamiento anómalo en magmas relacionados con arcos (Sun, 1982). El enriquecimiento de LILE también sugiere que el magma fuente recibió contribuciones de los fluidos derivados de una corteza oceánica subductada.

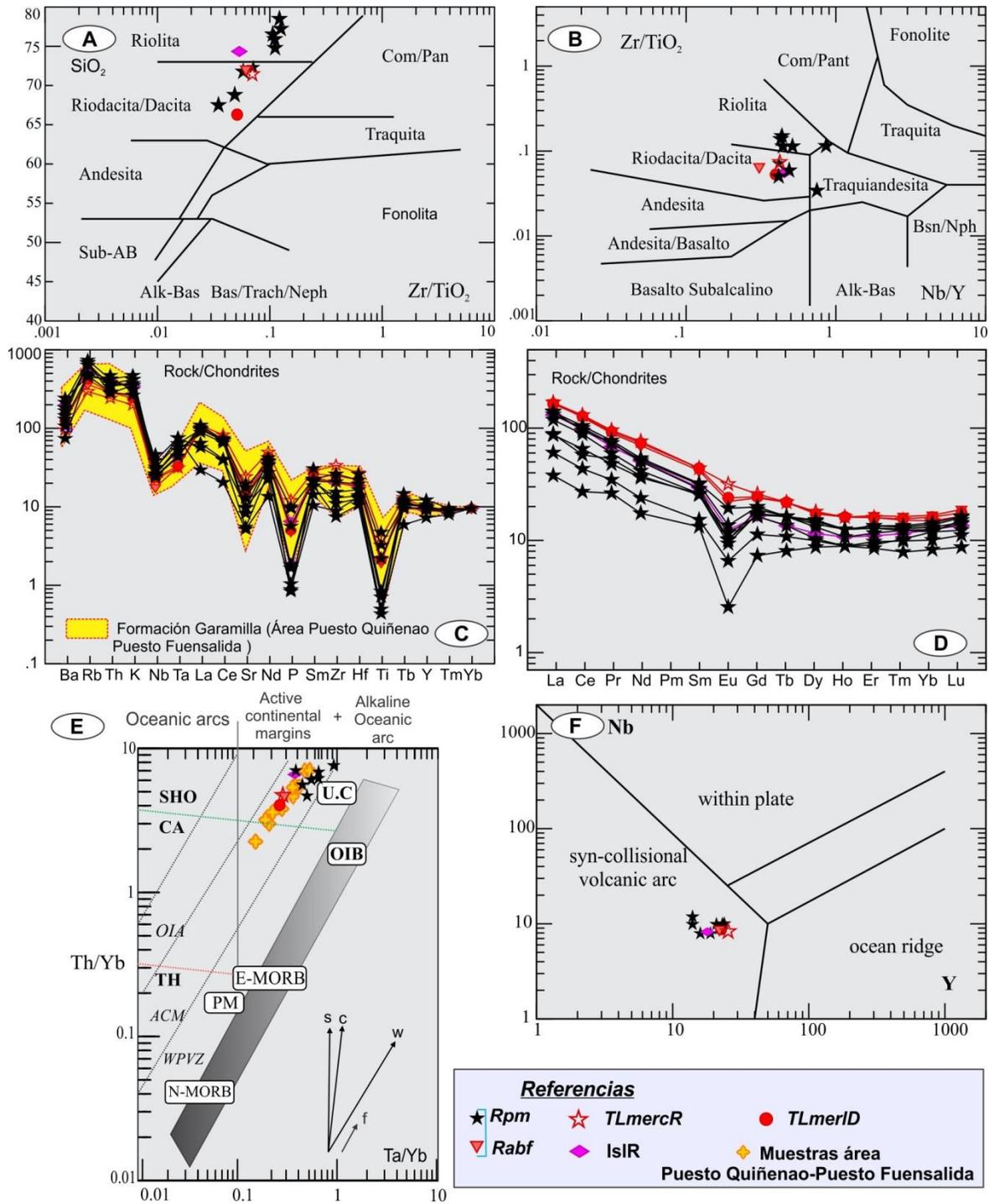


Figura 39. A) Diagrama de Winchester y Floyd (1977), SiO_2 vs. Zr/TiO_2 que muestra composiciones dacítico- riódacítica a riolíticas. B) Diagrama de Winchester y Floyd (1977) Zr/Ti vs. Nb/Y . C) Diagramas multielemental expandido normalizado a condrito (Thompson, 1982) que muestran enriquecimiento en LILE y un empobrecimiento en Sr, P y Ti. La anomalía negativa de Nb y Ta en relación con Th y La, se consideran como signatura de zona de subducción. D) Diagramas normalizados a condritos (Sun y McDonough, 1989) que muestran anomalías negativas

moderadas de Eu asociadas con el fraccionamiento de plagioclasa y un carácter co-genéticos de las rocas. E) El diagrama Th/Yb vs. Ta/Yb (Pearce, 1983) indica una signatura shoshonítica para las muestras analizadas, con una evolución que sigue tendencias de intraplaca. F) En el diagrama de Nb vs Y (Pearce et al., 1984) las muestras caen en el campo de rocas magmáticas relacionadas a arco.

3.2.2.3 Elementos de tierras raras área Cerro Carro Quebrado- Cerro Curi Mahuida.

Las muestras analizadas presentan concentraciones totales de REE que van desde 102 a 190 ppm y patrones enriquecidos en elementos de tierras raras livianas (LREE) y empobrecidos en elementos pesados de las tierras raras (HREE) en diagramas normalizados a condritos (Sun y McDonough, 1989). Casi la totalidad de las muestras presentan anomalías negativas moderadas de Eu (2,04-0,53) asociadas con el fraccionamiento de plagioclasa (Fig. 39 D)

En todas las muestras, el aumento paulatino en las pendientes LREE indican el carácter cogenéticos de las muestras analizadas. Los elementos de tierras raras medianas (MREE) y pesadas (HREE) presentan valores consistentes con el fraccionamiento hornblenda y la ausencia de granate en el magma parental (Fig. 39D). La relación de Ta a Yb (0,19 hasta 0,95) también muestra que las rocas se relacionan con márgenes convergentes de placas (arco volcánico; Pearce, 1982).

El diagrama Th/Yb vs Ta/Yb (Pearce, 1983; Fig.39 E) indican una signatura shoshonítica para las muestras analizadas, usualmente asociada a una evolución de intraplaca, incluso para los miembros menos evolucionados. Las muestras de la zona Quiñenaó (Benedini y Gregori, 2013) también se incluye para la comparación. Las rocas estudiadas se representaron también en el diagrama Nb vs. Y (Pearce et al., 1984). Las muestras se agrupan (Fig. 39F) en el campo de arco magmático relacionado a un borde de placas convergentes.

3.3 GEOCRONOLOGÍA DE LOS DEPOSITOS VOLCÁNICOS DE LAS ÁREAS PUESTO QUIÑENAO-PUESTO FUENSALIDA Y CERRO CARRO QUEBRADO-CERRO CATRI CURA.

Un total de 3 muestras fueron analizadas con el objetivo de conocer la edad de la Formación Garamilla (Q16, DN4 y DN5), así como el intervalo temporal de su evolución. Además, el conocimiento de la edad hace posible extrapolar fehacientemente la distribución de los afloramientos a lo largo de las distintas regiones geológicas a partir de la correlación con unidades coetáneas. En las áreas de Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida y Cerro Carro Quebrado y Cerro Catri Cura, no habían sido llevadas a cabo dataciones en la Formación Garamilla anteriormente. Por ello, los presentes resultados constituyen las primeras edades reportadas para la Formación Garamilla por el método U/Pb.

3.3.1 Geocronología Área Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida.

3.3.1.1 Análisis geocronológico de la muestra Q16.

Con el fin de obtener una edad precisa de la Formación Garamilla se analizó una muestra representativa de la sucesión piroclástica (Q-16) correspondiente a la litofacies *TLmeD*, situada 1,2 km al SO del Puesto Quiñenao (40°06'35"S y 69°48'16"O). A partir de la misma fueron recuperados 32 circones y analizados en el LaserChron, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Arizona.

Los circones son típicamente de grano medio (80-210 μm de largo), y la mayoría de ellos muestran una morfología cristalina euhedral, constituida por cristales elongados con terminaciones prismáticas dentro de la cual se preservan sus caras y aristas cristalinas (Fig. 40 A y B, recuadro). No se observan texturas de recrecimiento mineral, reabsorción magmática o recrecimientos metamórficos con estructuras internas complejas. Se reconoce una zonación de crecimiento conformada por bandas regulares pseudoparalelas, característica de los circones ígneos.

Muestran valores de U moderados (109-655 ppm), y una alta relación Th/U. Esta característica es consistente con un origen magmático (> 0,5). Treinta y dos análisis se han realizado en cristales de circón individuales, de los cuales veinticuatro de ellos pertenecen a la de 186.3 ± 0.8 Ma (MSWD = 0,052) (Fig. 40 C).

Muestra Q16		Relación isotópica									Edades aparentes (Ma)							
Análisis	U (ppm)	206Pb/ 204Pb	U/Th	206Pb*/ 207Pb*	± (%)	207Pb*/ 235U*	± (%)	206Pb*/ 238U	± (%)	Error corr	206Pb*/ 238U*	± (Ma)	207Pb*/ 235U	± (Ma)	206Pb*/ 207Pb*	± (Ma)	Best age (Ma)	± (Ma)
Q16 - 27R	246	22270	1.7	20.7803	11.1	0.1864	12.1	0.0281	4.9	0.40	178.6	8.5	173.5	19.3	105.3	262.5	178.6	8.5
Q16 - 26R	239	21176	2.8	21.2097	9.9	0.1867	10.4	0.0287	3.0	0.29	182.5	5.5	173.8	16.5	56.7	236.7	182.5	5.5
Q16 - 18R	655	25050	3.1	20.8056	4.7	0.1905	5.7	0.0287	3.2	0.57	182.7	5.8	177.0	9.3	102.4	111.0	182.7	5.8
Q16 - 21R	579	29289	2.9	19.8101	5.1	0.2005	5.9	0.0288	2.9	0.49	183.1	5.2	185.6	10.0	217.1	118.6	183.1	5.2
Q16 - 20	109	5464	1.3	17.2249	24.8	0.2312	26.4	0.0289	8.9	0.34	183.5	16.2	211.2	50.3	531.9	551.0	183.5	16.2
Q16 - 7R	409	46166	2.7	20.5807	9.9	0.1948	10.4	0.0291	3.3	0.31	184.8	6.0	180.8	17.3	128.1	233.7	184.8	6.0
Q16 - 3R	506	28733	3.7	19.9360	5.9	0.2012	7.0	0.0291	3.8	0.54	184.8	6.9	186.1	12.0	202.4	137.5	184.8	6.9
Q16 - 22C	487	13930	1.6	19.4779	5.2	0.2061	6.9	0.0291	4.5	0.65	185.0	8.2	190.3	12.0	256.1	120.4	185.0	8.2
Q16 - 9R	439	31772	2.8	20.2320	7.8	0.1987	8.0	0.0292	1.7	0.22	185.2	3.2	184.0	13.4	168.1	181.6	185.2	3.2
Q16 - 19R	601	25234	2.1	19.9751	2.8	0.2014	3.4	0.0292	2.0	0.58	185.4	3.6	186.3	5.8	197.9	64.9	185.4	3.6
Q16 - 14R	319	7115	2.4	20.1669	11.2	0.2003	11.6	0.0293	2.9	0.25	186.1	5.3	185.3	19.6	175.6	261.6	186.1	5.3
Q16 - 1R	276	12207	3.4	19.5216	9.3	0.2069	9.8	0.0293	3.1	0.31	186.1	5.6	191.0	17.1	251.0	215.0	186.1	5.6
Q16 - 16R	495	15785	2.4	18.3763	9.0	0.2208	9.3	0.0294	2.3	0.25	187.0	4.2	202.6	17.0	388.4	201.9	187.0	4.2
Q16 - 13R	345	13187	2.3	20.2678	8.9	0.2007	10.2	0.0295	4.9	0.48	187.4	9.0	185.7	17.2	164.0	208.5	187.4	9.0
Q16 - 9C	386	3126	2.7	17.8425	15.9	0.2290	17.7	0.0296	7.6	0.43	188.3	14.2	209.4	33.5	454.2	355.7	188.3	14.2
Q16 - 15C	200	2738	1.8	17.6857	12.3	0.2316	13.5	0.0297	5.6	0.41	188.7	10.3	211.5	25.7	473.7	272.1	188.7	10.3
Q16 - 17C	579	12910	4.1	18.3363	10.9	0.2236	11.2	0.0297	2.3	0.21	188.9	4.3	204.9	20.7	393.3	245.9	188.9	4.3
Q16 - 24R	452	14277	3.1	20.9433	5.1	0.1970	6.2	0.0299	3.5	0.57	190.1	6.6	182.6	10.4	86.8	121.0	190.1	6.6
Q16 - 10R	384	5206	1.5	19.7811	9.7	0.2088	9.9	0.0300	2.1	0.21	190.2	3.9	192.5	17.3	220.5	223.8	190.2	3.9
Q16 - 22R	264	9448	2.3	21.3072	13.3	0.1951	13.7	0.0302	3.0	0.22	191.5	5.7	181.0	22.7	45.8	319.7	191.5	5.7
Q16 - 30	395	17919	1.5	21.1989	10.5	0.1973	10.9	0.0303	3.2	0.29	192.7	6.1	182.9	18.3	57.9	250.1	192.7	6.1
Q16 - 12R	232	11000	2.7	18.9086	13.7	0.2216	14.8	0.0304	5.6	0.38	193.0	10.6	203.3	27.2	323.9	311.5	193.0	10.6
Q16 - 4R	612	45876	2.0	20.2899	3.8	0.2086	6.9	0.0307	5.8	0.84	194.9	11.1	192.4	12.1	161.4	88.6	194.9	11.1
Q16 - 25C	629	5569	3.6	20.4463	6.0	0.2080	6.8	0.0308	3.2	0.47	195.8	6.2	191.8	11.8	143.4	140.0	195.8	6.2

Tabla 8. Análisis geocronológico de U-Pb en la muestra Q16.

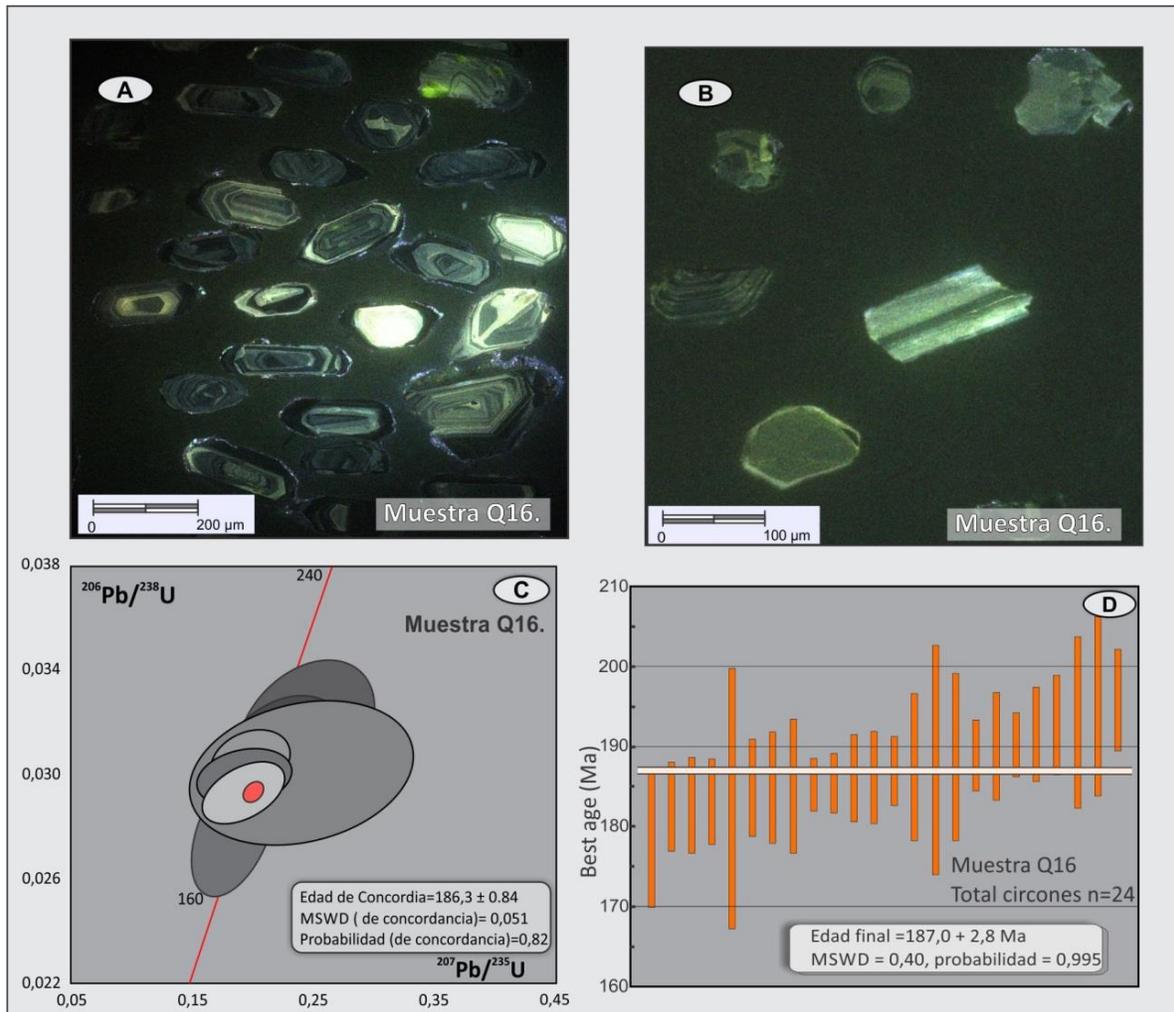


Figura 40 A) y B) Morfologías y dimensiones de circones ígneos pertenecientes a la muestra Q16. C) Diagrama de concordia U/Pb para la muestra Q16. D) Diagrama de distribución probabilística mostrando la “mejor edad” de la muestra Q16.

La edad mostrada en el diagrama de concordia U/Pb ($186,3 \pm 0,8$ Ma) es interpretada como el momento de la cristalización magmática de los circones, que coincide con la depositación de la litofacies *TLmeD*, perteneciente al cuarto estadio eruptivo identificado en la zona del Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida, como será expuesto posteriormente.

La “mejor edad” para la población de valores considerados de la muestra Q16, se muestra en el diagrama de densidad probabilística expuesto en la figura 40 D. Para la confección de dicho

diagrama fueron descartadas aquellas poblaciones de edades paleozoicas (siete granos), y de edades mesoproterozoicas (registradas en un solo grano). Estas edades más antiguas se consideran como pertenecientes a individuos arrastrados desde las rocas de caja, durante el ascenso del magma y la posterior erupción.

3.3.2 Geocronología Área Cerro Carro Quebrado- Cerro Curi Mahuida.

3.3.2.1 Análisis geocronológico de la muestra DN4.

Con el fin de obtener una edad precisa de la unidad volcánica en esta área, se obtuvo una muestra de la de la litofacies III (muestra DN4), situada en 40°15'40"S y 69 °57'35" O. De ella fueron recuperados 33 granos de circón. Los mismos fueron analizados en el Arizona Laser Chron Center, Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona, siguiendo los procedimientos descritos por Gehrels et al. (2008). Los datos presentan una distribución unimodal (Fig. 41 A) comparable con la edad previamente descrita en la zona del Puesto Quiñena - Puesto Fuensalida (Benedini y Gregori, 2013), con una población principal de edades de cristalización entre 186 y 197 Ma (82,06%) y un pico principal a 190 Ma.

La figura 41 B muestra los resultados del análisis geocronológicos U-Pb de la litofacies III (muestra DN4) en un diagrama de concordia (detalles en la Tabla 9). Las edades de los circones individuales muestran un rango de dispersión entre 186 a 420 Ma que incluyen diferentes ciclos geotectónicos.

Así mismo, fueron identificadas otras poblaciones de diferentes de edades; la más joven, pertenece al Carbónico Tardío-Pérmico Temprano, con edades de 270 y 304 Ma (10,25% de los circones analizados) y la más antigua (7,69%) revelando la presencia de rocas del Silúrico Tardío en el basamento del área.

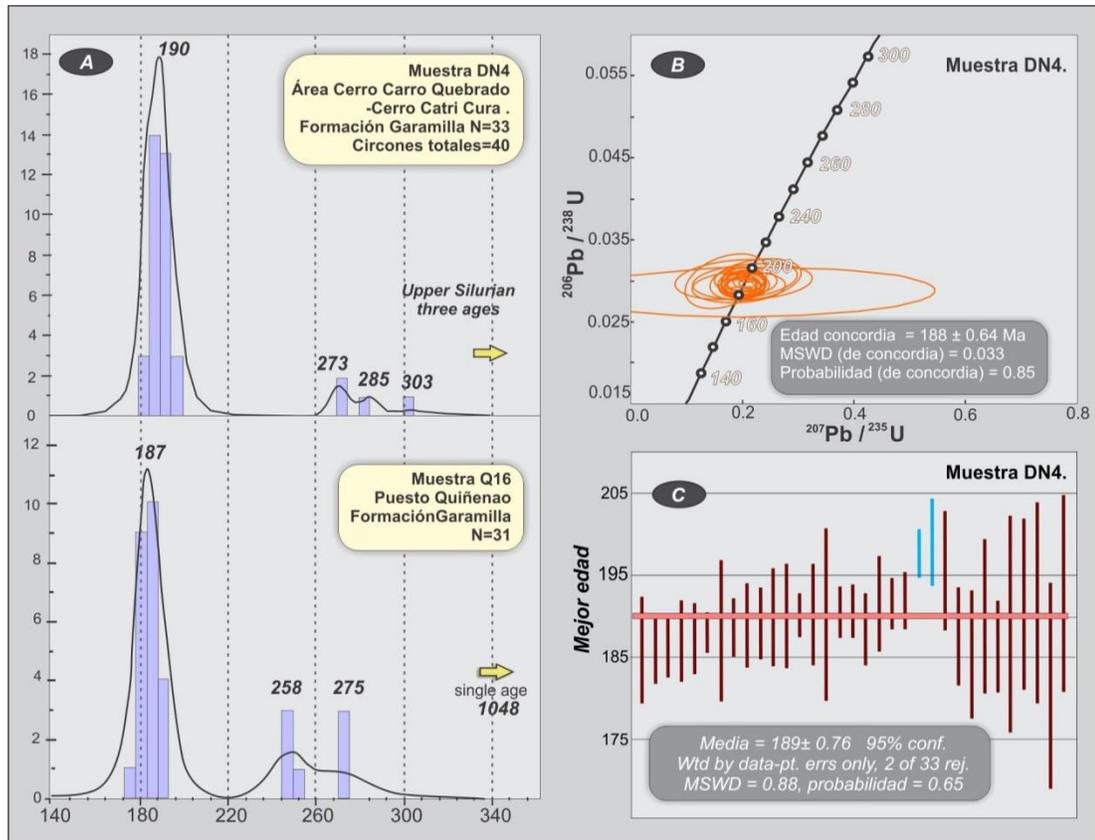


Figura 41 A) Diagramas de procedencia U-Pb circón para la muestra DN4 (parte superior de litofacies III) al este de Cerro Carro Quebrado. La curva en el diagrama representa la probabilidad relativa de las tendencias basadas en la edad derivada de las mediciones individuales, que también se muestran en la figura. B) Diagrama de Concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ para la muestra DN4. C) Diagrama de densidad probabilístico de edades que muestran la "mejor edad" para la Formación Garamilla

Un conjunto de 33 datos se representa gráficamente en un diagrama de Concordia, sin registrar edades discordantes. La edad concordia es de $188 \pm 0,64$ Ma con una desviación cuadrática media ponderada (MSWD) de 0,033 y una probabilidad de concordancia de 0,85. Por otro lado, el diagrama de densidad probabilística (Fig.41 C), exhibe una resolución coincidente con una edad media de 189 ± 0.76 Ma, con dos datos rechazados, un MSWD de 0,88 y una probabilidad de concordancia de 0,65.

Análisis de las sucesiones volcanoclásticas Gondwano-Patagonícas del sector occidental de la Comarca Nordpatagónica
Lic. Leonardo Benedini.

Análisis	Análisis geocron. de U-Pb			Relaciones isotópicas							Edades aparentes (Ma)							
	U (ppm)	²⁰⁶ Pb / ²⁰⁴ Pb	U /Th	²⁰⁶ Pb / ²⁰⁷ Pb*	± (%)	²⁰⁷ Pb / ²³⁵ U*	± (%)	²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	± (%)	error corr.	²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U*	± (Ma)	²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	± (Ma)	²⁰⁶ Pb* / ²⁰⁷ Pb*	± (Ma)	Best age (Ma)	± (Ma)
DN4 1C	208	28953	2.2	209.108	9.5	0.1929	10.1	0.0293	3.5	0.35	185.9	6.5	179.1	16.6	90.5	224.5	185.9	6.5
DN4 10R	167	29196	1.9	199.632	12.7	0.2022	12.9	0.0293	2.3	0.18	186.0	4.2	186.9	22.1	199.3	296.5	186.0	4.2
DN4 20R	197	45203	2.0	197.781	9.6	0.2045	9.8	0.0293	2.0	0.21	186.4	3.7	188.9	16.9	220.9	222.3	186.4	3.7
DN4 10C	180	23150	1.6	222.345	5.9	0.1825	6.5	0.0294	2.7	0.41	187.0	4.9	170.2	10.1	57.0	143.5	187.0	4.9
DN4 6R	315	33307	2.5	210.175	6.5	0.1934	6.9	0.0295	2.4	0.34	187.3	4.3	179.5	11.4	78.4	155.0	187.3	4.3
DN4 8R	436	60565	1.4	195.187	4.8	0.2087	4.9	0.0295	1.2	0.23	187.7	2.1	192.5	8.7	251.3	110.7	187.7	2.1
DN4 14C	216	36888	1.6	200.169	13.1	0.2041	13.9	0.0296	4.6	0.33	188.2	8.5	188.6	23.9	193.0	305.3	188.2	8.5
DN4 19C	167	40477	1.4	213.753	16.5	0.1915	16.6	0.0297	2.0	0.12	188.6	3.7	177.9	27.1	38.1	396.7	188.6	3.7
DN4 2C	151	23023	1.3	201.146	12.0	0.2038	12.3	0.0297	2.7	0.22	188.8	5.1	188.3	21.2	181.7	281.1	188.8	5.1
DN4 14R	157	36428	1.9	201.933	9.3	0.2031	9.6	0.0298	2.4	0.25	189.0	4.5	187.8	16.5	172.6	217.8	189.0	4.5
DN4 12C	175	25602	1.6	207.658	17.8	0.1985	18.1	0.0299	3.2	0.18	189.9	5.9	183.9	30.4	107.0	422.8	189.9	5.9
DN4 7C	206	33846	1.2	210.558	12.2	0.1959	12.6	0.0299	3.4	0.27	190.0	6.4	181.6	21.0	74.1	290.5	190.0	6.4
DN4 3C	608	156288	16.5	206.844	5.7	0.1996	5.9	0.0299	1.4	0.24	190.2	2.7	184.8	10.0	116.2	135.1	190.2	2.7
DN4 6C	274	39085	2.8	195.812	10.8	0.2109	11.2	0.0300	3.3	0.29	190.3	6.1	194.3	19.9	244.0	248.4	190.3	6.1
DN4 19R	131	23380	2.2	193.998	9.7	0.2129	11.2	0.0300	5.6	0.50	190.3	10.5	196.0	20.0	265.4	223.0	190.3	10.5
DN4 2R	334	46136	1.2	200.006	7.8	0.2066	8.0	0.0300	1.7	0.21	190.4	3.2	190.7	13.9	194.9	182.1	190.4	3.2
DN4 12R	269	30143	1.3	206.653	9.4	0.2003	9.5	0.0300	1.7	0.18	190.7	3.2	185.4	16.1	118.4	221.2	190.7	3.2
DN4 3R	651	158791	23.2	199.454	3.7	0.2075	3.9	0.0300	1.1	0.29	190.7	2.1	191.5	6.8	201.3	86.5	190.7	2.1
DN4 1R	108	11109	2.4	184.781	11.2	0.2249	11.7	0.0301	3.1	0.26	191.5	5.8	206.0	21.7	375.9	253.8	191.5	5.8
DN4 7R	535	95073	1.1	204.511	4.5	0.2033	4.8	0.0302	1.6	0.34	191.5	3.0	187.9	8.3	142.9	106.6	191.5	3.0
DN4 17R	799	160242	0.7	203.748	2.2	0.2045	2.9	0.0302	1.9	0.65	191.9	3.5	188.9	5.0	151.7	51.7	191.9	3.5
DN4 11R	2979	127785	2.3	199.744	0.8	0.2149	1.7	0.0311	1.5	0.90	197.7	3.0	197.7	3.1	198.0	17.6	197.7	3.0
DN4 11C	267	13192	2.0	201.838	5.6	0.2134	6.1	0.0312	2.4	0.39	198.3	4.6	196.4	10.9	173.7	131.1	198.3	4.6
DN4 20C	117	10901	1.9	186.920	14.4	0.2272	14.9	0.0308	3.8	0.25	195.6	7.3	207.9	28.0	350.0	327.4	195.6	7.3
DN4 9R	123	16214	0.9	188.730	18.8	0.2156	19.1	0.0295	3.2	0.17	187.5	6.0	198.3	34.4	328.2	430.2	187.5	6.0
DN4 16C	91	15401	1.0	206.643	28.3	0.1947	28.6	0.0292	4.4	0.15	185.4	8.0	180.6	47.4	118.5	678.3	185.4	8.0
DN4 16R	77	10668	1.0	201.781	39.6	0.2044	39.9	0.0299	5.0	0.13	190.0	9.4	188.9	68.8	174.3	957.1	190.0	9.4
DN4 5R	92	10111	1.2	226.671	22.5	0.1783	22.7	0.0293	3.1	0.13	186.3	5.6	166.6	34.9	-104.1	559.4	186.3	5.6
DN4 5C	55	13384	2.4	247.297	26.1	0.1659	27.1	0.0298	7.1	0.26	189.1	13.2	155.9	39.1	-322.9	679.8	189.1	13.2
DN4 15C	80	17482	1.0	181.407	22.6	0.2291	23.3	0.0301	5.6	0.24	191.5	10.5	209.5	44.1	417.3	511.0	191.5	10.5
DN4 18R	36	3429	2.2	351.949	103.0	0.1182	103.2	0.0302	6.5	0.06	191.6	12.3	113.4	111.2	NA	NA	191.6	12.3
DN4 18C	37	4545	2.0	176.521	95.3	0.2232	95.6	0.0286	7.0	0.07	181.6	12.6	204.5	178.9	477.9	632.1	181.6	12.6
DN4 9C	72	3037	1.0	186.270	22.6	0.2248	23.5	0.0304	6.3	0.27	192.8	12.1	205.9	43.8	357.9	516.5	192.8	12.1

Tabla 9. Análisis geocronológico de U-Pb en la muestra DN4.

3.3.2.2 Análisis geocronológico de la muestra DN5.

Con el fin de acotar la edad de los eventos volcánicos relacionados a la formación Garamilla se obtuvo una edad de la litofacies VI (*Rabf*) descripta para el área de Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura. Dicha litofacies representan el último estadio volcánico efusivo (muestra DN5) con el cual concluye la actividad volcánica en la zona. La muestra DN5 se sitúa en los 40°15'47.68"S y 69° 57' 12.25" O. En ella fueron recuperados 4 circones y analizados para geocronología en el Arizona Laser Chron Center, Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona. Los valores de U son moderados (37 a 655 ppm).

Los valores de Th/U son consistentes con un origen magmático (>0,5). Un total de 4 análisis se representan gráficamente en el diagrama de Concordia (Fig. 42). Este marca una edad de $183.6 \pm 1,2$ Ma con una desviación cuadrática media ponderada (MSWD) de 0,00045 y una probabilidad de concordancia de 0.95. Este valor es consistente con la edad de cristalización de la litofacies VI.

Análisis	Relaciones isotópicas										Edades Aparentes (Ma)							
	U (ppm)	206Pb/204Pb	U/Th	206Pb*/207Pb*	± (%)	207Pb*/235U*	± (%)	206Pb*/238U	± (%)	error corr.	206Pb*/238U*	± (Ma)	207Pb*/235U	± (Ma)	206Pb*/207Pb*	± (Ma)	Best age (Ma)	± (Ma)
DN5 1C	37,20	4544,52	2,00	17,65	95,35	0,22	95,60	0,03	7,02	0,07	181,61	12,57	204,55	178,95	477,94	632,13	181,61	12,57
DN5 2C	665,40	56267,32	1,98	20,38	2,52	0,20	2,72	0,03	1,02	0,37	183,22	1,84	180,95	4,51	151,41	59,17	183,22	1,84
DN5 2R	444,89	39496,36	0,87	19,74	2,70	0,20	2,98	0,03	1,24	0,42	183,66	2,25	186,72	5,08	225,63	62,53	183,66	2,25
DN5 1R	692,89	222358,07	2,09	20,20	4,23	0,20	4,37	0,03	1,11	0,25	183,97	2,01	183,13	7,32	172,30	98,66	183,97	2,01

Tabla 10. Análisis geocronológico de U-Pb en la muestra DN5.

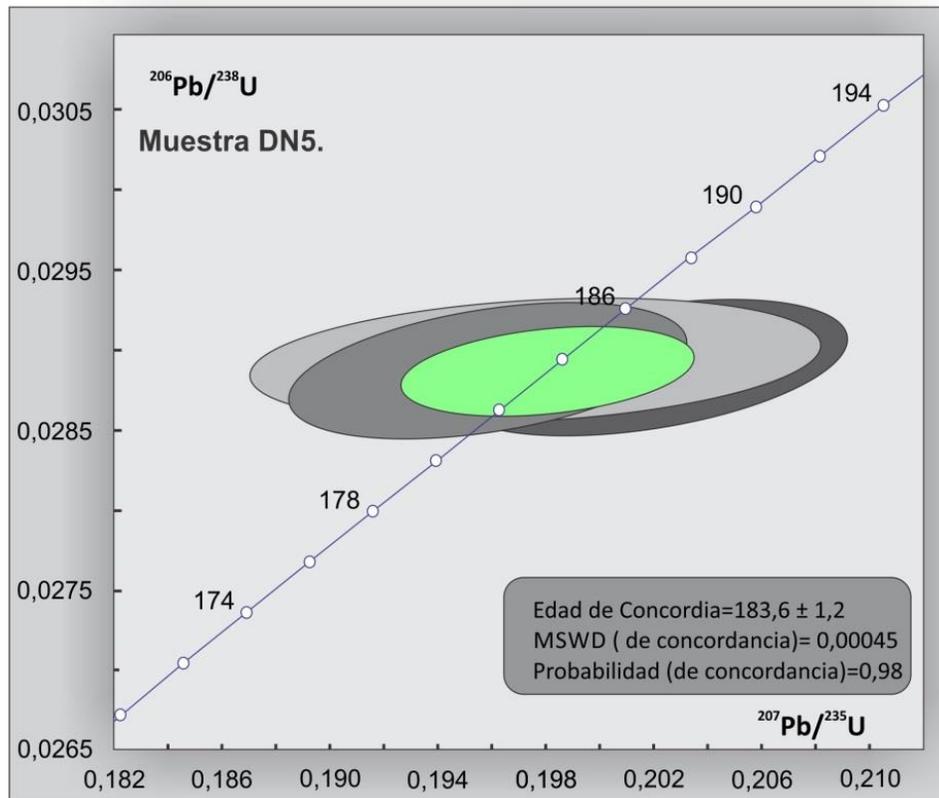


Figura 42. Diagrama de Concordia U-Pb para la muestra DN5.

3.4 ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LA FORMACIÓN GARAMILLA.

El análisis estructural de los depocentros volcánicos (áreas Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida y Cerro Carro Quebrado- Cerro Catri Cura) es esencial para comprender las interrelaciones existentes entre las unidades volcánicas acumuladas y su roca de caja. Dicha relación acompañada de un estudio de distribución de las litofacies permitirá definir y categorizar los sistemas volcánicos (calderas, estratovolcanes, etc.). El estilo estructural está definido en este caso por tres aspectos esenciales, dos de los cuales se encuentran íntimamente relacionados, estos son: la geometría y disposición de los estratos, de los diques o fisuras eruptivas y de las fallas.

Las características geométricas de los estratos es inhomogénea en sistemas volcánicos que no cuentan con el desarrollo de sistemas estratales de referencia, dados por la acumulación de sistemas

sedimentarios detríticos. Sin embargo estos pueden, así mismo, brindar información aceptable dado que preservan valores representativos de las ubicaciones que ocupan.

Por otro lado, la actitud de los diques o fisuras eruptivas principales, como ha sido indicado en el apartado precedente presentan una edad consistente con aquella de los sistemas piroclásticos. Las fisuras eruptivas son fracturas dilatacionales que constituyen, dada su distribución, un importante indicador regional y cuyo análisis en conjunto permite establecer grupos de elementos combinados capaces de definir fracturas corticales de mayores magnitudes (Walker et al., 1999).

Las características estratigráficas de ambas áreas permiten acotar la edad de tales estructuras, ya que estas se encuentran afectando en distinto grado a las litofacies pertenecientes a la Formación Mamil Choique (Pérmico Inferior). Las litofacies tobáceas en general muestran un débil desarrollo de planos de fallas cuyas características estructurales se asocian al crecimiento mineral orientado.

3.4.1 Análisis estructural del área Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida.

El análisis estructural se llevó a cabo mediante el uso de imágenes de satélite, mapeo y perfilaje. La medición de los rumbos y buzamientos de los estratos, diques y fallas fueron obtenidas durante las diversas campañas de relevamiento.

Los cañadones Quili Mahuida y Currú Mahuida representan lineamientos estructurales caracterizados por desarrollo de rocas cataclásticas derivadas de rocas graníticas (Fig.- 43 A y 43B), que se disponen lindantes a la base de las sucesiones volcánicas. Los mismos son pseudoparalelos entre sí y están caracterizados por presentar rumbos aproximados a $N70^{\circ} 75^{\circ} E$. La estructura del área Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida en conjunto se asemeja a una elipse con su eje mayor orientado $N 70^{\circ} E$.

Ambas estructuras se extienden a lo largo de 15 km, entre el Río Limay y la zona de Campana Mahuida, estando separadas entre sí por 7 km, en dirección NNO-SSE. De esta manera, conforman un depocentro elíptico con una superficie cercana a los 100 km². Estas estructuras principales se encuentran truncadas por un segundo sistema caracterizado por presentar un rumbo de N 270°-290° coincidente con el Cañadón Mengué. Dicho cañadón representa una estructura extensiva, curvada, cuyo rumbo varía progresivamente a lo largo de su desarrollo y permite dividir el área en dos dominios estructurales con características propias y diferenciables: el dominio Quiñenaio, situado al norte del Cañadón Mengué, y el restante, denominado dominio Fuensalida localizado en la porción sur de la estructura.

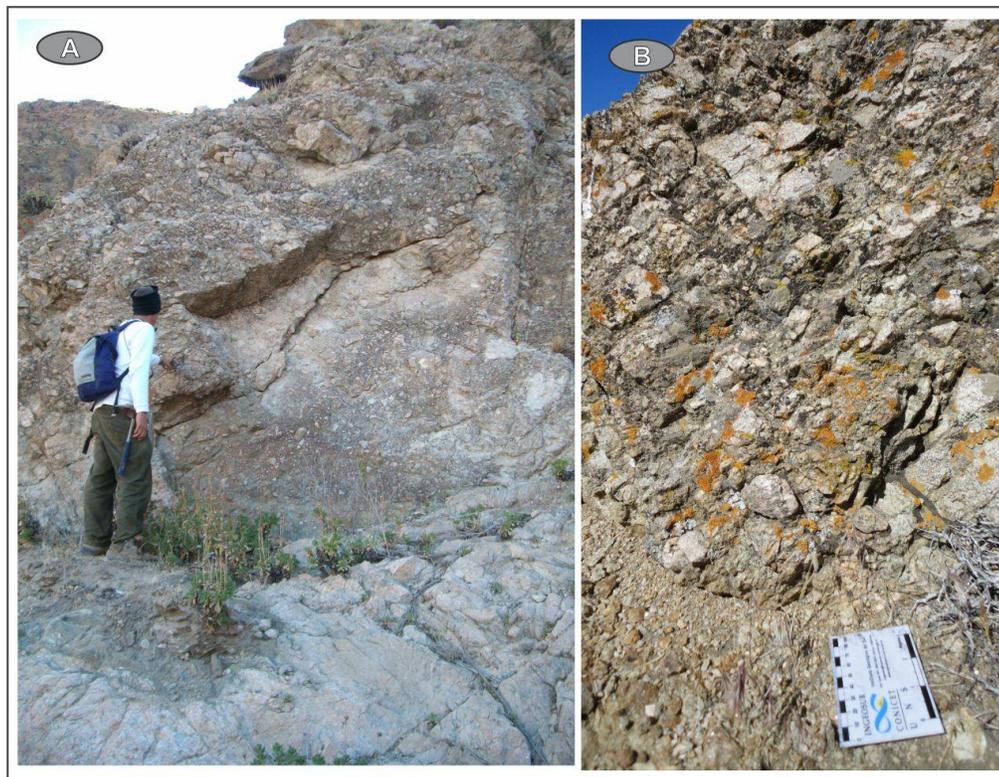


Figura 43. A) y B) Afloramientos de rocas cataclásticas presentes en los cañadones Mengué y Currú Mahuida, respectivamente.

3.4.1.1 Características estructurales del dominio Quiñenao.

El dominio Quiñenao se extiende inmediatamente al N del cañadón Mengué y su diseño se muestra en la figura 44. Se caracteriza por el predominio de rocas piroclásticas y la ausencia de litofacies sedimentarias interestratificadas. Esta característica hace dificultosa la correlación entre las diferentes áreas, al mismo tiempo que arroja dudas respecto de la disposición original de las capas volcánicas. Las litologías sobre las cuales se efectuaron las mediciones comprenden las litofacies *Te//R*, *TLmeR* e *IslR* en menor medida (Litofacies VII, VIII y I). De esta manera se obtuvieron los valores de las actitudes de las capas en aquellos sectores donde el desarrollo de los depósitos permite observar claramente la base y el techo de los estratos.

3.4.1.1.1. Posición de los estratos en el dominio Quiñenao.

Dada la complejidad que exhiben los afloramientos de este dominio, las mediciones se tomaron en dos lugares, en los que se consideró que la posición original de los estratos fue conservada. Como se muestra en la figura. 44, esto ocurre al SO y al NO del Puesto Quiñenao.

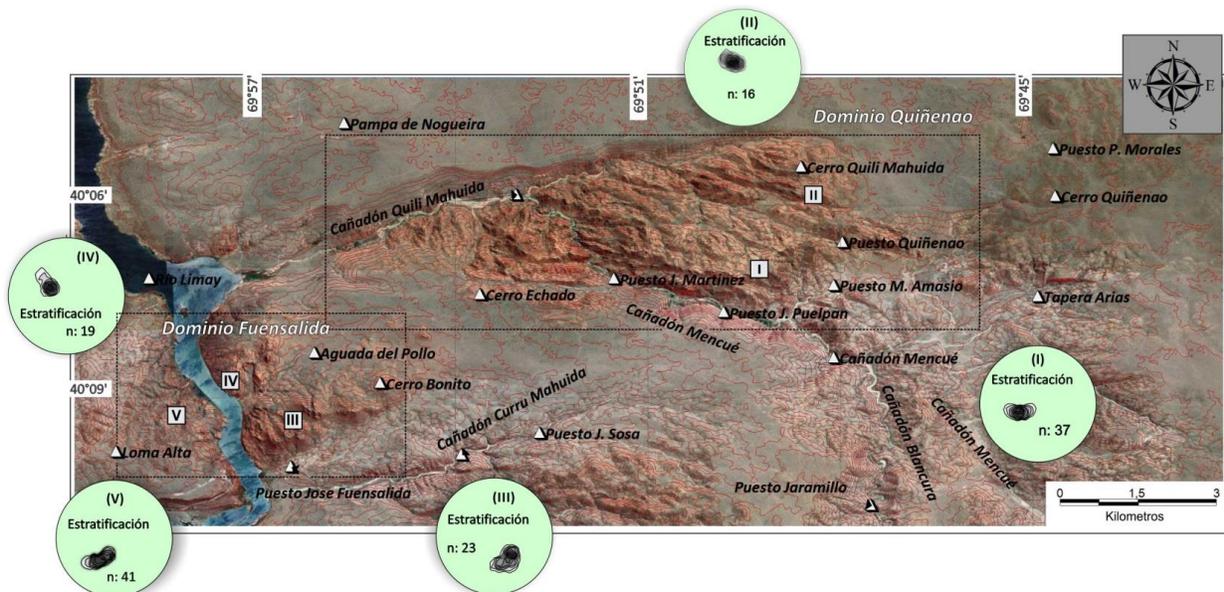


Figura 44. Actitud de los estratos volcánicos en el área del Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida.

La primera localidad analizada (I) comprende un área que se extiende, con valores estructurales estables, entre el Puesto Quiñenao (Fig.43) y el Puesto Martínez. La segunda localidad (II) se encuentra 2 km al NO del Puesto Quiñenao, en la zona del Cerro Quili Mahuida. En ambas estaciones, fueron compiladas 16 y 37 mediciones respectivamente. Las actitudes de los estratos volcánicos en la localidad (I) muestran rumbos con valores medios N 333° y buzamientos promedios de 39° en dirección NE; mientras que en la segunda localidad (II), los rumbos promedios se orientan hacia N 30° con buzamientos de 16° hacia el SE.

3.4.1.1.2 *Posición de los diques o fisuras eruptivas en el dominio Quiñenao.*

Las actitudes de los diques fueron analizadas en una localidad del dominio Quiñenao, en el margen sur del Cañadón Mengué. Los resultados se muestran en el diagrama (I) (Fig. 44). Allí los diques cortan las rocas graníticas con rumbos NO, siguiendo en forma pseudoparalela la traza del cañadón (N287°). Sus buzamientos varían entre 54° y 65° hacia el SO. Otro sector analizado es aquel localizado al NE del Cañadón Mengué en las proximidades del Puesto de M. Amasio. Los diques allí medidos muestran rumbos muy variables, dispuestos entre N54° y N300°.

Al considerar los diques o fisuras eruptivas como fracturas dilatacionales rellenas por fluidos magmáticos, es posible entonces determinar las características preliminares de la orientación de esfuerzos actuantes en el dominio. El 52% de las mediciones realizadas es compatible con un vector de esfuerzos de estiramiento predominante orientado 25°/N204°. El segundo vector de esfuerzos, representa un 33% de las mediciones analizadas y responde a 2°/N296°. Por último el vector de estiramiento menor (15%) es 65°/N30°. De acuerdo a estos resultados, los diques en el dominio Quiñenao muestran arreglos espaciales complejos, vinculados principalmente con vectores de estiramientos que presentan, en la actualidad, predominantemente orientaciones de rumbo NNE (N204°).

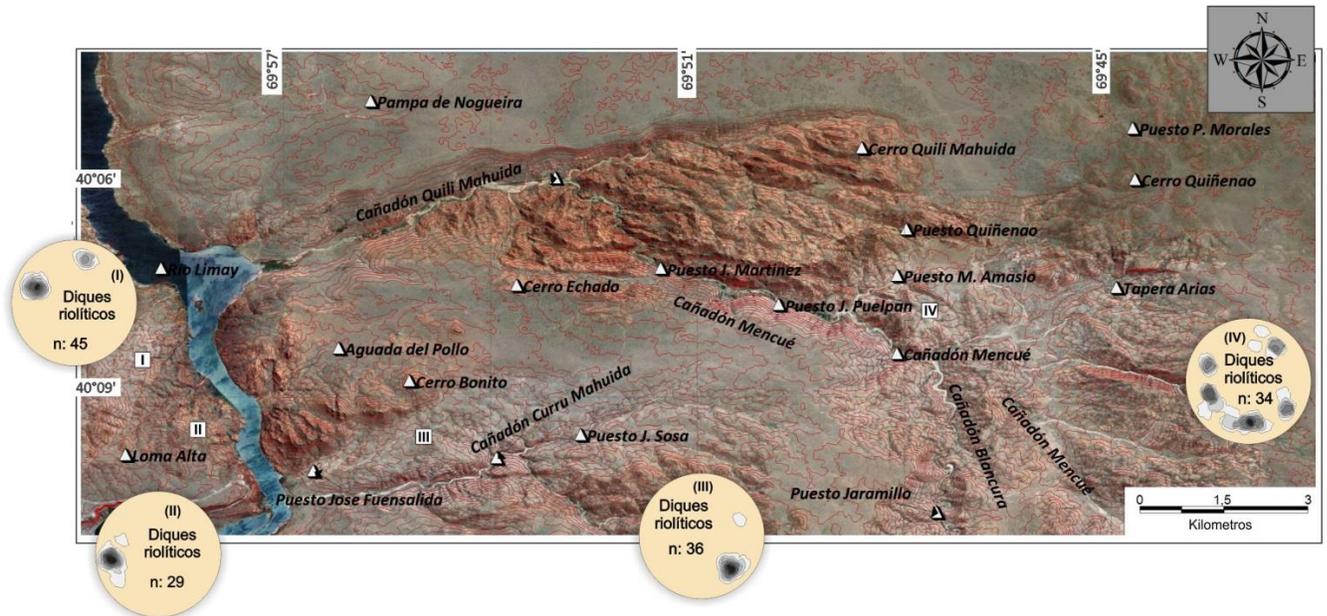


Figura 45. Actitud de los diques ácidos en el área del Puesto Quiñenaó-Puesto Fuensalida.

Una mayor población de datos es requerida con el fin de interpretar la totalidad de las estructuras que ocurren en la zona, a fin de ajustar las orientaciones de los esfuerzos actuantes durante el Jurásico Inferior.

3.4.1.1.3 Posición de las fallas en el dominio Quiñenaó.

La medición de las actitudes de las fallas se llevó a cabo en tres estaciones (no mostradas en la figura) localizadas en las coordenadas: **(I)** ($40^{\circ}7'27.15''S$, $69^{\circ}49'41.23''O$), **(II)** ($40^{\circ}7'18.08''S$, $69^{\circ}49'43.45''O$) y **(III)** ($40^{\circ}7'33.03''S$, $69^{\circ}48'43.25''O$). Todas ellas están ubicadas en inmediaciones al Cañadón Mencué. La primera localidad **(I)** se ubica 430 m hacia el NE ($N22^{\circ}$) del Puesto Puelpán. Allí, los planos de fallase disponen en promedio, paralelos al rumbo $N52^{\circ}$, buzando 68° hacia el NO. Las lineaciones en los planos de falla indican un sistema de fallas dextrales con deslizamiento oblicuo, en el cual las lineaciones buzando 48° hacia $N35^{\circ}$ (33 mediciones).

La segunda localidad (II) se dispone unos 280 m hacia el NO de la localidad anterior, allí se efectuaron 37 mediciones estructurales. Los planos de fallas presentan valores predominantemente $N72^\circ$ con buzamientos de 63° al NO. Al igual que en el sector inicialmente mencionado, consiste en un sistema de fallas con desplazamiento dextral oblicuo, en el cual las lineaciones buzaban 48° hacia $N35^\circ$.

La última localidad donde fueron reconocidas estas estructuras se encuentra al norte del Cañadón Mengué, 500m al SO del Puesto de M. Amasio. Los planos de falla allí dispuestos presentan rumbos $N280^\circ$, con buzamientos promedios de 61° NE. Las lineaciones presentes en tales planos son consistentes con un sistema de fallas cuasi normales, con lineaciones que buzaban en promedio 43° hacia $N28^\circ$. Las observaciones realizadas en el interior del Cañadón Mengué muestran una subsidencia del bloque NE.

Una característica del dominio es que algunos cambios abruptos de litofacies ocurren perpendicularmente a los rumbos anteriormente mencionados ($N285^\circ$). Tal condición puede interpretarse como un efecto de un control tectónico en la distribución de las litofacies durante los distintos estadios volcánicos. De esta manera se considera que el dominio Quiñenaó fue afectado por el hundimiento diferencial de bloques. La subsidencia principal del dominio ocurre en el bloque inmediatamente al norte de del Cañadón Mengué, al mismo tiempo que disminuye hacia el NE (hasta el Cañadón Quili Mahuida), sector en el cual parecen ascender rocas de basamento.

3.4.1.2. *Características estructurales del dominio Fuensalida.*

El dominio Fuensalida se dispone al sur de Cañadón Mengué, presentando características diferentes al previamente descrito. Este dominio carece de estructuras en bloque. El dominio se extiende sobre un área aproximada de 30 km^2 donde aflora una importante secuencia volcánica sin intercalaciones sedimentarias. Las rocas volcánicas que afloran en este dominio son principalmente tobas y tobas lapillíticas de composición riolítica. El conjunto de los afloramientos exhiben una

forma elíptica de 4,5 km de diámetro y su morfología es definida por una secuencia de capas pseudoparalelas. En aquellos sectores donde los diques o fisuras eruptivas no intruyen a la secuencia volcánica, esta muestran una estratificación bien definida y útil para determinar la actitud de las capas (Fig. 46 A y B).

3.4.1.2.1. Posición de los estratos en el dominio Fuensalida

La compilación de los datos estructurales se puede observar en los diagramas estereográficos, (hemisferio inferior) de la figura 44. Esta figura muestra que en la zona situada inmediatamente al norte y noreste del Puesto Fuensalida (**III**), las capas de tobas inclinan hacia el NO, con ángulos que varían sustancialmente entre 22° y 58° . Aquellos estratos situados 3 km al NO del Puesto Fuensalida (**IV**) muestran ángulos de buzamiento que varían entre 23° y 55° hacia el SE.

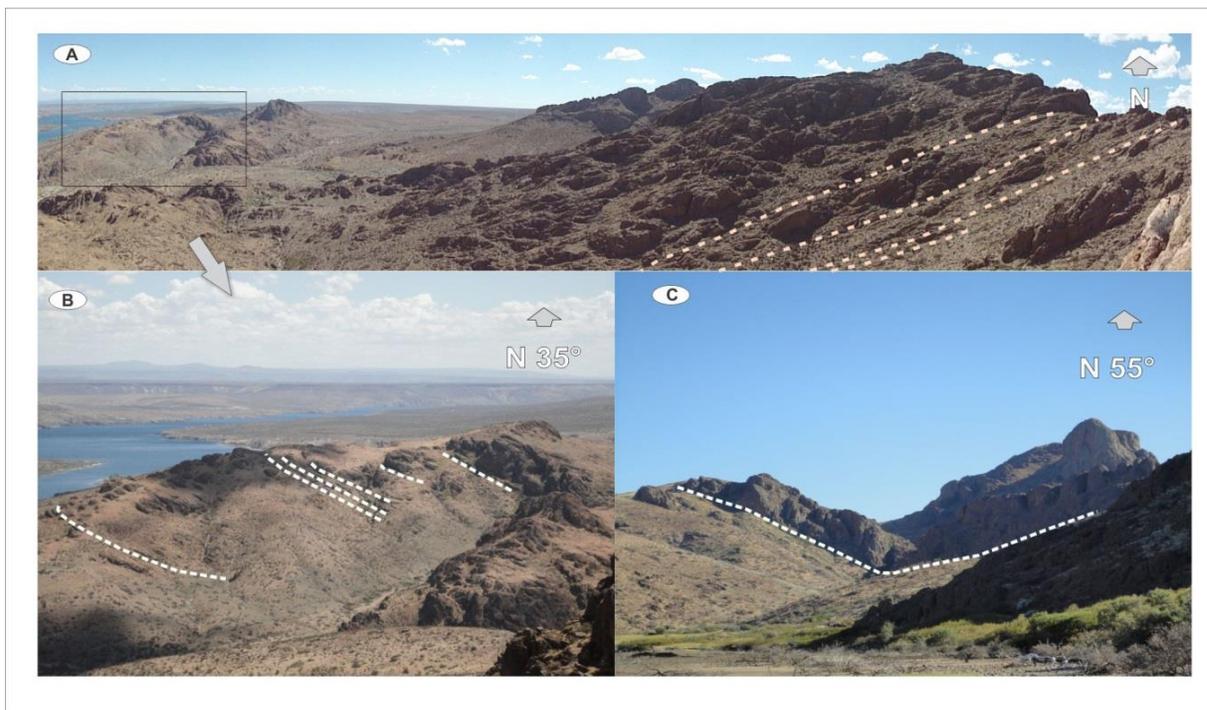


Figura 46. Actitud de los estratos aflorantes en la zona del Puesto Fuensalida. A) Fotografía que muestra la disposición de los estratos observados en una visual de rumbo N-S, inmediatamente al norte del Puesto Fuensalida. B) Detalle del sector marcado en el recuadro. C) Convergencia de los estratos hacia el sector central del afloramiento, inmediaciones de Aguada del Pollo.

Por último, las actitudes de los estratos volcanogénicos situados a 2,7 km hacia N 285° del Puesto Fuensalida (V), en el margen occidental del Río Limay, muestran direcciones de buzamiento al NE y SE, con valores de buzamiento promedios de 35°.

Las direcciones de inclinación se distribuyen siguiendo un arreglo subcircular centrípeto donde las capas presentan direcciones de buzamiento que convergen a un punto localizado en la porción central del dominio. La figura 46 C muestra un lugar situado a pocos kilómetros NNO del Puesto Fuensalida, donde las capas muestran un diseño de tipo embudo.

3.4.1.2.2. *Posición de los diques o fisuras eruptivas en el dominio Fuensalida.*

Conjuntamente al análisis de los estratos, se analizaron las actitudes de los diques o fisuras eruptivas (Fig. 45) en tres localidades del Dominio Fuensalida, dos de ellas en la margen izquierda del río Limay y la restante a unos pocos kilómetros al este del Puesto Fuensalida (Estaciones **I**, **II** y **III**).

La localidad **III** se ubica 2,65 km al ENE del Puesto Fuensalida. El 86% de los valores allí recolectados presentan rumbos promedios de N44°, con buzamientos que alcanzan los 76° al NO. Cuatro kilómetros hacia el NO del Puesto Fuensalida (localidad **II**) los diques se curvan progresivamente hasta alcanzar un rumbo N350° con un buzamiento promedio de 66° al NE. La última localidad (**I**), muestra dos poblaciones: Una población que involucra el 73% de los valores analizados, con rumbos promedios de N36° y buzamientos hacia el SE, y la otra (26%) que presenta un rumbo promedio de N 313°, y un buzamiento hacia el SO.

Como se indicó anteriormente, los estratos volcánicos exhiben un diseño subcircular de carácter centrípeto en el Dominio Fuensalida. Por otro lado, las facies volcánicas se encuentran

bordeadas por un conjunto de diques que presenta un patrón circular o circunferencial. Dicho patrón se encuentra definido por un borde norte que sigue en forma paralela la traza del Cañadón Quili Mahuida y por un borde sur que sigue la del Cañadón Currú Mahuida. En la porción central, en la que se une ambos extremos, se muestra una variación gradual en el rumbo de los diques.

3.4.1.2.3. Posición de las fallas en el dominio Fuensalida.

Como sólo se detectó una pequeña proporción y mal preservada de planos de fallamiento, no se realizó una medición sistemática de las actitudes de dichos planos.

3.4.2 Análisis estructural del área Cerro Carro Quebrado- Cerro Catri Cura.

El análisis estructural del área Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura fue realizado utilizando la misma metodología que para el área Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida. Los diques o fisuras eruptivas registrados en esta área conforman un sistema complejo, cuyos límites se extienden más allá de los márgenes del depocentro volcánico. Su análisis, aunque de carácter más regional, es incluido dentro de las características estructurales del área.

El área involucrada para el estudio de los sistemas de diques se encuadra entre los paralelos $40^{\circ}03'$ y $40^{\circ}25'$ Sur y los meridianos $70^{\circ} 02'$ y $69^{\circ} 35'$ Oeste. En sentido latitudinal se extiende aproximadamente 40 km, mientras que en el sentido longitudinal 38 km. Cubre una superficie cercana a los 1.520 km².

3.4.2.1. Posición de los estratos área Cerro Carro Quebrado- Cerro Catri Cura

En la zona del Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura la distribución de los estratos muestra una heterogeneidad propia de ambientes volcanogénicos, donde pueden reconocerse diversos

dominios. Estos dominios se encuentran influenciados por la intrusión de los diques o fisuras eruptivas entre otros factores. A nivel regional puede reconocerse un predominio en las orientaciones medias de N 300° con buzamientos dispares pero que en general no superan los 27° hacia el NE.

Otra característica considerada es la variación en la angularidad de los estratos. Las litofacies eruptadas inicialmente y ubicadas en los márgenes del depocentro tienden a presentar valores de buzamiento mayores (aproximadamente 55°), que aquellas depositadas con posterioridad. Sin embargo estas observaciones son puntuales y no han podido ser sistematizadas en el presente estudio.

3.4.2.2. *Posición de los diques o fisuras eruptivas en el área Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura.*

En la figura 47 se expone la distribución de los complejos de diques o fisuras eruptivas. Los diques ácidos conforman tres complejos pseudoparalelos curvados, (Complejo sur (I), Complejo Central (II), y Complejo el Norte (III)), separados entre sí por 4-6 km, diferenciables principalmente en proximidades al río Limay: El Complejo Sur (I) se encuentra en inmediaciones del Cerro Carro Quebrado y Cerro Pafaniyeu y se extiende hacia el oeste, entrando en la Provincia de Neuquén.

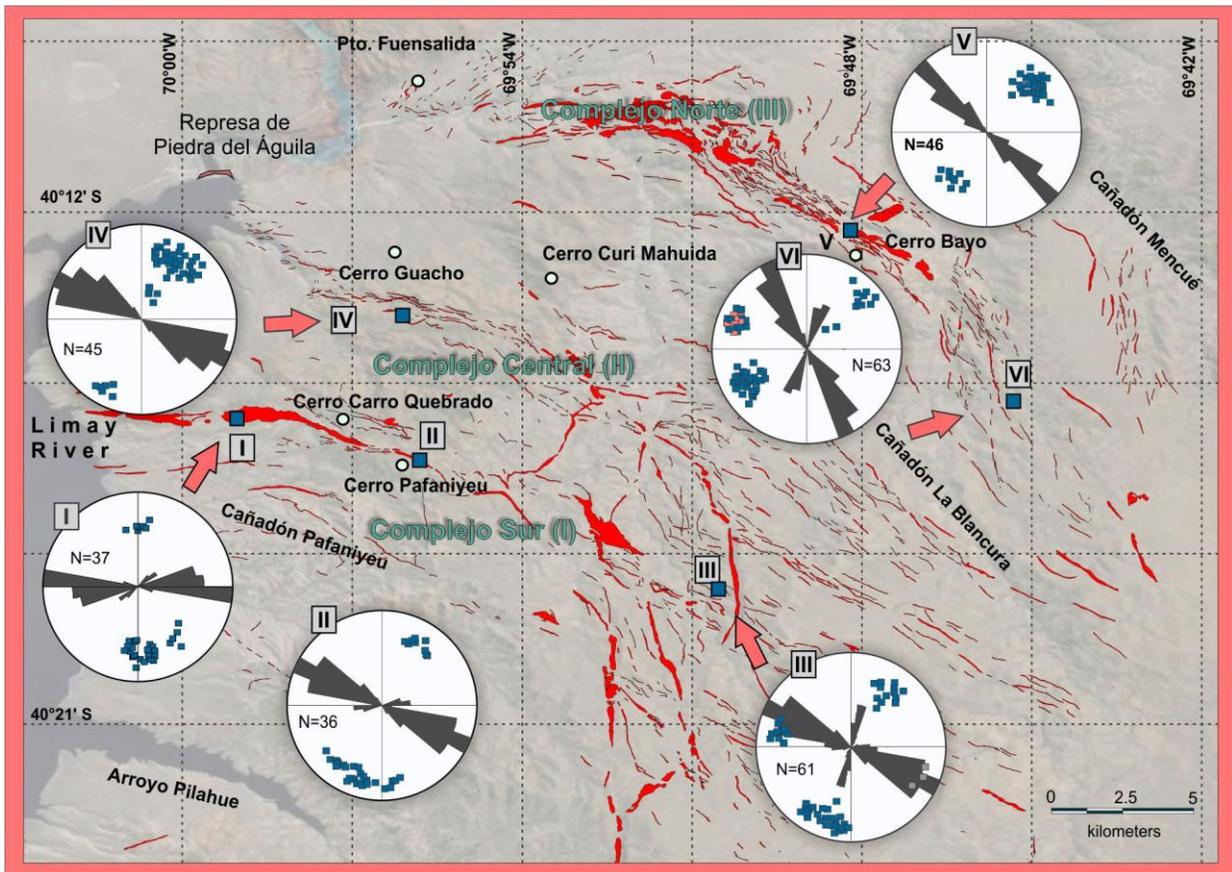


Figura 47. Distribución regional de los complejos de diques, mostrando las curvaturas de sus diseños.

En la estación de muestreo **I**, ubicada en la porción occidental del Complejo Sur, fueron obtenidos 37 valores estructurales para los diques allí dispuestos. El rumbo medio en esta zona es $N90^{\circ}-96^{\circ}$ con buzamientos que promedian los $70^{\circ}-80^{\circ}$ hacia el norte (Fig. 47, diagrama **I**). Hacia el este de la estación **I**, el rumbo cambia progresivamente a la dirección principal $N112^{\circ}$, con un buzamiento al NE (diagrama **II**).

La parte oriental de este sistema revela una creciente complejidad estructural, dada por la participación de dos dominios diferentes, uno caracterizado por un rumbo medio de $N115^{\circ}$ con buzamientos principalmente al NE, y el segundo con rumbos paralelos a la dirección $N193^{\circ}$ e

inclinaciones hacia el SE (Fig. 47, diagrama **III**). Una consideración preliminar, es el cambio registrado en la dirección de esfuerzos, desde N-S, (sector oriental) a NE-SW a medida que el complejo progresa hacia el E.

El Complejo Central se encuentra a 1,5 km al sur de Cerro Guacho y 2,3 km al sur de Cerro Catri Cura. Sus afloramientos más occidentales llegan al río Limay, mientras que hacia el E se extiende en la dirección N115 ° por más de 9 km. Aquí, la población principal del sistema exhibe un rumbo medio N120° con buzamientos que alcanzan los 71° al SO (Fig. 47, diagrama **IV**). La parte oriental también muestra un diseño más complejo, relacionado con la presencia de diques de rumbo aproximado N-S. En este cinturón el máximo esfuerzo de tensión parece estar ubicado en la dirección NE-SO, de manera coincidente con el sistema previamente descrito.

El Complejo Norte (**III**) se inicia al noreste de la represa de Piedra del Águila, terminando casi en el Cañadón Blancura. En la primera localidad, los rumbos son predominantemente de sentido E-O, mientras que hacia el este, cambian gradualmente a N140 ° con buzamientos que inclinan hacia el SO (Fig. 47, diagrama **V**). Otras direcciones comprenden rumbos N160° con buzamientos hacia el SO (Fig. 47, diagrama **VI**). En esta zona y particularmente en el sector oriental es reconocida otra población de diques, la cual aparece con rumbos N20°.

3.4.2.3. *Posición de las fallas en el área Cerro Carro Quebrado- Cerro Catri Cura.*

No han sido individualizadas rocas de falla en la presente área.

3.5 ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO REGIONAL.

El estudio de los mapas de las anomalías del campo gravitatorio terrestre fue realizado con el fin de obtener modelos geológicos en zonas donde los afloramientos de rocas estaban cubiertos por

sedimentos producto de la meteorización actual (regolitos) o en aquellos casos donde los contactos entre rocas son poco definidos. El análisis geofísico permite diferenciar estructuras a escala regional algunos de las cuales son difíciles de determinar a partir de las observaciones geológicas.

La discriminación del tamaño de las estructuras está condicionada por el espaciado de grilla de estaciones geofísicas, en este trabajo se llegó a identificar aquellas mayores de 6 km. Por tal motivo el uso de los datos geofísicos se utilizó para correlacionar los modelos geológicos regionales.

El análisis gravimétrico correspondiente a la carta geológica de Piedra del Águila formó parte del proyecto de investigación BID-PICT 1649. En dicho proyecto, fueron colectados valores equidistantes cada 6 km, abarcando la totalidad de la carta geológica 1:250.000 Piedra del Águila. El presente estudio se focaliza en el área limitada por los paralelos $40^{\circ}00'S$ y $40^{\circ}40'S$, y los meridianos $70^{\circ}30' O$ y $69^{\circ}30' O$ (Fig. 48).

Para una mejor visualización de las variaciones de los valores, los distintos mapas se realizaron con una gama de colores que diferencian adecuadamente los máximos de los mínimos gravimétricos. La escala de colores varía desde azul intenso cuando se trata de mínimos gravimétricos a magenta en el caso de los máximos.

A partir del estudio de los mapas regionales de anomalías de Bouguer se distinguieron 8 elementos con características geofísicas diferenciables. Tres sectores se hallan caracterizados por anomalías de Bouguer positivas o pseudopositivas, y cuatro presentan anomalías de Bouguer negativas.

Estas últimas se encuentran vinculadas geográficamente con una de mucho mayor tamaño, con un desarrollo regional. De esta manera, este último grupo conforma una anomalía gravimétrica negativa compuesta, dentro de la cual pueden diferenciarse anomalías más significativas, con influencia en el modelado geológico.

3.5.1 Anomalías de Bouguer positivas o “altos” gravimétricos.

En el área que se extiende entre los paralelos 40°00'S y 40°40'S, y los meridianos 70°30'O y 69°30'O, fueron reconocidos 3 anomalías gravimétricas positivas o altos gravimétricos: I) Alto gravimétrico de Sañicó, II) Alto gravimétrico de Piedra del Águila y III) Alto gravimétrico de Jagüel Colorado.

3.5.1.1 *Alto gravimétrico de Sañicó*

Comprende el sector oeste del área estudiada y está representado por una anomalía gravimétrica positiva que se extiende dentro del intervalo -35 a -55mGal. Abarca un área aproximada de 1.300 km², con 65 km de desarrollo latitudinal y 20 km de desarrollo longitudinal. Se trata de una zona esencialmente de altos valores gravimétricos, dentro de la cual sobresale un máximo ubicado 13 km al oeste de la localidad de Sañicó.

Su distribución se corresponde con los afloramientos de basamento metamórfico de amplio desarrollo al oeste de la localidad de Sañicó (40° 07' 51''S - 70° 37' 13''O). Este basamento ha sido descrito en la carta geológica de Piedra del Águila (Galli, 1969) y en la carta Paso Flores (Nullo, 1978). Consiste de rocas metamórficas, principalmente gneises, migmatitas y anfibolitas, presentando en forma subordinada esquistos, filitas cuarzosas y cuarcitas. Varela et al., (2005) analizan las fracciones de circón correspondientes a un ortogneis tonalítico y las fracciones de circón y de titanita en una metadiorita, al SO de Sañicó.

Las edades son 425±28 Ma y 360 Ma, respectivamente. Hay afloramientos de escaso espesor de la Formación Paso Flores (Triásico), pero no tiene influencia en los resultados observados. Los gradientes gravimétricos observados en este alto son en promedio de 0,95 mGal/km y se incrementan ligeramente hacia el borde este de la anomalía.

del Águila comprenden una asociación de gneises y facies de anfibolitas incluidas dentro del basamento de la región (Galli, 1969). Dichas litologías serían en parte correlacionables con aquellas aflorantes en la zona de Sañicó y asignadas al ciclo Famatiniano.

Los gradientes gravimétricos observados se ubican en el orden de 1,03 mGal/km. Sin embargo el límite sur de esta anomalía registra valores que oscilan entre 2,36 y 3,53 mGal/km. Estos valores son propios de zonas de falla y podrían correlacionarse con la falla supuesta que Cucchi et al., (1999) mapearon en el contacto entre los granitos Gondwánicos y la Formación Sañicó algunos kilómetros al SE de la población de Piedra del Aguila. Otros lineamientos identificados en esta zona, como la traza del Arroyo Sañicó y el Cañadón Quili Mahuida podrían representar estructuras geológicas relacionadas a estos altos gradientes gravimétricos. El borde SE del alto gravimétrico presenta altos gradientes. Esta estructura no tiene representación geológica o morfológica. Lo único que puede decirse es que es seudoparalela a la traza del Río Limay entre las localidades de Piedra del Aguila y Naupa Huén.

3.5.1.3 *Alto gravimétrico de Jagüel Colorado.*

Comprende el extremo NE del área estudiada y está representado por una anomalía gravimétrica positiva que se extiende dentro del intervalo -44 a -55mGal. Se ubica entre los cañadones Michihuao y Quini Huao, a lo largo de 9 km en sentido N-S, desde el límite norte de la carta (paralelo 40°) hasta perder paulatinamente entidad a la altura del Puesto La Menta (paralelo 40° 04' 20''S). Cubre una superficie de 34 km² y su principal desarrollo latitudinal coincide con el meridiano 69°33'30''O.

Los afloramientos corresponden a las formaciones Pichi Picún Leufú y Grupo Neuquén, ambas unidades son de origen sedimentario, vinculado al desarrollo y la evolución de la Cuenca Neuquina. Están representadas litológicamente por conglomerados gruesos y areniscas que no superan los 50 m de espesor, encontrándose cubiertos por depósitos no consolidados (Cucchi et al., 1998). Este conjunto de rocas no son los generadores de la anomalía debido a los bajos valores de

su densidad. Las observaciones de campo desarrolladas durante el relevamiento gravimétrico permitieron reconocer cuerpos masivos subredondeados de composiciones básicas, correlacionables con las facies anfibolíticas dispuestas en las inmediaciones de Piedra del Águila. Si bien se desconoce su densidad se presume que serían las rocas causantes la anomalía.

3.5.2 Anomalías gravimétricas negativas o bajos gravimétricos

En el área que se extiende entre los paralelos 40°00'S y 40°40'S, y los meridianos 70°30'O y 69°30'O, fueron reconocidos 3 anomalías gravimétricas de Bouguer negativas o bajos gravimétricos de diferentes características, I) Zona de transición y alto gradiente periférica al Bajo gravimétrico compuesto de Mengué, II) Bajo gravimétrico de Zaina Yegua y III) Bajo gravimétrico compuesto de Mengué.

Esta última anomalía compuesta incluye en su distribución a todas aquellas anomalías con valores menores a -65 mGal. Entre ellas hay algunas con valores de gravedad marcadamente negativos (-72 a -86 mGal) que pueden diferenciarse del grupo general. Entre ellas se incluyen: III-I) Bajo gravimétrico de la Sierra Negra, III-II) Bajo gravimétrico del Cerro Catri Cura, III-III) Bajo gravimétrico del Cerro Colorado, III-IV) Bajo gravimétrico subnegativo de los cañadones Blancura y Mengué, y III-V) Bajo gravimétrico del Cañadón Fita Ruin

3.5.2.1 Zona de transición y gradiente medio periférica al Bajo gravimétrico compuesto de Mengué.

Esta zona corresponde al sector ubicado entre -55 y -65 mGal que bordea por el oeste y norte al Bajo gravimétrico compuesto de Mengué. En general corresponde a una zona donde los gradientes gravimétricos son menores y regulares, del orden de 1 mGal/km. Esta situación se observa en la parte oeste, limitante con el Alto gravimétrico de Sañicó. En este sector se presume la existencia de un contacto intrusivo entre los granitos Gondwánicos y el basamento Famatiniano. Sin

embargo en la parte norte, en el límite con el Alto de Piedra del Águila, como ya se dijo, se observa un incremento marcado de los gradientes, sobre todo en el borde NE-SO de dicho alto. Parte de estos gradientes pueden estar generados por el Lineamiento Quili Mahuida, que se extiende por más de 15 km en superficie y que se prolongaría otros 15 km en subsuelo en dirección N270° hasta interceptar el contacto entre los granitos Gondwánicos y el basamento Famatiniano. Otro lineamiento gravimétrico seudoparalelo al Quili Mahuida fue reconocido unos 6 km al sur del mismo. Allí las isocintas presentan un marcado rumbo N70° y parecen limitar por el norte un bajo gravimétrico localizado en cercanías del Cerro Catri Cura. A dicho lineamiento se lo ha denominado Lineamiento Fuensalida y su expresión geológica es el contacto entre los granitos Gondwánico y la Formación Garamilla inmediatamente al sur de dicho puesto.

En la zona ubicada entre el Alto gravimétrico Jagüel Colorado y la Zona de transición y gradiente medio periférica al Bajo gravimétrico compuesto de Mengué, el gradiente es bajo y similar en magnitud al observado en el sector oeste de la Zona de transición y por lo tanto adjudicado a la intrusión de los granitos Gondwánicos en el basamento Famatiniano.

3.5.2.2 *Bajo gravimétrico de Zaina Yegua.*

El Bajo gravimétrico de Zaina Yegua se extiende entre la localidad de Guaiquimil y el arroyo Sañicó en la porción NO de la figura 47, cubriendo un área de 472 km². Involucra un intervalo de 10 mGal y se extiende desde los -65 mGal registrados en la zona del cerro Zaina Yegua, hasta a los -55 mGal, lindantes a los altos gravimétricos de Sañicó y Piedra del Águila. Su límite norte es coincidente con un tramo del Arroyo Sañicó y probablemente sea un lineamiento estructural definido como Lineamiento Sañicó. Su límite SE sigue aproximadamente la traza del contacto entre las unidades Precuyanas y los granitos Gondwánicos, coincidente con falla marcada por Cucchi et al., (1999) al sur de Piedra del Águila. Esta estructura puede continuarse en dirección N217° por más de 50 km y la denomino Lineamiento Ea. Achicó. En su sector sur es fácilmente reconocible

mediante fotointerpretación y separa las rocas del basamento Famatiniano de la Formación Paso Flores. Este lineamiento, así como el borde SE del Bajo gravimétrico de Zaina Yegua y el borde SE del Alto gravimétrico de Piedra del Águila parecen conformar una estructura regional mayor de unos 60 km de longitud de rumbo N45°.

Un elemento interesante del Bajo de Zaina Yegua es que las isoclinas de su borde SO se encuentran fuertemente distorsionadas lo cual lleva a presumir de la existencia de alguna estructura geológica, posiblemente una falla de rumbo. Esta estructura es fácilmente observable durante fotointerpretación y ha recibido el nombre de Lineamiento Zaina Yegua. En cuanto a su límite oeste, es concordante con la falla mapeada por Galli (1969) entre la formación Guayquimil y la Formación Sañicó y es definida aquí como Falla Guayquimil.

Las unidades geológicas registradas en superficie corresponden a las formaciones Piedra del Águila, Piedra Pintada, Los Molles y Sañicó. La primera y la última unidad conforman el Ciclo Precuyano (Fransese et al., 2011) en el depocentro de Piedra del Águila y están constituidas por un conjunto de litofacies de origen predominantemente piroclástico y sedimentario. En conjunto, presentan un espesor cercano a los 1.100 m (D'elia et al., 2011). Las otras unidades corresponden a las primeras transgresiones marinas de la Cuenca Neuquina de edad pliesbaquiana-toarciana.

3.5.2.3. Bajo gravimétrico compuesto de Mengué (BgcM).

El BgcM constituye una anomalía compuesta, que incluye en su distribución anomalías de gravedad marcadamente negativas, que llegan a los -86 mGal. Comprende el sector SE del área estudiada e involucra un área superior a 4.800 km² con un intervalo de 17 mGal.

3.5.3.3.1 Bajo gravimétrico de la Sierra Negra.

Se extiende principalmente entre el arroyo Pilahue y el arroyo Pilquiniyeu, en la porción centro occidental del BgcM, donde cubre un área elíptica de unos 42 km². Involucra un intervalo de 7 mGal., extendiéndose entre los -82 mGal. y los -75 mGal. La unidad geológica representada en el sector corresponde Formación Mamil Choique, constituida por granitos suavemente foliados.

3.5.3.3.2 *Bajo gravimétrico del Cerro Catri Cura.*

Se extiende entre el Cerro Catri Cura y el Cerro Curi Mahuida, en la zona central del área analizada. El Bajo gravimétrico del Cerro Catri Cura forma un área elipsoidal de aproximadamente 28 km² (3,6 km de diámetro), algo elongada en dirección sur. Involucra un intervalo de 5 mGal., desde los -81 hasta a los -86 mGal. Los valores de los gradientes gravimétricos se mantienen in el orden de 0,98 mGal/km en la zona periférica de la anomalía incrementándose hasta 1,35 mGal/km en la zona central. Los afloramientos registrados en superficie coinciden con el depocentro volcánico del área Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura perteneciente a la Formación Garamilla (Benedini et al., 2014). Las efusiones de la Formación Garamilla alcanzan un espesor estimado de 900 m. Esta estructura volcánica se apoya sobre granitos levemente foliados de la Formación Mamil Choique que producen el resto de la anomalía negativa de Bouguer. Está limitado al norte por el Lineamiento Fuensalida.

3.5.3.3.3 *Bajo gravimétrico del Cerro Colorado-Aguada Lachapo.*

Al igual que la zona anteriormente descrita, comprende el sector central del área estudiada y está representado por una anomalía gravimétrica negativa que se extiende inmediatamente al SE del Bajo gravimétrico del Cerro Catri Cura. Comprende un intervalo de 2 mGal (desde -81 a -83mGal). Se extiende unos 22 km en dirección NO-SE y 11 km en dirección SO-NE dentro de la BgcM.

Este bajo gravimétrico es en parte coincidente con los afloramientos de la Formación Garamilla mapeados por Cucchi et al., (1999). Sin embargo, reconocimientos propios realizados en esta área demuestran que los afloramientos son en realidad de mayor extensión y alcanzan los 15 km en dirección NO-SE, duplicando lo descrito por los autores arriba indicados. En esta zona el trabajo de campo preliminar indica un espesor de 900 m para la secuencia volcánica. Su límite sur y sudoeste es coincidente, en parte, con la traza del Cañadón Cura Lauquén, por lo cual le asignamos el nombre de Lineamiento Cura Lauquén. Su borde este es coincidente con la traza del Cañadón Blancura y se considera que este debe representar algún tipo de estructura geológica. El borde sudeste es seudoparalelo a una falla supuesta marca por Cucchi et al., (1999) que coincide aproximadamente con una serie de diques de cuarzo de unos 25 m de espesor de dirección N-S y que se extienden desde el Cerro Curache al sur hasta la localidad de Blancura Centro en el norte, por más de 12 km.

3.5.3.3.4 *Faja gravimétrica compuesta Cerro Catri Cura- Cerro Colorado*

Es de notar que ambos bajos gravimétricos, el del Cerro Catri Cura y el del Cerro Colorado-Aguada Lachapo presentan valores bajos de gravedad con anomalías de Bouguer entre -82 y -86 mGal, alineadas en dirección NO-SE (N335°) y bordeadas a lo largo de esta dirección por bajos con valores que no superan los -79 mGal. Esta faja de 37 km de longitud, que oscila entre -82 y -86 mGal está caracterizada por la presencia de afloramientos de volcanitas de la Formación Garamilla con espesores cercanos a los 1.000 m, a diferencia de los sectores adyacente donde las volcanitas no afloran o poseen espesores mínimos.

El borde sudoeste de esta faja (aproximadamente N310°) es parcialmente coincidente con el Cañadón Cura Lauquén donde se observa que la Formación Garamilla cubre a las rocas graníticas Gondwánicas. Diques de composición riolítica y dacítica de esta unidad fueron reconocidos en este sector con rumbos coincidentes con la traza del Cañadón Cura Lauquén. Se considera que este conjunto de evidencias nos permite definir el Lineamiento Cura Lauquén asignándole

provisoriamente un rumbo N315°. Este lineamiento corta la falla inferida mapeada por Cucchi et al., (1999) a lo largo del Cañadón Pilahue. Nuestro trabajo de campo y fotointerpretación no nos permiten considerar que todo este cañadón representen una falla como lo indica Cucchi et al., (1999).

El borde oeste de la faja es más difícil de interpretar ya que solo se observan rocas graníticas de la Formación Mamil Choique. Sin embargo entre el Cerro Quidel y el Cañadón Pilahue, Cucchi et al., (1999) interpretaron la existencia de una falla de rumbo N337° de 12 km de extensión. Esta estructura fue reconocida durante los trabajos de campo, pero localizada 1,5 km hacia el este. La estructura, denominada aquí Falla Quidel está truncada hacia el norte por los afloramientos de la Formación Garamilla en el Cerro Catri Cura. Si bien la cinemática de esta estructura no está del todo dilucidada su efecto parece haber sido el descenso del área situada al sur de la misma. Esta depresión está ocupada en gran parte por el Cañadón Pilahue, el Cañadón Cura Lauquén y una gran cantidad de quebradas que presentan rumbos pseudoparalelos al borde de la faja. Este conjunto forman un sistema de bloques de rumbo NO-SE que ascienden paulatinamente hacia el sur.

En cuanto al límite este y sudeste de la faja el mismo es coincidente con el Cañadón Blancura y se extiende desde las cercanías del Cerro Curache hasta la desembocadura del Cañadón Blancura con el Mengué, a lo largo de 40 km con rumbo N345°. Esta estructura de carácter regional parece haber condicionado los afloramientos de la Formación Garamilla y es denominada aquí Lineamiento Cañadón Blancura. Esta estructura parece continuar en dirección norte ya que trunca abruptamente los afloramientos de la Formación Garamilla de la zona del Puesto Quiñenao y distorsiona notablemente el trazado de las isoclinas del mapa de anomalías de Bouguer entre los Altos de Piedra del Aguila y Jagüel Colorado.

3.5.3.3.5 Bajo gravimétrico Mengué.

Se extiende entre la zona del Cerro Cura Lauquén al sur y la zona de Vista Alegre al norte a lo largo de 40 km, con un ancho de 15 km. Presentar un rumbo N345°, así como un aumento

relativo de 10 mGal respecto de las áreas lindantes a este y oeste (-77 a -72 mGal). Un rasgo coincidente con el desarrollo de este bajo gravimétrico es el Cañadón Mengué, que le sirve de límite este a lo largo de toda su extensión. Las rocas reconocidas en este sector son casi exclusivamente granitoides Gondwánicos asignados a la Formación Mamil Choique por Cucchi et al. (1999). El límite este del Bajo gravimétrico Mengué es aproximadamente coincidente con la zona de contacto entre el Granito Mamil Choique y el Granito Palenqueniyeu, de acuerdo al mapeo de Cucchi et al., (1999). En esta zona no hay afloramientos de rocas de la Formación Garamilla por lo cual se supone que las anomalías de Bouguer se corresponden con la presencia de las rocas graníticas. Hacia el este, la mayor negatividad de las anomalías se supone se asocian a la aparición y aumento en el espesor de las rocas de la Formación Garamilla. La notable coincidencia entre el borde este de esta anomalía y el Cañadón Mengué nos lleva a proponer el nombre de Lineamiento Mengué para esta estructura.

3.5.3.3.6 Bajo gravimétrico del Cañadón Fita Ruin.

Comprende la zona SE del área estudiada y está representado por una anomalía gravimétrica negativa que se extiende dentro del intervalo -82 a -88mGal. Se ubica entre las nacientes del Cañadón Quinihuao y Cabestro Quemado, a lo largo de más de 25 km en dirección O-E. Su límite norte se ubica unos 4 km al sur del contacto entre la Formación Garamilla y la Formación Mamil Choique, por lo cual esta anomalía se ubica casi siempre sobre los afloramientos de la primera unidad. Su límite sur se encuentra fuera del área analizada. Esta anomalía es coincidente con una serie de lagunas, bajos y cañadones anchos que en conjunto reciben la denominación de Cañadón Fita Ruin, que naciendo unos kilómetros al norte de Laguna Blanca se extiende por más de 50 km hacia el este. Esta estructura regional, que aquí recibe el nombre de Lineamiento Fita Ruín es continuidad de la Falla Loma Blanca, reconocida por muchos autores en la zona de La Esperanza.

CAPITULO IV

DISCUSIÓN

4.1 ANÁLISIS Y EVOLUCIÓN DE LAS LITOFACIES VOLCÁNICAS CORRESPONDIENTES A LA FORMACIÓN GARAMILLA.

En el presente apartado se analizará la distribución específica de las litofacies y asociaciones de facies dentro de los dos depocentros volcánicos, teniendo en cuenta las relaciones espaciales, composicionales y genéticas. La integración de las litofacies y los estadios eruptivos nos permitirá elaborar un esquema genético para cada área, otorgando un marco claro para la discusión de los condicionantes más relevantes que tuvieron lugar en durante la evolución de esta unidad.

Las secuencias volcánicas aflorantes en las áreas del Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida y Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura presentan diferencias, que responden esencialmente a condicionantes geológicos locales. Sin embargo ambas áreas presentan características que permiten su correlación a partir de la identificación de procesos equivalentes observados en ambos depocentros.

El abordaje del análisis y discusión de las características geológicas, geoquímicas, geofísicas y geocronológicas de cada uno de los dominios será elaborado en el presente capítulo, de forma separada y posteriormente se realizará su vinculación. Mediante el análisis de las descripciones obtenidas en el capítulo precedente, sumado a los bosquejos y perfiles geológicos de detalle, se realizará una evaluación de las diferentes asociaciones de facies que integran los rellenos volcánicos de ambas áreas. De esta manera, al finalizar este capítulo se obtendrá una idea definida de los diferentes ambientes volcánicos acaecidos en la zona estudiada. Conjuntamente, se elaborará un esquema evolutivo basado en el concepto de estadios eruptivos.

La evolución brindada por los diferentes estadios eruptivos es descripta en relación con los bordes topográficos y/o estructurales de los depocentros volcánicos (Lipman, 1997), cuya historia, mantiene una estrecha relación con la interacción, activación o desactivación de determinadas

porciones o segmentos de las fallas, así como de los cambios en la polaridad de las mismas. Estos factores, ejercen un control fundamental sobre los tipos, distribución, organización y evolución de los ambientes volcánicos dentro de los mismos.

4.1.1 Definición de Estadío eruptivo como guía de reconocimiento de unidades geológicas volcánicas sobrepuestas.

En el presente apartado se define “Estadío eruptivo (E.E)” como el conjunto de litofacies o asociaciones de facies que se consideran originadas en un intervalo temporal limitado y presentan relaciones genéticas, estratigráficas, composicionales y estructurales comunes, siendo los contactos entre las litologías constitutivas de los distintos estadios, usualmente pseudoconcordantes, erosivos e incluso intrusivos. Esta concepción ha sido establecida a los efectos de sortear las complejidades aparejadas a la diferenciación de unidades volcánicas pertenecientes a distintos períodos geológicos (formaciones Garamilla y Taquetrén) en el interior de depocentros volcánicos complejos. De esta manera se utilizará la presente definición para establecer la evolución de los procesos depositacionales en tiempo y en espacio, con el objetivo principal de realizar correlaciones geológicas locales (entre los depocentros estudiados) y regionales (con unidades del Macizo Nordpatagónico y la Cuenca Neuquina).

4.1.2 Organización de los Estadíos eruptivos y evolución geológica del área Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida.

A grandes rasgos, el depocentro del Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida se encuentra relleno por litofacies de índole netamente volcánica y piroclástica. Los primeros registros individualizados dentro del depocentro corresponden a las *Is/R*, que aparecen en su porción NE, (Puesto Quiñena) como una faja de afloramientos casi continua. Esta litofacies constituye la primera actividad volcánica registrada y es por tanto definida como el primer estadío eruptivo (1-E.E.), (Fig.49). La actividad volcánica prosigue con la acumulación de litofacies lávicas (*Rpm*) en la porción interna del área, localizadas en la zona lindante al Cañadón Mengué y en el Cerro Quili Mahuida (2-E.E.).

Un cambio en las condiciones magmáticas, produce una migración composicional de las litofacies registrando la efusión de lavas de composición andesítica, de muy escasa distribución y potencia (3-E.E) cuya distribución se encuentra íntimamente asociada a la estructura del Cañadón Mengué. La actividad eruptiva subsecuente (4-E.E.), presenta diferentes características, tanto en su composición como en su distribución. Se encuentra compuesta por depósitos ignimbríticos de composición dacítica y escasa potencia, los que exceden en su distribución el borde topográfico NE.

El 5-E.E, se dispone en forma pseudoconcordante sobre el estadio previo y se caracteriza por la acumulación de lavas de composición dacíticas (*Dpm*) las que se distribuyen en la porción interna de los depocentros y cuya distribución se encuentra estructuralmente condicionada por los márgenes del mismo. El sexto estadio eruptivo (6-E.E) muestra un cambio composicional hacia los términos más ricos en sílice y una distribución restringida completamente al interior del depocentro volcánico. Por ello este estadio es considerado como integrante del segundo colapso riolítico. Por último, la sucesión completa es intruida por un conjunto de domos de lava, lavas, fisuras eruptivas y diques, de desarrollo local y regional (7-E.E). (Tabla 11).

Código	Litofacies	Origen	Estadio Eruptivo
(BrTmR) (RaB) (Rabf) (Rpm)	Brechas tobáceas masivas de composición riolítica. Riolita africa brechosa. Riolita africa con bandeado de flujo. Riolita porfíricas masiva.	Depósitos de flujos de bloques y cenizas. Domos de lava, lavas o fisuras eruptivas. Domos de lava, lavas o fisuras eruptivas. Domos de lava, lavas o fisuras eruptivas.	7-E.E
(BrLmR) (TLmR) (Te//R)	Brechas líticas masivas de composición riolítica Tobas lapillíticas masivas de composición riolítica. Tobas con estratificación paralela de composición riolítica.	"Lag-breccias" Depósitos de flujos piroclásticos densos. Depósitos de flujos piroclásticos diluidos.	6-E.E
(Dpm)	Dacitas porfíricas masivas.	Lavas o domos de lava.	5-E.E.
(TLmeD)	Tobas lapillíticas eutaxíticas masivas de composición dacíticas.	Depósitos de flujos piroclásticos densos.	4-E.E.
(Apm)	Andesitas porfíricas masivas.	Lavas o domos de lava.	3-E.E
(Rpm)	Riolita porfírica masiva.	Lavas o domos de lava.	2-E.E
(IsIR) (Rmm)	Ignimbrita símil lava de composición riolítica. Riolita masiva microgranular.	Depósitos de flujos piroclásticos densos. Cámara magmática superficial?	1-E.E.

Tabla 11. Organización de estadios eruptivos en el área de Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida

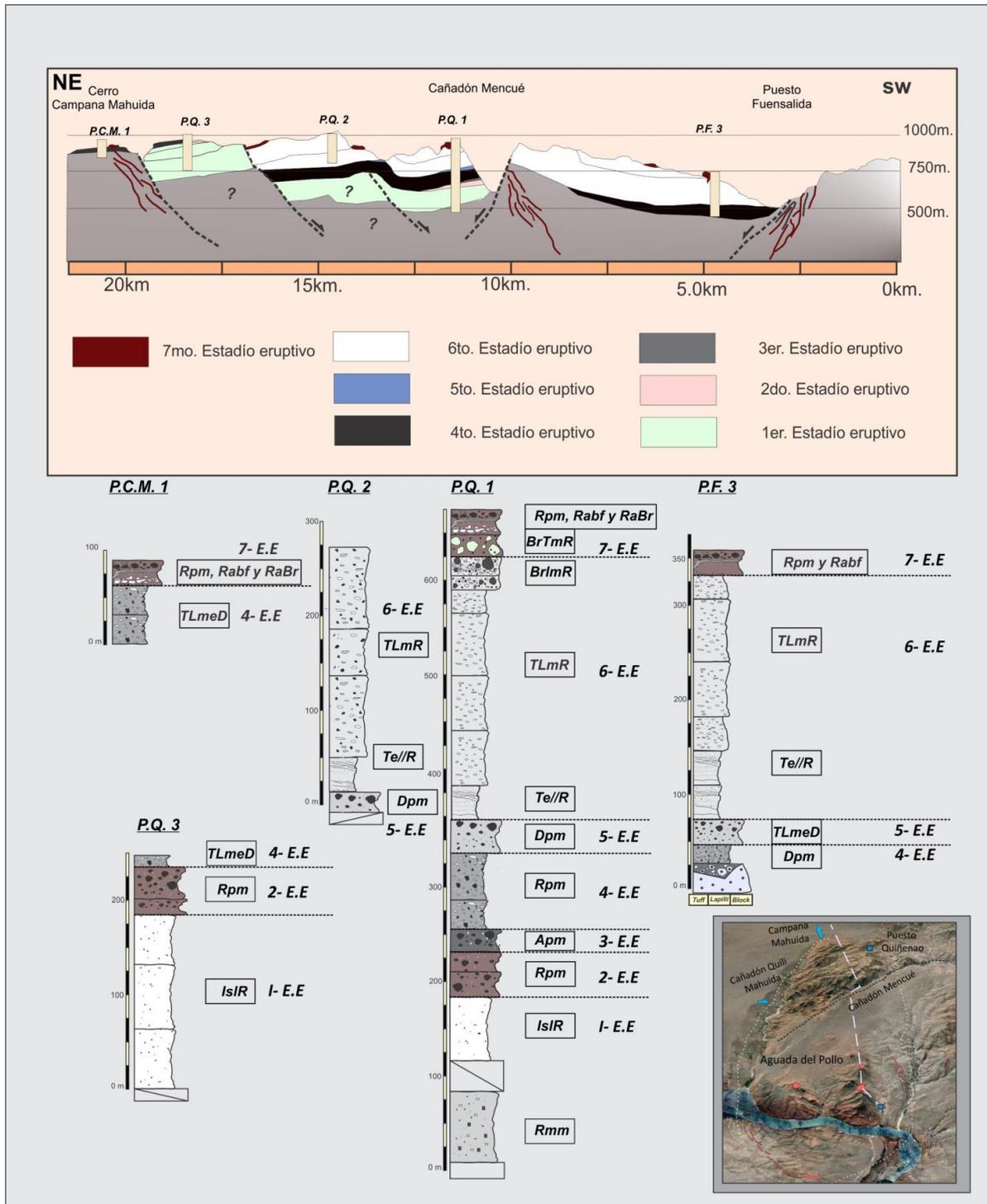


Figura 49. Correlación de perfiles del área Puesto Quiñenaó-Puesto Fuensalida, y definición de estadios eruptivos (E.E.).

Los siete estadios eruptivos pueden ser reconocidos en la zona lindante al Cañadón Mencué, mientras que sólo los cuatro estadios superiores han sido reconocidos en la zonade Puesto

Fuensialida. Esta característica marca una asimetría en el desarrollo geológico de ambas zonas (Fig. 50). A continuación se expondrán las principales características de dichos estadios así como su relación con los bordes estructurales y topográficos de los depocentros.

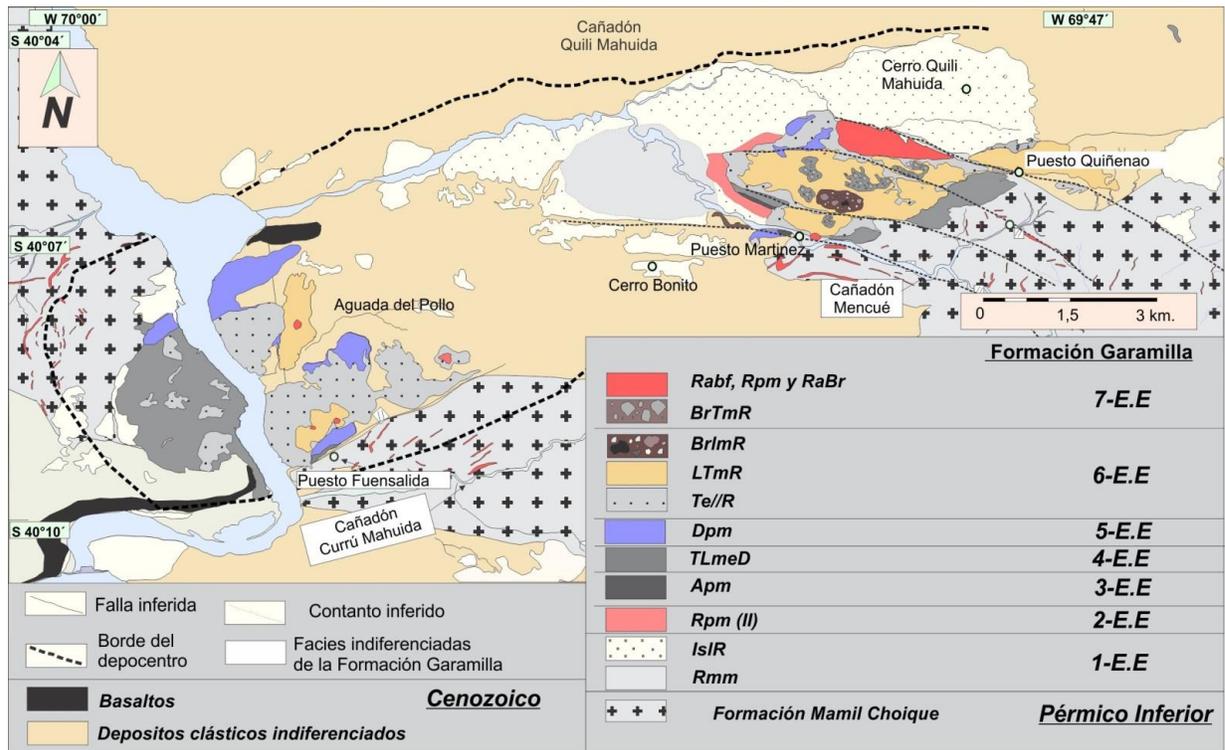


Figura 50. Mapa geológico del área Puesto Quiñenao-Puesto Fuensialida.

4.1.2.1. Colapso inicial y apertura del conducto? (1-E.E).

Como fue mencionado anteriormente, el primer estadio eruptivo está representado por una espesa sucesión de *IsIR*, la que se distribuye enteramente dentro del depocentro volcánico, sin encontrarse afloramientos de la misma por afuera de sus límites. Se define principalmente por estratos de origen ignimbríticos sin discordancias internas y marcadamente homogéneos, que apoyan discordantemente sobre las litofacies granodioríticas de la Formación Mamil Choique. Presenta un espesor algo variable, alcanzando un mayor desarrollo en el bloque norte observado en cercanías al Cerro Quili Mahuida.

Presentan un fuerte control estructural y tectónico sin y post depositacionales. Dicho control

es ejercido tanto por las estructuras que conforman el borde topográfico del depocentro (cañadones Quili Mahuida y Mengué) como por las fallas internas del mismo, las cuales tienen amplias injerencias en la distribución de las litofacies, así como los abruptos pasajes entre las mismas. Estas últimas se consideran vinculadas a eventos o colapsos posteriores del sistema. La presencia de espesas sucesiones de ignimbritas símil-lavas como precursoras o asociadas a sistemas de colapso ha sido previamente reportada por Bachman et al., (1999) y Smith y Cole, (1996).

El 1-E.E. representa depósitos de corrientes piroclásticas densas depositadas en múltiples episodios dentro de un intervalo temporal acotado. Estos registros preservaron durante su depositación o fueron sometidos a elevadas temperaturas de confinamiento, sufriendo un intenso soldamiento sin o post depositacionales. Dicha desvitrificación de alta temperatura a la que fueron sometidos estos depósitos, puede identificarse en la textura que caracteriza a la litofacies. En el esquema elaborado por McArthur et al., (1998) de la toba ordovícica de Garth, (sur de Gales), esta litofacies puede ser paralelizada con las facies 6, facies equigranular microcristalina a criptocristalina, reconocida en los sectores medios a distales del flujo ignimbrítico modelo.

La *Rmm*, por otro lado, presenta un origen complejo, siendo dificultosa su inclusión dentro de los distintos estadios eruptivos. Esta facies presenta características morfológicas y texturales que permiten asociarla a diferentes niveles de emplazamiento en los sistemas volcánicos. Se caracteriza por un cuerpo masivo de marcada forma subcircular y más de 1 km² de superficie el cual presenta un desarrollo importante de texturas microgranulares así como texturas de micrográficas de cristalización eutéctica. Estas últimas se pueden interpretar en términos de desarrollo de condiciones de granitización parcial descriptos para las facies proximales (facies 1: facies equigranulares cristalinas gruesas a medias) del modelo de ignimbritas de alto grado (Mc Arthur et al., (1998)). También puede considerarse un origen vinculado con los sectores superficiales de los sistemas intrusivos, donde el desarrollo de un cuerpo con las características anteriormente citadas, podría representar la porción externa de una cámara magmática somera.

En calderas profundamente erodadas pueden estar expuestos los registros litológicos de cámaras magmáticas, como porciones solidificadas de plutones o batolitos (Lipman, 1987). Tales plutones se emplazan comúnmente a escasos kilómetros de la superficie. La interpretación de los datos sísmicos ha permitido deducir la presencia de una cámara magmática a profundidades cercanas a 2 kilómetros en la Caldera de Yellowstone, Wyoming (Eaton et al. 1975; Lehman et al. 1982; Iyer 1984; Smith y Braille 1994). La acumulación de magmas ácidos de baja densidad dentro de una cámara poco profunda, genera un aumento sustancial de los esfuerzos superficiales, los cuales pueden ser importantes en la iniciación de las estructuras de colapso.

4.1.2.2 *Lavas riolíticas de desarrollo interno (2-E.E.).*

El segundo estadio eruptivo se encuentra restringido a la porción interna y se dispone entre los bordes topográficos del depocentro Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida. Su distribución se limita a la parte central donde alcanza espesores cercanos a los 70 m y se apoya en forma paraconcordante sobre las litofacies del estadio previo. Presenta un moderado control estructural de tipo post depositacional. Dicho control es ejercido por fallas intra-cuencas que afectan la porción norte de los afloramientos. Las estructuras mencionadas usualmente separan los distintos bloques del depocentro. En ocasiones varían moderadamente el espesor en magnitudes del orden de decenas de metros y muestra una estrecha vinculación en los perfiles con el estadio previamente descrito.

Su tamaño regular y morfología subcircular permiten considerarlo como coladas riolíticas o *mesa lavas* (Cas and Wright, 1987), con predominio casi exclusivo de las facies coherentes, por lo que generalmente se expresan como cuerpos masivos, y es interpretado como una etapa efusiva desarrollada posteriormente al colapso inicial del depocentro.

4.1.2.3 Lavas andesíticas condicionadas estructuralmente (3-E.E.).

Este conjunto de lavas involucra rocas composiciones primordialmente andesítica (*Apm*) y definen solo dos afloramientos de dimensiones reducidas localizados en la zona interna del Cañadón Mengué. De este modo la distribución del estadio se considera íntimamente relacionada a tal estructura. La efusión de lavas andesíticas estructuralmente controladas es una característica común de etapas previas al colapso de las depresiones volcánicas (Lipman et al. 1984).

Un cambio de composición de riolitas a andesitas (Fig. 51) hace referencia a la participación de un nuevo magma dentro del sistema, proveniente de un reservorio magmático ubicado a mayor profundidad. La participación de cámaras magmáticas emplazadas a distintos niveles corticales es una característica citada para las unidades Precuyanas correlacionables de la Cuenca Neuquina (D'Elia et al., 2011). Sin embargo, el limitado desarrollo de este estadio, inhibe el desarrollo de interpretaciones más completas.

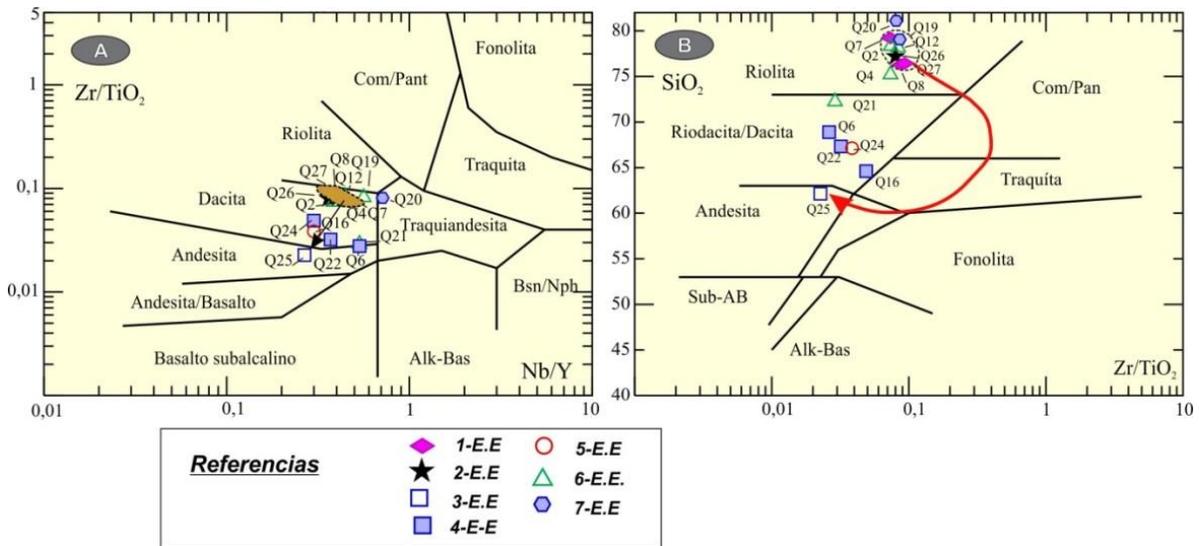


Figura 51. Diagramas de Winchester y Floyd, 1986, mostrando la variación composicional entre los estadios volcánicos iniciales y el 3-E.E.

4.1.2.4 Evento eruptivo dacítico no condicionado estructuralmente (4-E.E).

El 4-E.E. no presenta un control estructural en su distribución por lo que sus afloramientos se extienden más allá de los límites topográficos y/o estructurales del depocentro. Sus afloramientos localizados en inmediaciones al Puesto Quiñenaó muestran un discreto desplazamiento post-depositacional. Su espesor varía ligeramente a lo largo de los distintos afloramientos en magnitudes de orden de algunos metros

La distribución del evento muestra una marcada diferencia respecto de aquellos previamente descritos, dado que aflora en la zona aledaña al Puesto Fuensalida y Aguada del Pollo, en el extremo oeste, prolongándose en la zona del Cañadón Mencué en la zona central del área, hasta la zona de Campana Mahuida en el extremo NE.

En escasos afloramientos ha sido reconocida una gradación inversa de fragmentos líticos junto a una gradación normal respecto de los fragmentos juveniles. Estas características permiten considerar la existencia de un período de disminución de la intensidad de la corriente piroclástica, generado por la presencia de un fenómeno altamente inestable (corta duración) (Branney y Kokelaar, 2002).

Una corriente piroclástica altamente inestable puede ser formada por el colapso de un domo de lava o bien por efecto de explosiones de descompresión lateral. El emplazamiento de domos de lava y cuerpos subvolcánicos podría crear el aumento de la presión en la cámara magmática (Cas y Wright, 1987) y sería la opción más plausible para justificar la formación de estas características. Sin embargo, en general la gradación normal de fragmentos líticos es una característica ocasional.

4.1.2.5 Flujos o domos de lava dacíticos de desarrollo interno y periférico (5-E.E).

Posteriormente al 4-E.E se desarrolla un periodo de intensa actividad efusiva. Este periodo o evento eruptivo está caracterizado por el desarrollo de flujos de lavas homogéneos de composición

dacítica, las que pueden interpretarse en ambos casos como una despresurización del sistema magmático. Los registros individualizados muestran una distribución vinculada a los bordes del depocentro, como por ejemplo los afloramientos del Puesto Fuensalida y de la desembocadura del arroyo Quili Mahuida, así como a la porción interna del mismo (afloramientos de la zona de Aguada del Pollo y otros). Estas características indicarían la participación de varios conductos o fisuras durante este estadio.

4.1.2.1.6. *Segundo colapso riolítico (6-E.E.).*

La distribución del presente estadio de colapso en comparación con aquel inicialmente descrito, sugiere la ocurrencia de cambios topográficos inducidos tectónicamente en la zona, evidenciados por fallamiento diferencial de bloques. La distribución de los afloramientos y ubicación de facies proximales (brechas proximales o “lag Breccias”) constituye una fuerte evidencia de un episodio de colapso del depocentro asociado a una importante actividad piroclástica en el estadio.

La posición y características del borde estructural del depocentro habrían sido modificadas por el evento eruptivo, evidenciado en la distribución de las litofacies, la presencia de bordes topográficos claramente asociados con algunos de los depósitos proximales, y la variación en espesor desde la zona interna (Cañadón Mengué) a la zona externa ubicada hacia el este del Puesto Quiñena. De esta manera, el área de acomodación parece trasladarse hacia la porción central del depocentro, donde alcanza espesores cercanos a los 270 m

El episodio configura gran parte de las estructuras del depocentro. Una característica observable es la preservación de una estructura dómica localizada inmediatamente al norte del Cañadón Mengué. La misma puede ser considerada como una estructura remanente de resurgencia. Las diferencias topográficas observadas entre el piso del depocentro volcánico respecto de los

límites de la fosa marginal del depocentro, sugieren un levantamiento de al menos 150 m del bloque interno (Fig.52).

4.1.2.1.7 *Flujos y domos de lavas inducidos por fisuras locales y regionales (7-E.E.).*

Poco después al segundo colapso generado por el 6-E.E, se registra un intenso período de actividad efusiva (7-E.E), que se distribuye tanto en la porción interna del depocentro, así como regionalmente, excediendo los límites del mismo. Dicho estadio está representado por cuerpos redondeados y tabulares, de dimensiones variables que conforman domos y flujos de lava relacionados a fracturas, así como fisuras eruptivas en las porciones externas del sistema. Dicho estadio marca la finalización del ciclo volcánico en la zona de estudio.

El desarrollo de este evento aprovecha la estructuración previamente establecida, que utiliza como vía de acceso a los sectores superficiales. Por este motivo pueden considerarse como marcadores de estructuras de fallas en zonas aledañas a su distribución. Ocasionalmente, las lavas y los domos de lava colapsan en las porciones internas del sistema originando depósitos de avalanchas volcánicas.

En los afloramientos lindantes al Puesto Fuensalida es posible reconocer el alineamiento de domos de riolitas de formas abudadas, desarrollados por encima de las sucesiones piroclásticas, mientras que en la porción externa o piso estructural del depocentro se observa una parte del sistema circunferencial de fisuras. Ambos conjuntos muestran arreglos subparalelos (Fig. 52).

Una distribución vinculada con los esfuerzos de extensión regional puede observarse en inmediaciones al Cañadón Mengué, donde las fisuras eruptivas se distribuyen en patrones complejos, incluyendo las orientaciones paralelas al mismo. Este sistema de fisuras se extiende más allá de los límites del depocentro. La información anteriormente expuesta es sintetizada en la Tabla 12.

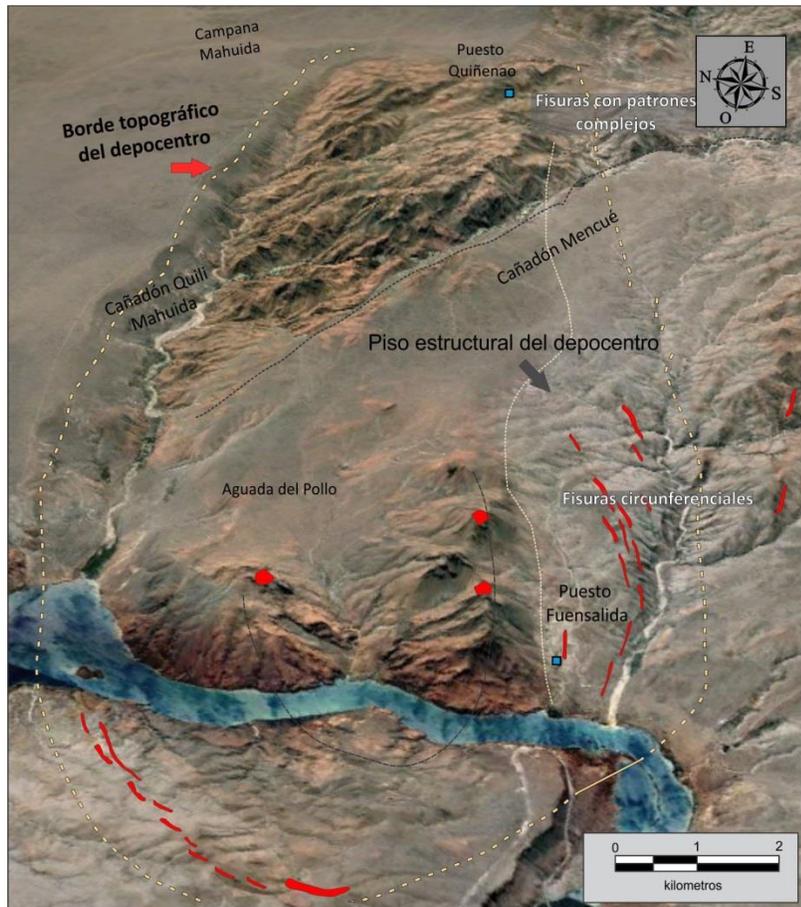


Figura 52. Características generales del 7-E.E, depocentro de Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida.

Código	Origen	Estadio Eruptivo
(BrTmR)	Depósitos de flujos de bloques y cenizas.	Flujos y domos de lava inducidos por fisuras locales y regionales (7-E.E.).
(RaB)	Domos de lava, lavas o fisuras eruptivas.	
(Rabf)	Domos de lava, lavas o fisuras eruptivas.	
(Rpm)	Domos de lava, lavas o fisuras eruptivas.	
(BrLmR)	"Lag-breccias"	Segundo colapso riolítico (6-E.E.).
(TLmR)	Depósitos de flujos piroclásticos densos.	
(Te//R)	Depósitos de flujos piroclásticos diluidos.	
(Dpm)	Lavas o domos de lava.	Flujos o domos de lava dacíticos de desarrollo interno y periférico (5-E.E.).
(TLmeD)	Depósitos de flujos piroclásticos densos.	Evento eruptivo dacítico no condicionado estructuralmente (4-E.E.).

(Apm)	Lavas o domos de lava.	<i>Lavas andesíticas condicionadas estructuralmente(3-E.E.).</i>
(Rpm)	Lavas o domos de lava.	<i>Lavas riolíticas de desarrollo interno (2-E.E.).</i>
(IsIR)	Depósitos de flujos piroclásticos densos.	<i>Colapso inicial y apertura del conducto? (1-E.E.).</i>

Tabla 12. Interpretación de Estadíos eruptivos y relación con los depósitos volcánicos.

4.1.3 Organización de los Estadío eruptivos y evolución geológica del área Cerro Carro Quebrado Cerro Catri Cura.

A grandes rasgos, el depocentro Cerro Carro Quebrado Cerro Catri Cura se encuentra relleno por litofacies de índole volcano-piroclástica. Los primeros registros individualizados corresponden a lavas andesíticas, las que aparecen como un discreto afloramiento en la porción sur. Estos depósitos constituyen la primera actividad volcánica registrada y son por tanto definidos como el primer estadío eruptivo (1-E.E.), (Fig.53).

La actividad volcánica prosigue con el desarrollo y acumulación de un evento piroclástico dacítico (2-E.E.) registrado en la zona marginal y central del área, el cual es continuado por una intensa actividad piroclástica riolítica (3-E.E.), ambos interpretados en términos de colapsos en el sistema volcánico. Por último, la sucesión es intruida por un conjunto de domos de lava, lavas y fisuras eruptivas, de desarrollo local y que se prolongan más allá de los límites de los afloramientos volcánicos, presentando una distribución regional (4-E.E.). (Tabla 13). La distribución de los estadíos eruptivos en la zona Cerro Carro Quebrado- Cerro Catri Cura se expone en la figura 54, junto con las principales características estructurales del área.

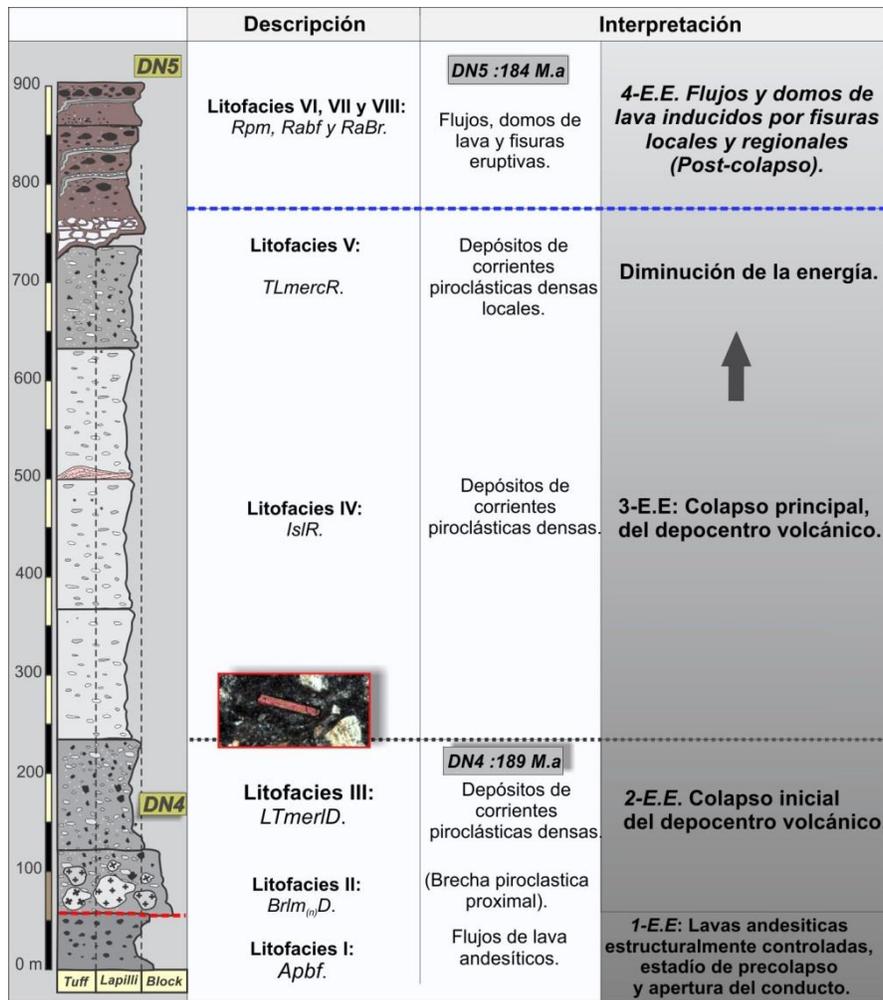


Figura 53. Perfil general y definición de estadios eruptivos en la zona del Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura.

Código	Litofacies	Origen	Estadios Eruptivos
<i>Rpm, Rabf y RaBr</i>	Riolita afírica brechosa. Riolita afírica con bandeado de flujo. Riolita porfíricas masiva.	Domos de lava, lavas o fisuras eruptivas.	4-E.E.
<i>IsIR, TLmercR</i>	Ignimbritas símil lava de composición riolítica y tobas lapillíticas masivas eutaxíticas ricas en cristales y de composición riolítica.	Depósitos de flujos piroclásticos riolíticos	3-E.E.
<i>Brlm(n)D, LTmerID</i>	Brechas líticas masivas con gradación normal de composición dacítica y tobas lapillíticas masivas eutaxíticas ricas en fragmentos líticos y composición dacítica.	Depósitos de flujos piroclásticos dacíticos.	2-E.E.
<i>Apbf</i>	Andesitas porfíricas con bandeado de flujo	Coladas andesíticas	1-E.E.

Tabla 12. Organización de estadios eruptivos en el área Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura.

4.1.3.1 *Lavas andesíticas, estructuralmente controladas, estadio de pre-colapso y apertura del conducto (1-E.E.).*

El estadio inicial está representado por lavas andesíticas que se desarrollaron principalmente en la zona sur del área directamente sobre la Formación Mamil Choique, siendo a su vez cubiertas por el 2-E.E (*Brlm_(n)D*). Su desarrollo marca la primera actividad volcánica del sistema por lo que es considerado como un evento de apertura de conducto, inmediatamente anterior al estadio de colapso del depocentro volcánico representado por el 2-E.E. Sus afloramientos son escasos y se encuentra relacionado a la zona marginal del depocentro (Fig. 53).

4.1.3.2 *Colapso inicial del depocentro volcánico (2-E.E).*

El comienzo del estadio eruptivo está caracterizado por una brecha lítica masiva basal (Fig. 52). El restringido desarrollo de estos depósitos de colapso se considera relacionado a un fuerte control topográfico. Se interpreta como el producto de la erupción explosiva a través de las rocas preexistentes. La homogeneidad de la roca de caja subyacente da a este evento una composición cuasi monolitológica como es indicado en el dominio de los fragmentos líticos, mayormente graníticos en las *Brlm_(n)D*.

El evento exhibe una distribución asimétrica en media luna, encontrándose principalmente representado en la porción sureste de la zona Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura (Fig. 54). Esta característica es interpretada como una tasa diferencial de subsidencia dado que en el borde norte y oeste, estos depósitos no han sido registrados.

La apertura progresiva del conducto volcánico está representada por un cambio en el tamaño, concentración, y composición de los fragmentos líticos de las litofacies involucradas. Estos varían desde exclusivamente graníticos, accesorios y mayores a 6cm en su porción inferior, a progresivamente dacíticos, congénitos y lapillíticos, como ha sido mencionado precedentemente.

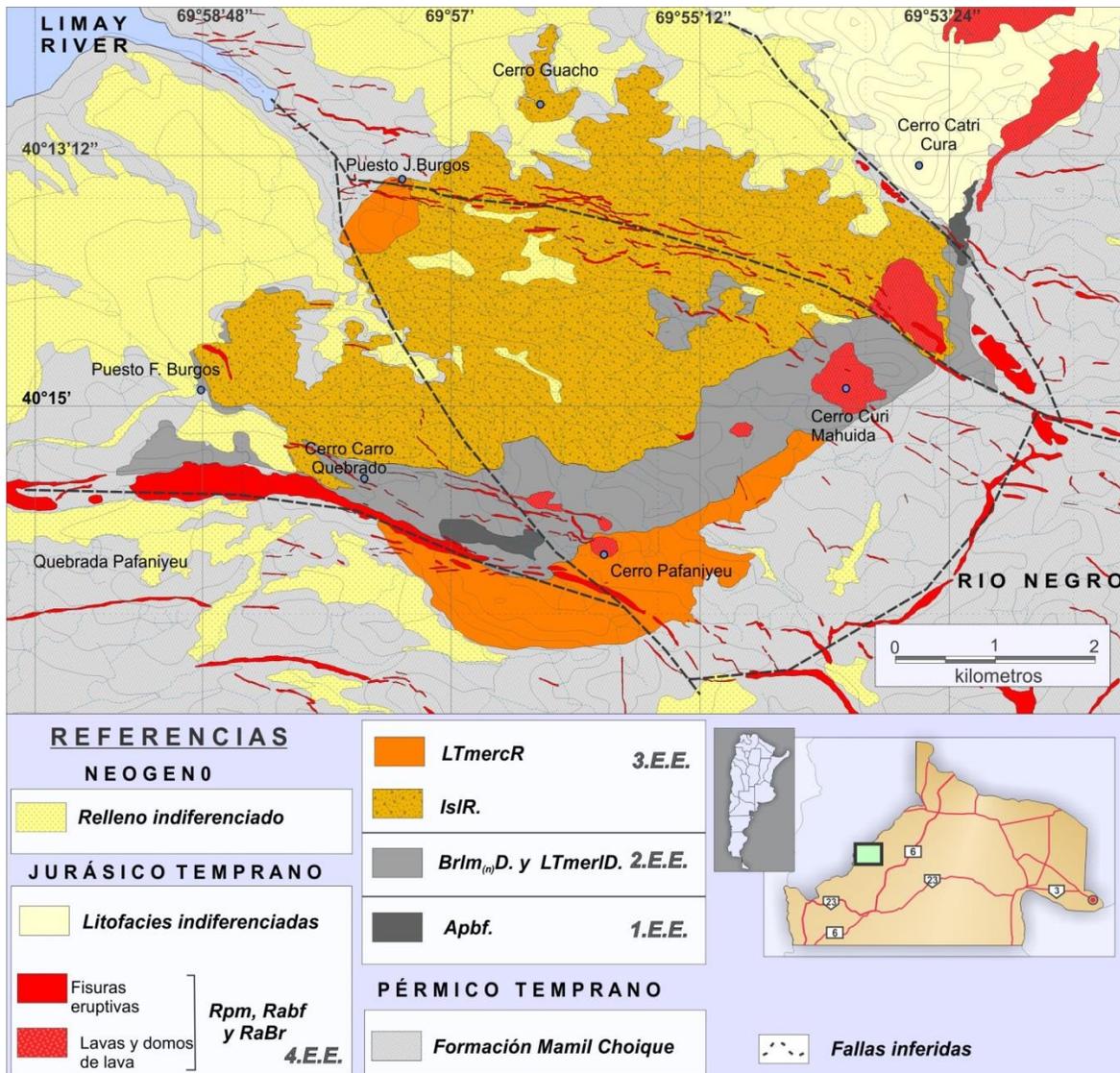


Figura 54. Mapa geológico del área Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura.

Otra característica a considerar es la marcada gradación normal registrada para este estadio eruptivo. La misma puede ser interpretada como producto de la depositación de un flujo de energía que pierde rápidamente competencia. La apertura progresiva del conducto o la disminución en el contenido de volátiles puede relacionarse con la pérdida de competencia de la corriente piroclástica (Branney y Kokelar, 2002). Esta etapa puede ser considerada, en términos generales, como debida a la expansión del conducto y el colapso inicial del sistema volcánico.

4.1.3.3 Colapso principal del depocentro volcánico (3-E.E.)

Esta etapa corresponde a las litofacies IV y V (*IslR* y *TLmercR*), y su gran desarrollo y potencia implican un aumento en la velocidad de descarga del magma. Está representada por múltiples erupciones de depósitos de flujos piroclásticos densos. El tercer estadio eruptivo muestra el mayor volumen y la distribución lateral, y es considerado el principal relleno del depocentro volcánico (Fig. 54).

La disposición vertical de esta unidad piroclástica sugiere una erupción asociada a múltiples descargas, las que parecen haber progresado desde el SE del depocentro. En la zona marginal del área puede reconocerse una inconformidad angular entre este estadio y el previo, tal como se indica en el apartado 3.1.2.2 y se representa en la figura 27 E. Esta condición es indicativa del desarrollo de una subsidencia tectónica previa al 3-E.E. Un aumento gradual en el contenido de la sílice en el magma inicial andesítico y sugiere que no han sido añadidos nuevos magmas riolíticos al sistema inicialmente formado.

El depocentro ha sido rellenado en un tiempo relativamente corto, lo que indica una rápida subsidencia y estabilización del sistema volcánico, característica que puede explicarse en términos de colapso y efusividad post-colapso. Posteriormente a la fase inicial del estadio representado por las *IslR* de marcado desarrollo hay evidencia de una fase piroclástica que marca una disminución de la actividad volcánica. Esta se conserva como pequeños volúmenes de tobas lapillíticas eutaxíticas (litofacies V) que se disponen en contacto normal sobre las litofacies previas y se ubican en los márgenes del depocentro volcánico (Fig. 54 y 55).

De esta manera, el estadio eruptivo puede dividirse en un pulso inicial, más volumétrico y de mayor grado, y un impulso final, con menos relevancia y desarrollo que el primero. El pulso inicial está mejor representado en la zona central del depocentro volcánico. Las características de campo y microscópicas que permiten distinguir ambas fases del estadio son: (1) contacto neto y reconocible entre ambos pulsos, (2) texturas eutaxíticas mesoscópicas en el segundo pulso, y (3) su

distribución, el primer pulso ocupa el área central, mientras que el segundo aparece sobre todo en los márgenes del volcánico sistema.

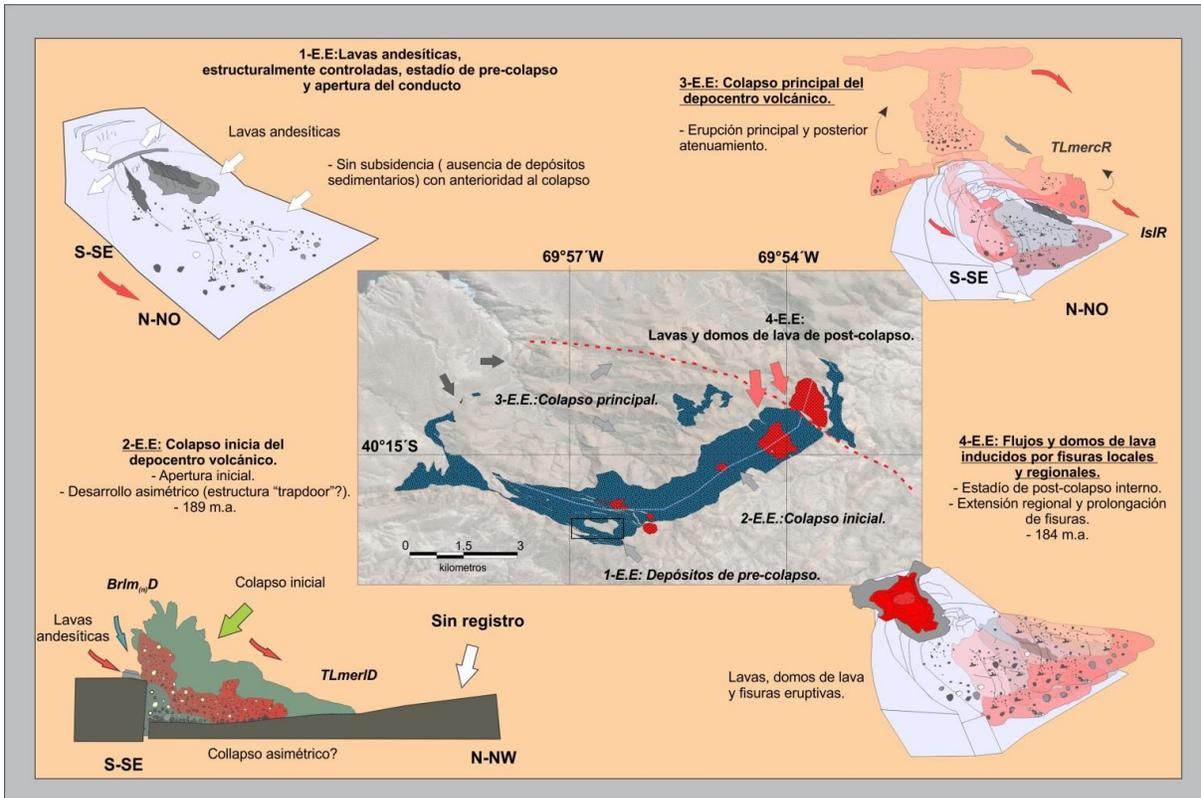


Figura 55. Evolución de los estadios eruptivos desarrollados en el depocentro de Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura.

4.1.3.4 Flujos y domos de lava inducidos por fisuras locales y regionales (4-E.E.).

El estadio está representada por litofacies VI, VII y VIII (Rpm, Rabf y RaBr) descritas en el capítulo previo. Estas forman un importante evento efusivo conformado por flujos de lava, domos de lava y fisuras eruptivas (Fig.56 A y B). Los domos de lava presentan una distribución sub-circular en la porción sureste del área Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura. Esta característica es considerada como evidencia de una fractura subcircular desarrollada en dicho sector. La ubicación del 4-E.E, observable en la figura. 56 C, es coincidente con la distribución de segundo estadio, representante de la etapa inicial de colapso.

Debido a que estas rocas son predominantemente efusivas y ocurren posteriormente al hundimiento o colapso del sistema volcánico, se considera que las mismas han sido eruptadas en el post-colapso, por efecto de la despresurización de la cámara magmática. La ausencia de depósitos de colapsos o avalanchas volcánicas asociados a los cuerpos antes mencionados, permite inferir un crecimiento endógeno para los mismos.

Por otro lado, las fisuras eruptivas se encuentran formadas por cuerpos tabulares que contrastan parcialmente con los anteriormente citados. Estos presentan composiciones predominantemente riolíticas y patrones geoquímicos que permiten incluirlos en la Formación Garamilla. Su distribución geográfica supera ampliamente los afloramientos de la sucesión piroclástica, lo que indica que el desarrollo del estadio podría haber sido promovido parcialmente por estructuras previas desarrolladas sobre la roca de caja. Tales estructuras podrían haberse vinculado casi inmediatamente después a una extensión generalizada a nivel regional.

La cuasi simultaneidad temporal entre los depósitos de post-colapso (lavas y domos de lava) y aquellos representantes de fisuras eruptivas, se infiere a partir de las relaciones de campo expuestas en la figura 56 D, donde puede observarse una marcada alineación entre domos de lava y fisuras eruptivas. Conjuntamente estos muestran relaciones de lateralidad, siendo solo diferenciados a partir de un cambio morfológico.

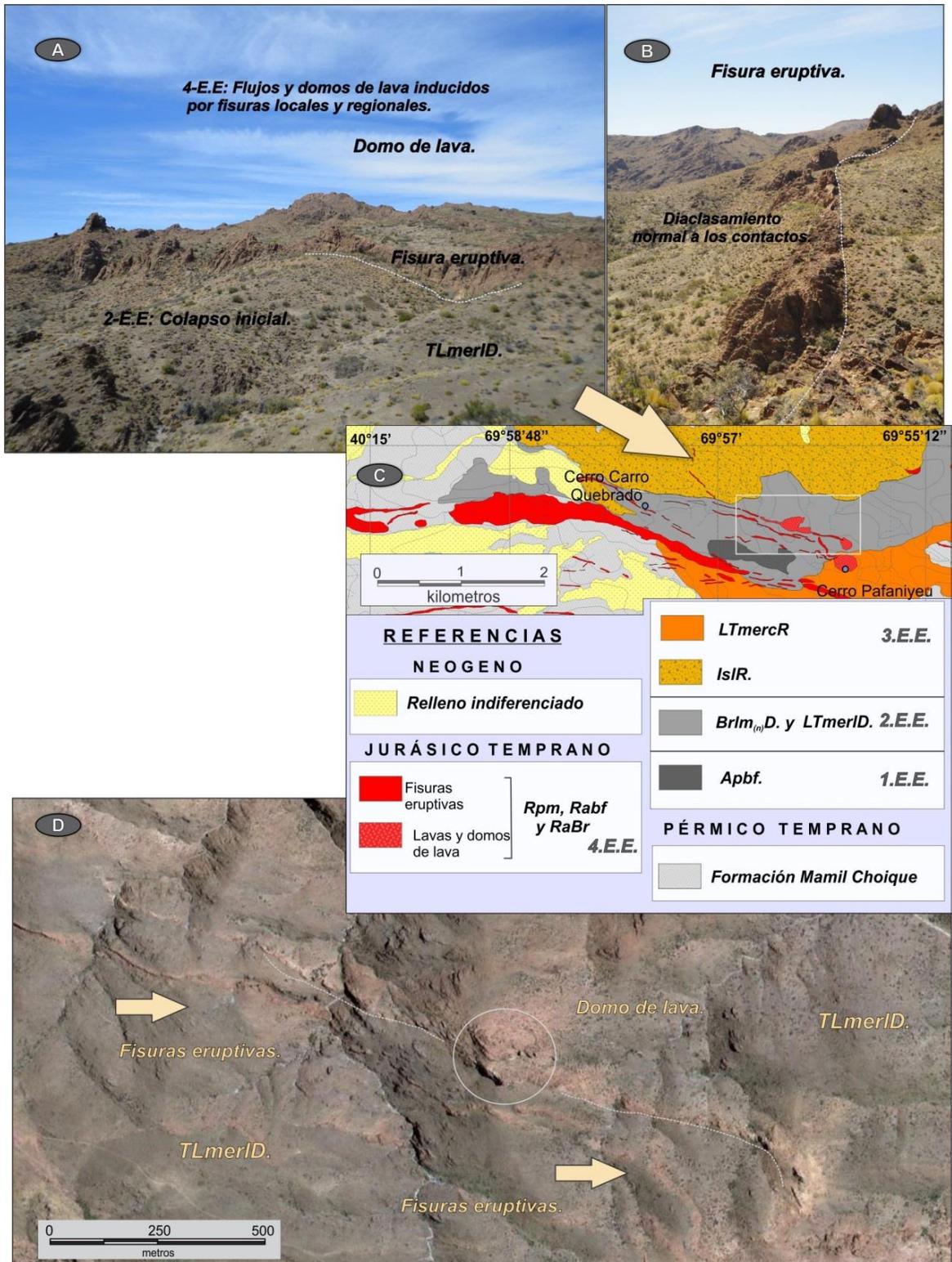


Figura 56. A) y B) Afloramientos de domos de lava y fisuras eruptivas, área de Cerro Carro Quebrado- Cerro Catri Cura. C) y D) relación entre domos de lava y fisuras eruptivas, área de Cerro Carro Quebrado- Cerro Catri Cura.

Por otro lado, cabe destacar que el complejo de fisuras eruptivas desarrollado en este sector muestra en su prolongación regional un arreglo pseudoparalelo y en-echelón, constituido por tres sistemas, tal como fue descrito en el capítulo previo. Este tipo de arreglos son usualmente mencionados a fin de explicar los patrones de esfuerzos regionales para las zonas de rifting, tales como Islandia, África Oriental, y Nueva Zelanda (Walker, 1999), donde los sistemas volcánicos se desarrollan en contextos regionales asociados a plumas de manto y rifting continental (Corti, 2012).

Código	Origen	Estadio Eruptivo
(BrTmR)	Depósitos de flujos de bloques y cenizas.	<i>Flujos y domos de lava inducidos por fisuras locales y regionales (4-E.E.).</i>
(RaB)	Domos de lava, lavas o fisuras eruptivas.	
(Rabf)	Domos de lava, lavas o fisuras eruptivas.	
(Rpm)	Domos de lava, lavas o fisuras eruptivas.	
(TLmercR)	<i>Depósitos de flujos piroclásticos densos.</i>	<i>Colapso principal del depocentro volcánico (3-E.E.).</i>
(ISIR)	Depósitos de flujos piroclásticos densos.	
(TLmerID)	Depósitos de flujos piroclásticos densos.	<i>Colapso inicial del depocentro volcánico(2-E.E.).</i>
(Brlm _(n) D)	Brechas piroclásticas proximales.	
(Apbf)	Lavas o domos de lava de composición andesítica.	<i>Lavas andesíticas, estructuralmente controladas, estadio de pre-colapso y apertura del conducto(1-E.E.).</i>

Tabla 13. Eventos eruptivos registrados en la zona Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura.

4.1.4 Correlación de las sucesiones volcánicas expuestas en los depocentros Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida y Cerro Carro Quebrado- Cerro Catri Cura.

El análisis realizado sobre el relleno de ambos depocentros volcánicos y la interpretación de los diversos estadios eruptivos permiten elaborar una correlación estratigráfica, permitiendo diferenciar cuales estadios presentan una paralelización en ambas zonas. La figura 57 muestra la correlación entre los perfiles compuestos de ambas áreas, donde se unificaron las secciones identificadas para los depocentros de Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida y Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura.

El inicio de la actividad volcánica en ambos sectores presenta marcadas diferencias depositacionales y composicionales, siendo de carácter efusivo y composición andesítica en la zona del Puesto Quiñenao y de carácter piroclástico y riolítico en la otra zona. Sin embargo, ambos sectores presentan estadios eruptivos asociados a sistemas de colapso, caracterizados por espesas sucesiones piroclásticas, estructuralmente limitadas y con preservación de facies ignimbríticas proximales (Brechas líticas masivas).

Estos estadios piroclásticos estructuralmente controlados, (2-E.E. y 3-E.E.) y (1-E.E. y 6-E.E.) en las áreas de Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura y Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida respectivamente, muestran diferencias composicionales, texturales y litofaciales, propias de los condicionantes geológicos de cada depocentro, descritos con anterioridad. Los estudios geocronológicos desarrollados sobre las litofacias de 2-E.E. y 4-E.E. (DN4 y Q16, respectivamente) marcan una edad pliensbachiana, consistente para el desarrollo de ambos sistemas eruptivos, presentando una diferencia temporal de 2 Ma entre ambos depocentros.

Por último, los flujos y domos de lava registrados en ambos sectores son considerados como el estadio final en la evolución volcano-tectónica de ambas sucesiones. Una determinación geocronológica realizada sobre una fisura eruptiva perteneciente al mencionado estadio (4-E.E.) (DN5) en la zona del Cerro Carro Quebrado - Cerro Catri Cura, arrojando una edad de 184 Ma. De este modo, es posible considerar una edad equivalente para los domos y fisuras eruptivas correlacionables del área Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida (7-E.E.). Una edad similar puede ser extrapolada para los complejos de fisuras eruptivas distribuidos regionalmente, pudiendo ser considerada como la última fase de extensión.

De esta manera la extensión temporal de las secuencias dispuestas en ambos sectores pueden ser parcialmente acotadas a partir de las determinaciones geocronológicas efectuadas en conjunto. Estas últimas, son consistentes con un intervalo comprendido entre los 189 Ma y 184 Ma limitando la actividad volcánica al Jurásico Inferior, particularmente a la edad pliensbachiana (Carta cronoestratigráfica internacional, 2013).

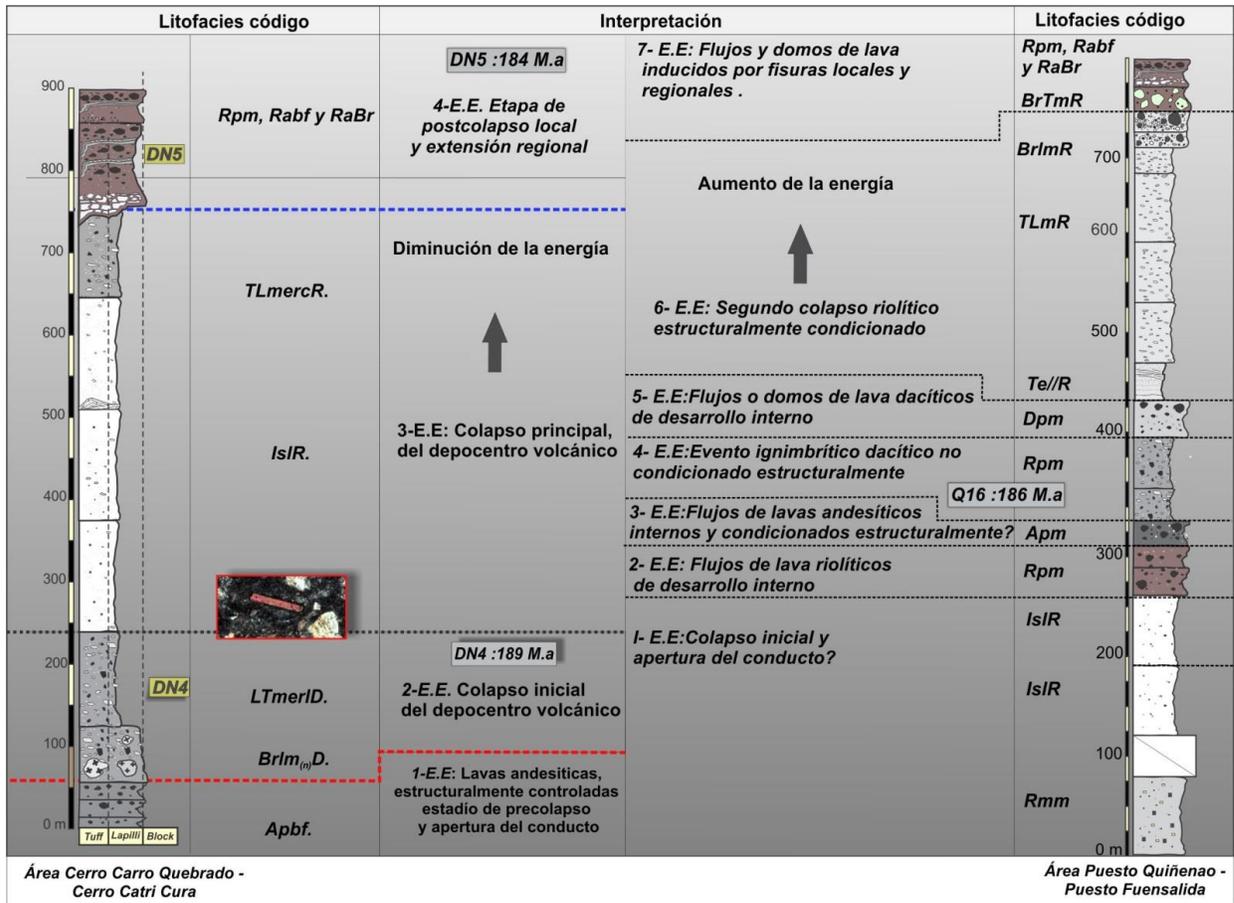


Figura 57. Correlación de los perfiles geológicos de ambos depocentros volcánicos.

4.2 DISEÑO Y CARACTERÍSTICAS DE LOS DEPOCENTROS VOLCÁNICOS. INTERPRETACIÓN DE SISTEMAS DE CALDERA.

Las clasificaciones de los distintos sistemas volcánicos se basan en las características geomorfológicas, sus orígenes constructivo o erosivos, su génesis (monogénesis vs poligénesis), tipos de actividad y el volumen de magma o material eruptado (Thouret, 1999). De este modo los depósitos analizados pueden estar genéticamente vinculados a diversos aparatos volcánicos, como conos de escoria, maares, estratovolcanes, volcanes en escudo, depresiones volcano-tectónicas, calderas, etc. de acuerdo a las relaciones anteriormente mencionadas.

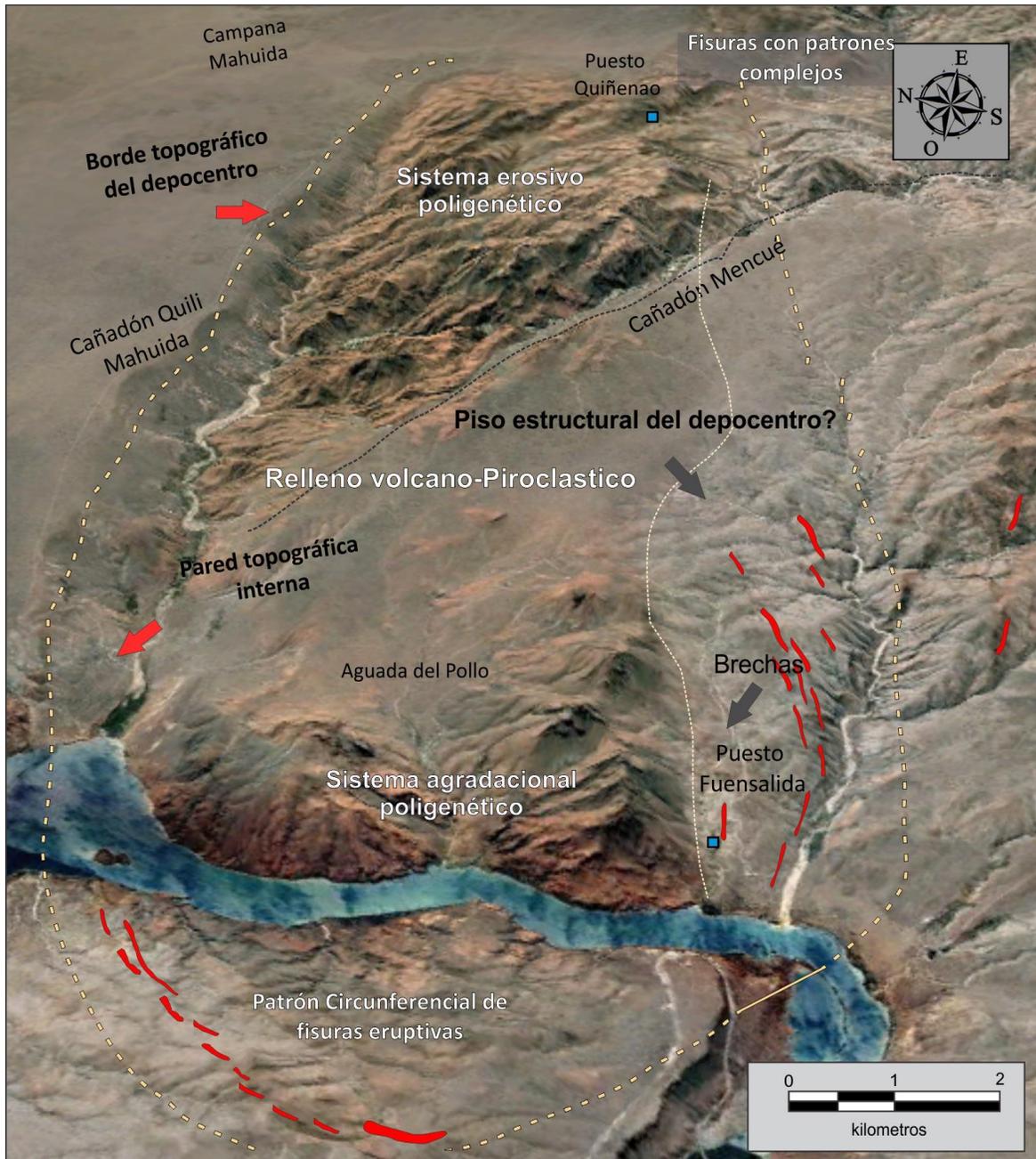


Figura 58. Características morfo-estructurales del depocentro Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida.

Las características morfológicas permiten realizar una primera caracterización de los depocentros volcánicos Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida y Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura en base a su origen poligenético, su extensión y sus características agradacionales o erosivas. Dentro de tales características han sido reconocidos algunos de los principales elementos

morfológicos que definen la geometría de las estructuras volcánicas poligenéticas. Estos incluyen aquellos definidos en el modelo simplificado de Lipman, (1997) y son: borde topográfico, pared topográfica interna, fallas limitantes, piso estructural, relleno de dominio tobáceo y cámara de magmática subyacente (Lipman, 1984), (Fig. 58).

El borde topográfico consiste simplemente de una escarpa que delimita el área subsidente central y fue definido (Lipman, 1997) para la caracterización geométrica de los sistemas de caldera. En este caso, el borde topográfico está representado por el Cañadón Quili Mahuida en la parte norte y en menor medida por el Cañadón Curru Mahuida en su porción sur. El primero constituye una escarpa que alcanza los 200 m de rechazo y se extiende de manera continua a lo largo de 14 km en el rumbo N68°.

El Cañadón Currú Mahuida constituye el borde topográfico sur y esta labrado en forma menos marcada, siendo reconocible a partir de la observación de los patrones de curvas de nivel. Se ubica más al sur de las laderas volcánicas de la zona del Puesto Fuensalida. Entre ambos sectores se observan pequeños afloramientos de brechas graníticas descritas en el capítulo 3 como brechas cataclásticas. Dicho borde encierra por lo tanto el área subsidente, ubicada al norte, y también el área de retiro de la escarpa. Un fenómeno similar es observado hacia SE del Puesto Quiñena. La geometría del depocentro es definida en la parte occidental a partir de un sistema circunferencial de fisuras eruptivas, siendo difícil establecer el borde del mismo en su límite oriental.

Por otro lado, el origen poligenético del relleno del depocentro establecido en el apartado previo, indica la participación de siete estadios eruptivos de características diferentes que configuran los depósitos de la totalidad del área. La relación morfológica de dichos eventos respecto del nivel topográfico regional permite reconocer dos tipos de sistemas diferentes. Un sistema agradacional y poligenético en la zona del Puesto Fuensalida y uno erosivo en la zona del Puesto Quiñena. La compilación de las actitudes de los estratos muestra que las direcciones de buzamiento convergen hacia una posición situada a pocos kilómetros al norte del Puesto Fuensalida.

Además, los ángulos de buzamiento volcánicos disminuyen progresivamente hacia la posición central previamente descritas, con características propias de los estratovolcanes.

De este modo se interpreta al depocentro Quiñenao-Fuensalida como un sistema volcánico poligenético, limitado por un borde topográfico o fractura periférica de forma elongada (7km en dirección NO-SE y 16.5 km en sentido SO-NE) de carácter erosivo en su porción este y agradacional en el oeste. Estas son características propias de calderas volcánicas.

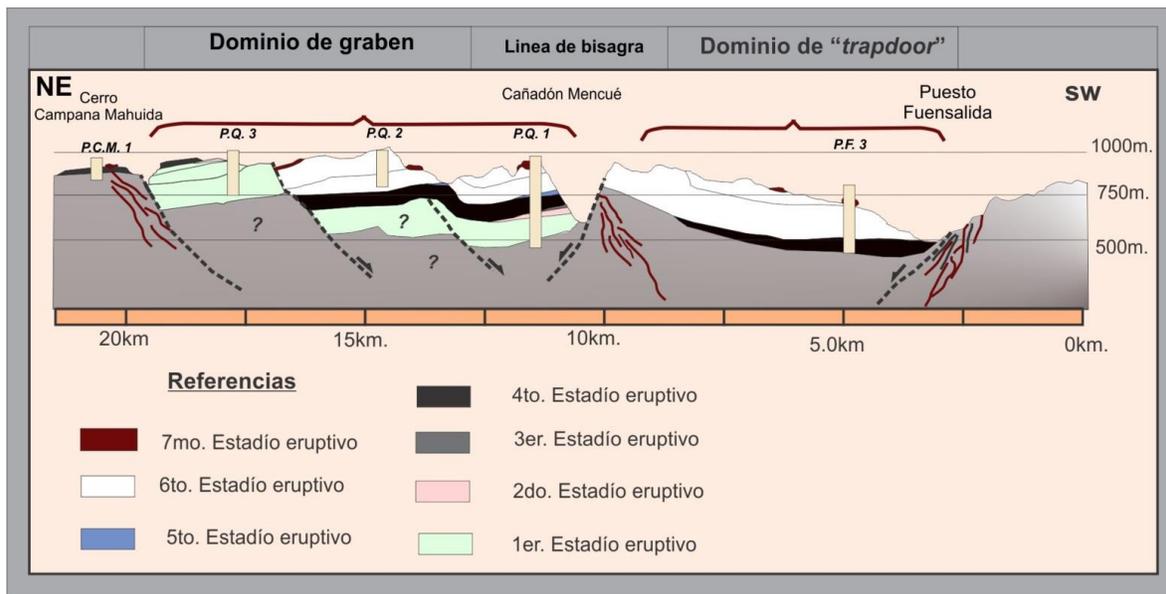


Figura 59. Esquema mostrando el diseño estructural del depocentro Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida.

La estructura curva representada por el Cañadón Mencué configura una zona de bisagra (“hinge”) que divide las diferentes estructuras del Puesto Quiñenao y Puesto Fuensalida. Al norte de la zona de bisagra fueron descritas fallas normales y de desplazamiento oblicuo con rumbos N290°-300°. Estas producen una inclinación hacia el NE de los bloques y son consistentes con una extensión NE-SO (N30° a 50°). El régimen extensional y las fallas normales favorecen un hundimiento al norte de la zona de articulación produciendo espacio suficiente para dar lugar al desarrollo de las secuencias volcánicas reconocidas en el área puesto Quiñenao. Por otro lado, una estructura de tipo “trapdoor” podría vincularse a la zona situada al sur de la zona de bisagra (Cole

et al., 2005), definida por el alabeo hacia el oeste del bloque que contiene el sistema volcánico agradacional ubicado en el Puesto Fuensalida (Fig. 59).

Las características morfoestructurales del depocentro Cerro Carro Quebrado-Cerro-Catri Cura, indican un mayor grado de complejidad que aquellas de la zona anteriormente descritas. En este caso no se reconoce un borde topográfico o escarpa delimitando el área subsidente central. Sin embargo puede reconocerse la traza parcial de una estructura subcircular que se extiende unos 800 m por fuera del área subsidente. Dicha estructura coincide con un pequeño número de fisuras dispuestas en el cuadrante SE de la figura 60. Es dificultosa la definición de la geometría del depocentro en el sector occidental a partir de un sistema circunferencial de fisuras eruptivas, siendo difícil establecer el borde del mismo.

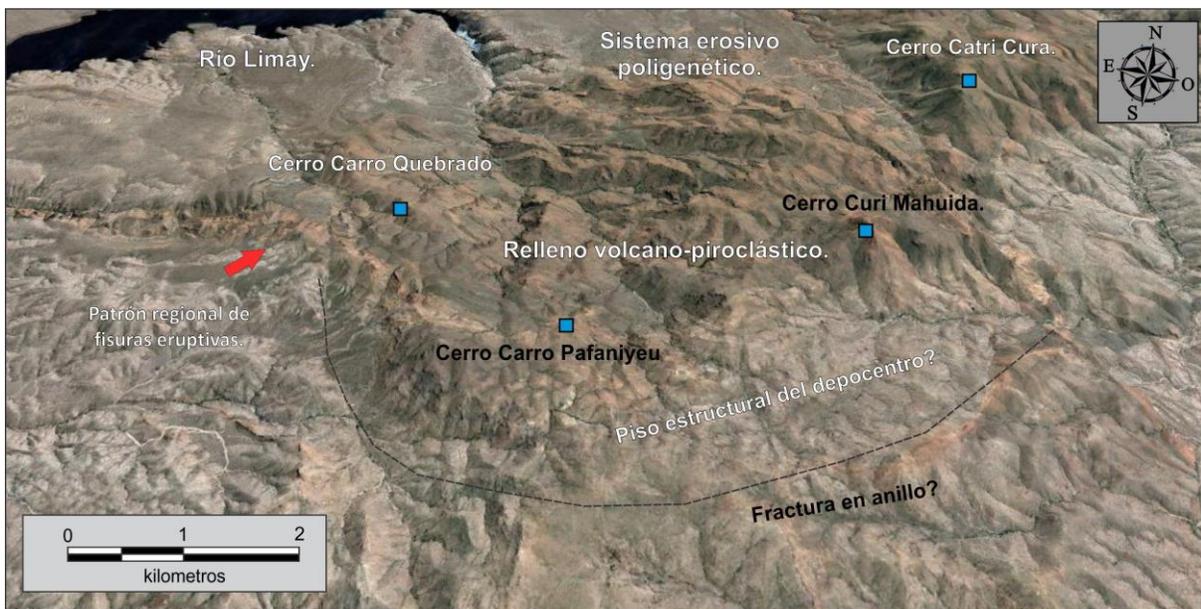


Figura 60. Características principales del depocentro Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura.

De la misma manera que en el apartado previo, el origen poligenético del sistema volcánico está evidenciado en la participación de cuatro estadios eruptivos de características diferentes. La relación morfológica de dichos eventos respecto del nivel topográfico regional permite reconocer un sistema parcialmente erosivo, donde la generación de un relieve pseudopositivo, no compensa la

totalidad del espesor considerado para la sucesión volcánica (aprox. 900 m), (Fig. 60), por lo que dicha condición podría estar vinculada a los proceso de post-colapso.

El carácter erosivo del sistema volcánico es corroborado a partir del análisis gravimétrico regional (Fig.61). A partir del mismo fue reconocida la presencia de un marcado bajo gravimétrico localizado, en el que se ubican las secuencias volcánicas. De este modo se considera al depocentro Cerro Carro Quebrado- Cerro Catri Cura como un sistema volcánico poligenético, limitado parcialmente por una fractura periférica subcircular, de carácter erosivo, consistente con un sistema volcánico de caldera.

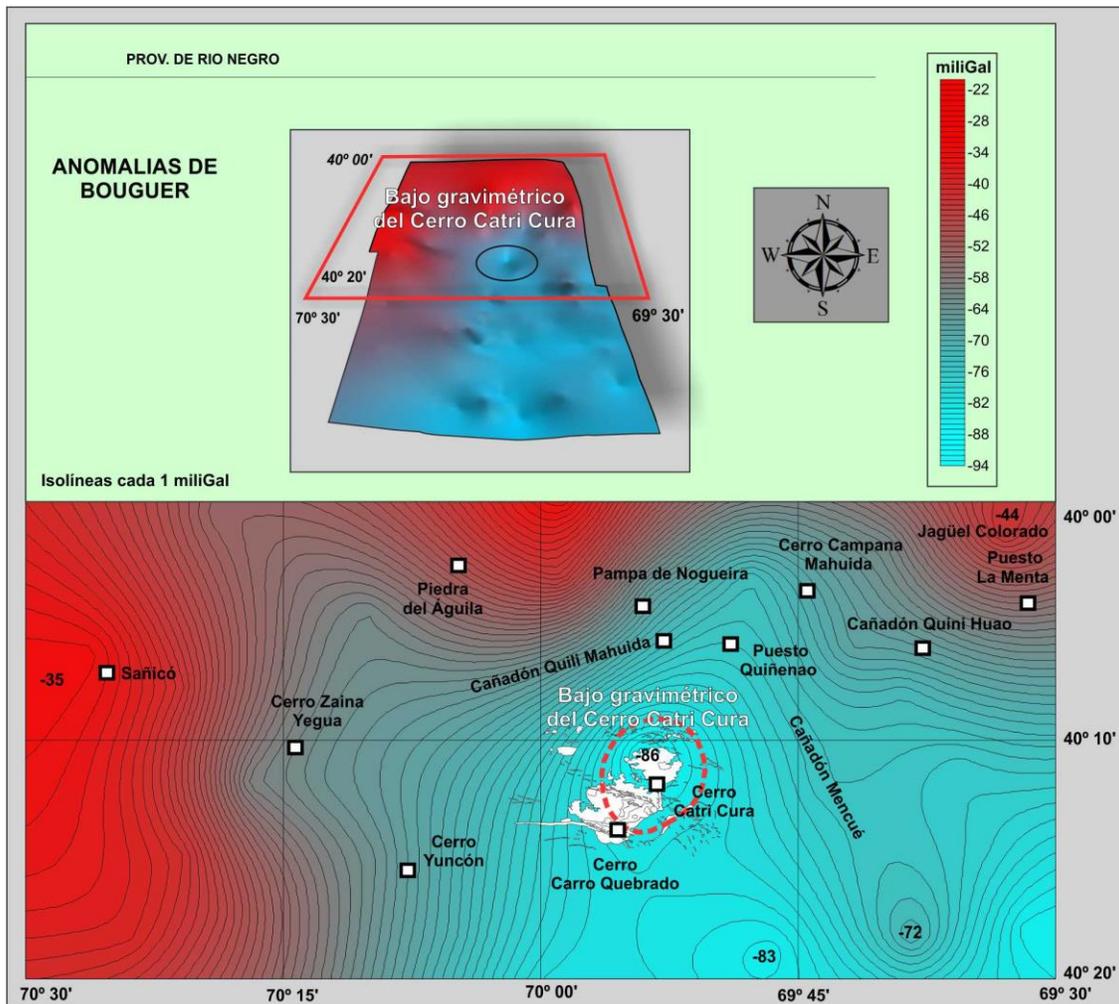


Figura 61. Mapa de anomalías de Bouguer marcando la relación directa entre los afloramientos de las litofacias volcánicas y su respuesta gravimétrica.

4.3. INFLUENCIA DE LA TECTÓNICA REGIONAL EN EL CONTROL DE LAS CALDERAS DEL PUESTO QUIÑENAO-PUESTO FUENSALIDA Y CERRO CARRO QUEBRADO-CERRO CATRI CURA.

El papel de la tectónica regional y local en la formación de calderas de colapso ha sido documentado a partir de diversos estudios de campo (Acocella et al., 2002; Spinks et al., 2005, Petrinovic et al., 2010), así como en modelos análogos desarrollados en laboratorios (Acocella et al., 2004; Acocella et al., 2013). En la porción occidental del Macizo Nordpatagónico, un primer acercamiento respecto del emplazamiento de calderas en el marco de la tectónica regional ha sido previamente descrito por Benedini et al., (2014), para la caldera de Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura, pero hasta el momento, no ha sido elaborado un esquema que considere la totalidad del área bajo estudio.

Los principales elementos a analizar con el objeto de caracterizar el modelo tectónico regional imperante son: los sistemas de fisuras eruptivas y la interpretación gravimétrica regional, unidos a los patrones de tendencias geoquímicas. Todos estos factores deben ser analizados en conjunto con las unidades geológicas coetáneas, a fin de aproximarnos a un modelo geotectónico válido.

4.3.1. Sistemas de diques y fisuras eruptivas como guía de la tectónica regional.

Los patrones de distribución de diques o fisuras eruptivas, así como, las condiciones relacionadas con la formación de tales patrones han sido estudiadas por diversos autores (por ejemplo Acocella y Neri, 2009). De acuerdo a ello, los sistemas de diques o fisuras eruptivas se pueden clasificar como perteneciente a una de las siguientes tres clases: regionales, circunferenciales y radiales. Mientras los diques regionales son el resultado de la influencia de un campo de esfuerzos regional o stress, los diques circunferenciales y radiales son el resultado de un

campo de esfuerzos local condicionado por la presencia de un repositorio magmático a alta presión y/o la carga del de un edificio volcánico (Acocella y Neri, 2009).

Dos sistemas de fisuras eruptivas con diferentes connotaciones respecto de los esfuerzos actuantes han sido reconocidos en el área de Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida. Un sistema de tipo circunferencial en el dominio del Puesto Fuensalida y un sistema de fisuras complejo, vinculado en parte a esfuerzos regionales en el dominio del Puesto Quiñena (ver capítulo 3). El desarrollo incompleto del patrón de fisuras circunferencial en el área podría estar relacionado a una formación incompleta de fallas subcirculares o en anillos. (Fig. 62).

Dos posibilidades son invocadas por Acocella y Neri (2009) con el fin de explicar el esfuerzo local ejercido en la generación de dicho arreglo. Una considera la existencia de una cámara magmática superficial. Otra alternativa es considerarla carga ejercida por el edificio volcánico. Ambas características no pueden ser descartadas. Por un lado la presencia de un reservorio magmático superficial puede ser interpretada a partir de las litofacies *Rmm* dispuestas en la zona interna del Cañadón Mengué. Por otro lado, los afloramientos lindantes al Puesto Fuensalida muestran una forma elipsoidal, en consonancia con la actitud de los estratos volcánicos y la disposición de los diques. Por lo tanto, la existencia de un edificio volcánico en la zona de Fuensalida no debe ser descartada.

Las fisuras eruptivas en el dominio Quiñena muestran arreglos espaciales complejos, sin desarrollar patrones definidos, sin embargo se han determinado direcciones de extensión predominantes para las mismas. La actitud del vector de estiramiento principal tiene un rumbo N24°. Dicha actitud es interpretada como inducida por esfuerzos regionales.

Por otro lado, tres sistemas curvos de fisuras eruptivas de extensión regional han sido descritos para el área de Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura y su prolongación hacia zonas aledañas. Estos enjambres muestran un diseño pseudo-paralelo entre sí. En su porción occidental presentan rumbos que van desde N90° a N115°, y un incremento gradual en la complejidad de los

diseños hacia el sector oriental, donde se curvan progresivamente hacia el sur. En dicha porción, es reconocido un arreglo en-echelón con rumbos que varían entre $N120^\circ$ a $N160^\circ$ (Fig. 63A).

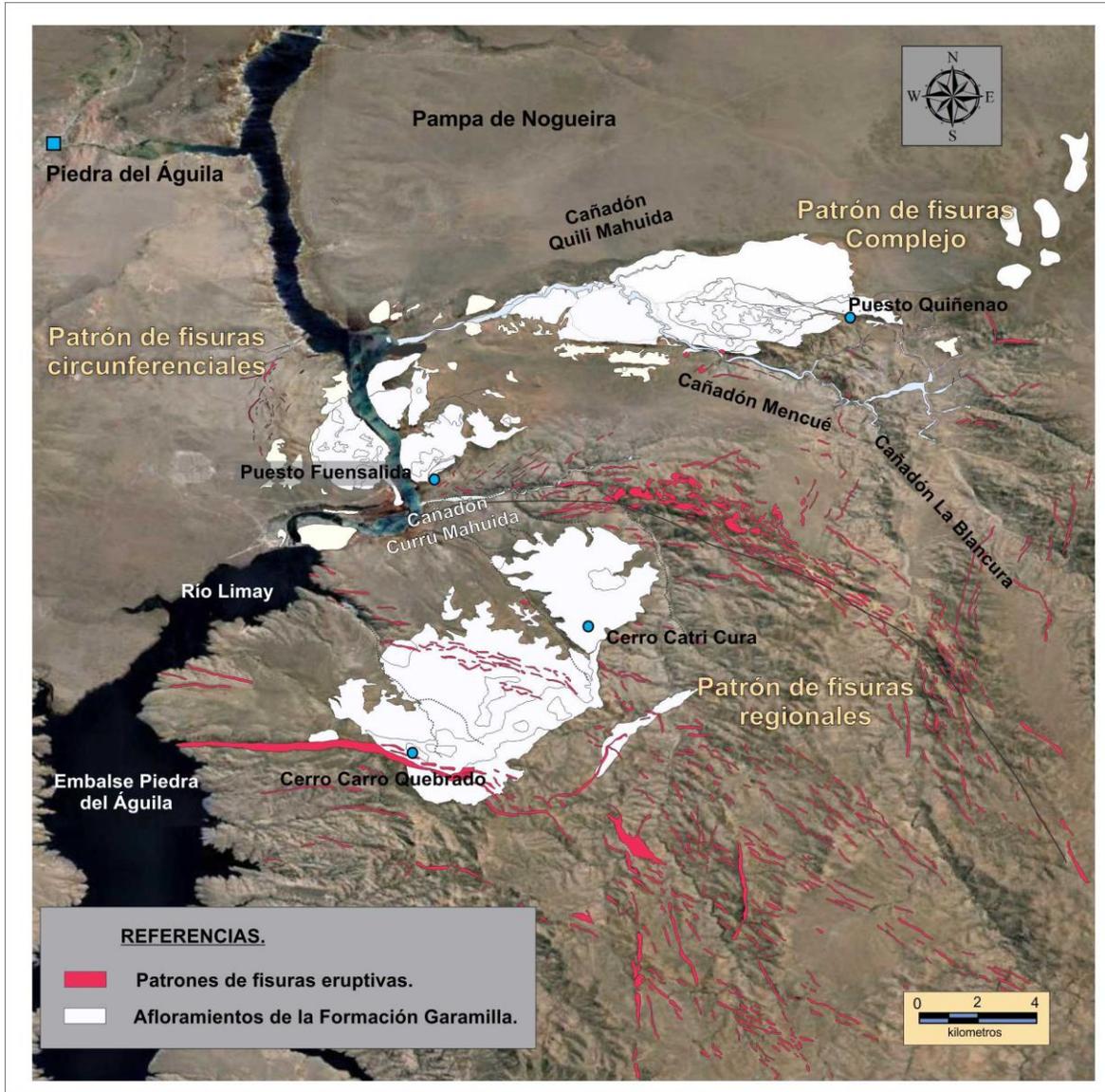


Figura 62. Bosquejo geológico mostrando los patrones de distribución de fisuras eruptivas.

Por último, aparece un sistema rectilíneo de rumbo $N190^\circ$. Este se compone principalmente de diques básicos composicionalmente diferentes a los anteriormente analizados. Sus rumbos,

paralelos a la dirección de extensión, indican que se han desarrollado bajo otro sistema de esfuerzos, por lo que son interpretados como previos al sistema de esfuerzos pliensbaquianos.

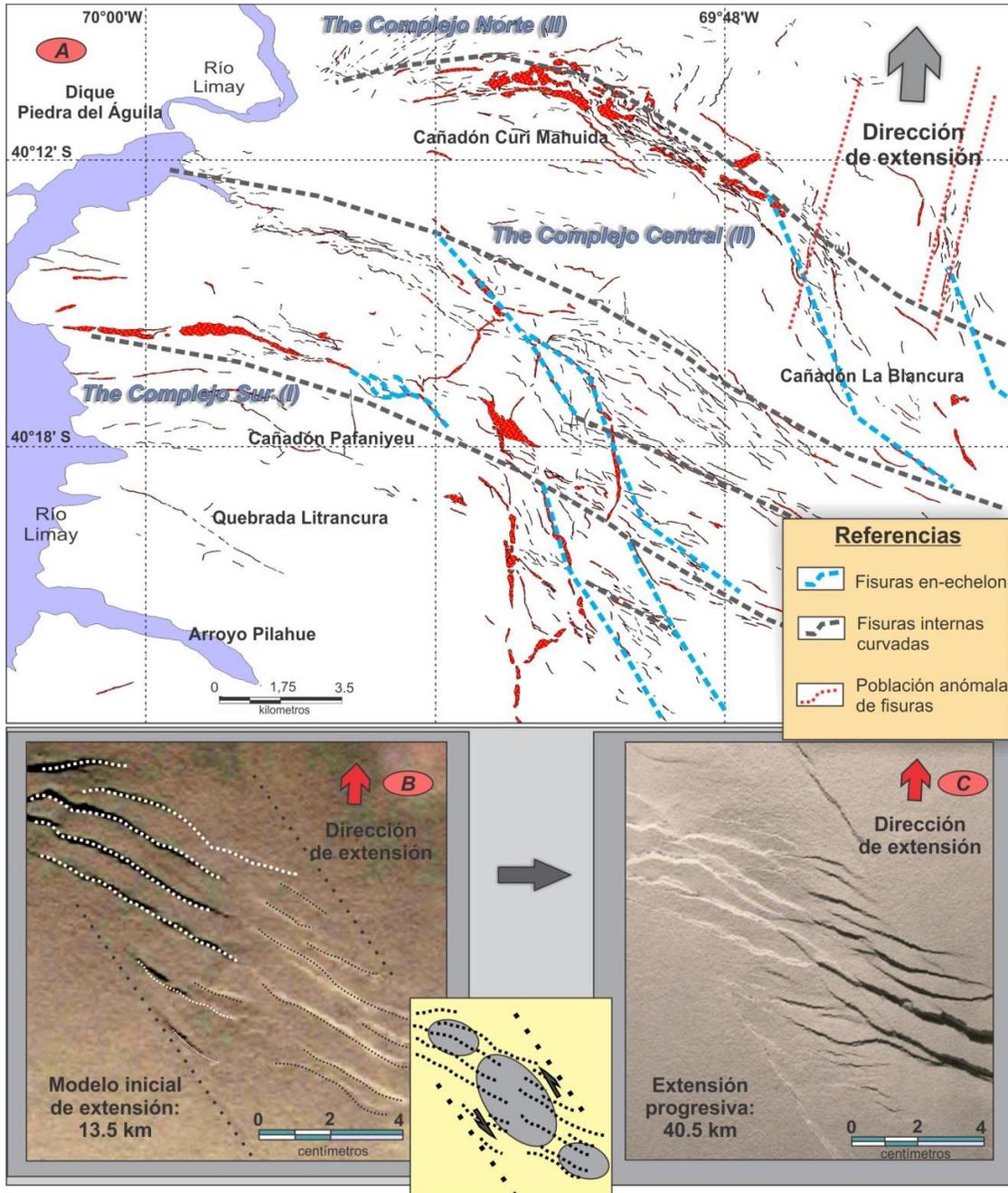


Figura 63. A) Patrones de fisuras eruptivas, B) Modelo inicial durante el proceso de extensión. C) Modelo final del proceso de extensión.

Los patrones de fisuras eruptivas mostrados en la figura 63 A son el resultado general de la influencia de un campo de tensión regional que orienta la mayoría de los diques perpendiculares al esfuerzo principal compresivo mínimo con excepción de la población de rumbo NE.

El patrón de fisuras regional se asemeja al diseño de fracturas y acomodación de bloques desarrollado en el piso de un sistema de rift de alta oblicuidad, establecido por varios autores (Corti, 2008, Agostini et al., 2009; Autin et al., 2010 y Corti., 2012), el cual se muestra en la figura 63 B. Antes de realizar la comparación entre ambos esquemas, es necesario aclarar las características generales del modelado de rifting de alta oblicuidad.

El modelo reproduce la parte superior de la litosfera continental (corteza + manto litosférico superior) la cual flota sobre un material simulado de baja viscosidad (la astenósfera). Estos modelos fueron construidos dentro de una caja de plexiglás transparente y rectangular confinado por dos paredes laterales móviles. La eliminación de espaciadores permite el adelgazamiento vertical y lateral, así como la expansión de los modelos a la respuesta a las fuerzas centrífugas (Agostini et al., 2009).

Para modelar las condiciones de rifting oblicuos, los litosfera experimental contenía una zona de debilidad central donde se localiza la deformación durante la extensión progresiva (Agostini et al., 2009). La orientación de la debilidad fue modificada, con respecto a la dirección de extensión, para reproducir diferentes ángulos de oblicuidad (es decir, el ángulo entre el rumbo normal al rift y la dirección de extensión). Con esta configuración, las fuerzas centrífugas imponen un campo de tensión uniforme en los modelos y la distribución de la deformación es ejercida por la variación lateral en la reología y la fuerza debido a la presencia de la zona de debilidad. Esto representa una aproximación razonable del proceso natural de rifting continental a nivel regional (Agostini et al., 2009).

El sistema regional de fisuras eruptivas jurásicas se asemeja al patrón de fracturas desarrollado en el piso de un rift de alta oblicuidad, de acuerdo a lo expuesto por los autores mencionados. Allí, el desarrollo de fracturas parece estar condicionado a zonas de debilidad preexistentes configurando 1) fracturas en-echelón marginales, 2) fracturas internas curvas (aproximadamente ortogonales a la extensión) y 3) fracturas paralelas a los márgenes del rift. La figura 61 B (Agostini et al., 2009 y Corti, 2012) representa un modelado del inicio de la extensión en un rift de alta oblicuidad. En este caso, para una extensión inicial proporcional a 13 kilómetros, solo se desarrolla en sistema de fracturas interno. Las fallas marginales en-echelón y las fallas paralelas a los márgenes del rift no se desarrollan. En nuestro caso particular, el complejo regional de fisuras central se puede interpretar como fallas curvas internas, cuyo desarrollo es aproximadamente ortogonal a la extensión.

A medida que la extensión progresa (Fig.63 C) a un equivalente de 40,5 km en el modelo empírico, aparecen fallas paralelas al rift y fallas en-echelón marginales. Los rift de moderada a alta oblicuidad (α : 40-60°) suelen estar asociados a un diseño complejo de fallas y fracturas (Corti, 2012), sugiriendo que los límites reológicos del sistema de rift altamente oblicuos son casi paralelos a la extensión. Este autor también indicó que la subsidencia del piso de esos rift es menos importante que en rift de baja oblicuidad donde α disminuye considerablemente.

En consecuencia con lo anteriormente citado, no se puede descartar la existencia de un sistema de rift de alta oblicuidad, originado a partir de una extensión principal de dirección NNE-SSO (~ N10°) en el área analizada. Dentro de tal estructura, cuyos límites hoy no son observables directamente, el arreglo pseudo-paralelo de las fisuras se dispondría casi ortogonal a la extensión principal, mientras que los diques en-echelón, desarrollado en la parte oriental, podrían estar relacionados con su límite este, el cual se extendería en dirección NNO-SSE.

Por otro lado, las relaciones entre la actividad volcánica y la cantidad de extensión fue analizada extensamente por Spinks et al., (2005) en la región de Taupo, Nueva Zelanda. Los autores reconocieron que los segmentos corticales con mayor extensión se asocian con los volúmenes más importantes de rocas eruptadas. A diferencia de lo anterior, en aquellos sectores en los que el componente de esfuerzos de cizalla es predominante, describen menores cantidades de rocas volcánicas. Dicha característica puede ser considerada en nuestra área de estudio, donde las principales tasas de extensión están ocupadas por sistemas volcánicos de colapsos de composición riolítica. Estos se desarrollan en la porción occidental del sistema donde la orientación de las fisuras eruptivas (aproximadamente E-O) se vuelve casi ortogonal a la extensión regional.

4.3.2 Patrones y tendencias geoquímicas locales y regionales.

El análisis geoquímico llevado a cabo sobre la secuencia volcánicas revela que las mismas están compuestas predominantemente por rocas piroclásticas y volcánicas pertenecientes a la serie calco-alcalina y calco-alcalina de alto potasio. En ambos depocentros, casi la totalidad (90 %) de las rocas representadas muestran una alta concentración de sílice (dacitas y riolitas). Dicho contenido aumenta progresivamente junto con el contenido de los álcalis en ambos depocentros volcánicos. Ello con excepción del cuarto estadio eruptivo registrado en el área del Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida, el cual evidencia la participación conjunta y reducida de magmas andesíticos.

De esta manera se ha caracterizado un relleno homogéneo, conformado por productos con escasas variaciones composicionales. Así mismo, se ha podido interpretar el carácter cogenético y la afinidad subalcalina de la totalidad de las muestras analizadas. El dominio de las rocas con altas concentraciones de sílice (%70) contrasta con los modelos tradicionales de rift, en los cuales la fuerte extensión cortical, inhibe la residencia de los materiales en la corteza, y restringiendo la génesis de componentes altamente evolucionados.

Un desarrollo progresivo de la anomalía negativa de Eu hacia los estadios eruptivos finales es una de las características evidenciada en los diagramas expandidos normalizados a condrito. Esta característica es concordante con la tendencia de intraplaca representada en el diagrama Th/Yb vs. Ta/Yb (Pearce, 1983), representado en el inciso 3.2.2.2 y sugiere relativamente largos períodos de residencia del magma en la corteza. Ello coincidiendo, común aumento gradual de los álcalis y sílice, e indica un creciente fraccionamiento de la plagioclasa.

Sin embargo el análisis de los diagramas multielementales y de tierras raras normalizados a condrito (Pearce, 1982), así como los diagramas de discriminación tectónica permiten, relacionar esta sucesión volcánica con un ambiente geodinámico orogénico. De esta manera, se presentan inconsistencias respecto de los caracteres geoquímicos más comunes utilizados para la diferenciación de los procesos tectónicos actuantes en la generación de los magmas.

La correlación litogeoquímica de la Formación Garamilla con las unidades de la Cuenca Neuquina y en la porción oriental del Macizo Nordpatagónico, muestran diseños y contenidos de elementos minoritarios y trazas equiparables. Rocas correlacionables, pertenecientes al Ciclo Precuyano (Gulisano et al., 1984) de la Cuenca Neuquina muestran composiciones químicas que varían entre andesíticas y riolíticas, con características de las series subalcalina. Esto surge de los datos geoquímicos reportados por Bermúdez et al., 2002, para las rocas perforadas en el área de Cerro Bandera, Provincia de Neuquén,

La figura 64 A y B muestra la correlación entre los patrones de elementos traza y de tierras raras normalizados a Condrito y N-MORB, para el Ciclo Precuyano y las formaciones Marifil y Garamilla. Los valores correspondientes al Ciclo Precuyano y Formación Marifil fueron obtenidos de Llambías et al., (2007); Schiuma y Llambías, (2008), D'Elia et al., (2012b), mientras que aquellos de la Formación Marifil pertenecen a Pankhurst y Rapela, (1995); Rapela et al., (2005).

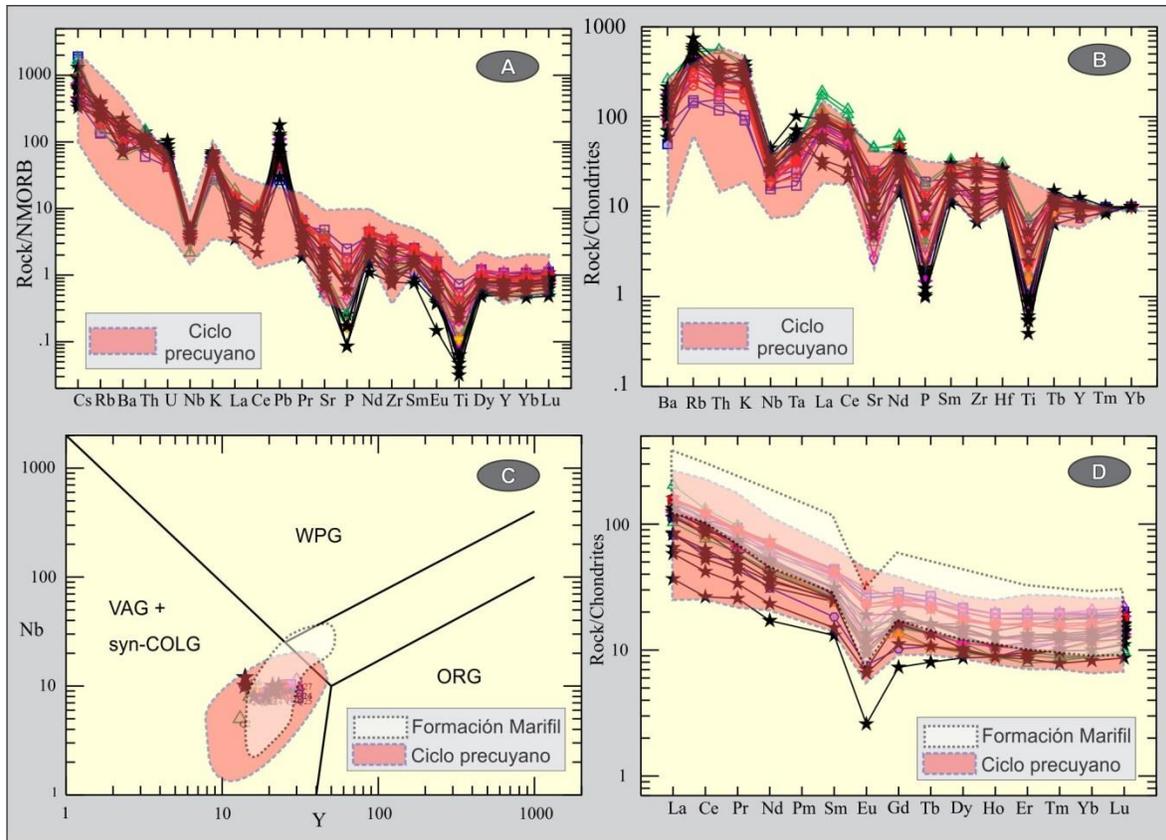


Figura 64 A) y B) Diagrama expandido de elementos traza y Tierras Raras normalizado a NMORB (Sun y McDonough, 1989) y ddiagrama multielemental expandido normalizado a condrito (Thompson, 1982) mostrando las concentraciones de elementos propias del Ciclo Precuyano y la Formación Garamilla. C) Diagrama de Nb vs Y comparando las rocas de la Formación Marifil el ciclo Precuyano y la Formación Garamilla. D) Diagramas normalizados a condritos (Sun y McDonough, 1989) que muestran anomalías negativas moderadas de Eu para las tres unidades.

Si se comparan con las rocas del Ciclo Precuyano, la concentración de LILE (*“large ion lithophile elements”*) de la Formación Garamilla, presentan un diseño muy similar, aunque bastante más homogéneo, debido posiblemente a la mayor heterogeneidad composicional de las primeras. En los dos casos se observa anomalías negativas marcadas de Nb, respondiendo a una herencia parental relacionada a componentes de subducción. Un comportamiento diferente es evidenciado en la anomalía positiva de Pb. La Formación Garamilla presenta mayores concentraciones de Pb indicando una mayor contribución de material sedimentario al magma parental. Sin embargo la amplia movilidad del Pb en ambientes hidrotermales habría podido modificar posteriormente las concentraciones del elemento.

De acuerdo a Schiuma y Llambías (2008) las rocas volcánicas precuyanas perforadas en el área del Anticlinal Campamento (al norte de la Dorsal de Huincul, unos kilómetros al oeste de Cutral C6) muestran un diseño en el diagrama expandido normalizado a condritos coincidente con firmas de rocas de subducción, ya que evidencian patrones de distribución de LILE altamente positivos y anomalías negativas de Ta y Nb y altamente negativas de Sr, P y Ti (Fig. 64 B).

Las rocas de la Cordillera del Viento, Chachil, Dorsal de Huincul y Piedra del Águila pertenecen en su mayoría a la serie calco-alkalina y muestran patrones típicos de series orogénicas (D'Elia et al., 2012b).

Sin embargo, dichas secuencias muestran algunas diferencias evolutivas y composicionales en comparación con las series clásicas de arco. Particularmente en el área de Sañic6 los últimos autores citados reconocen más de un 50% de términos ácidos en unidades correspondientes a este ciclo (D'Elia et al., 2012 a). La Fig. 64 D exhibe un patrón de REE normalizado a condrito de muestras de la Formación Garamilla, las cuales siguen, sin diferenciarse, el comportamiento de las rocas volcánicas del Precuyano

La Formación Garamilla presenta concentraciones y patrones de distribución de elementos traza y elementos de Tierras raras muy similares a aquellos presentes en las unidades precuyanas, sin embargo la proporción de rocas intermedias es menos importante que en las segundas. Respecto a la Formación Marifil se puede decir que esta unidad constituye un extenso sistema riolítico composicionalmente homogéneo de amplia distribución en el noreste patagónico. Las relaciones de Nb vs Y (Pearce, 1984) y la distribución de elementos minoritarios y traza, para la Formación Marifil se muestran en las figuras 64 C y D, junto a los datos de la Formación Garamilla.

Pankhurst y Rapela (1995) propusieron una evolución genética vinculada a la anatexis de la corteza inferior mesoproterozoica patagónica para el origen de las rocas de esta unidad y consideraron que la suite dacítica-riolítica que caracteriza la misma fue formada por los procesos de fraccionamiento derivado de andesitas primarias. Más tarde, Pankhurst et al., (2000) incluyó esta

unidad dentro del primer evento volcánico (V1) en relación con el episodio de ruptura pre-Gondwánico.

El diagrama de multielementos normalizado a condrito (Thompson et al., 1984) muestra enriquecimiento en elementos LILE para la Formación Marifil, acorde al patrón generalizado que poseen los magmas evolucionados (Márquez et al., 2011, figura no mostrada aquí).

El diseño de la Formación Marifil es semejante a las rocas arriba consideradas, tanto de la Formación Garamilla como las del Ciclo Precuyano. La anomalía negativa de Nb presente en la Formación Marifil parece ser un rasgo heredado de rocas presentes en la corteza continental de características calco-alcalinas y permite acordar la propuesta de un origen vinculado a fusión de la corteza profunda de naturaleza calco-alcalina planteado por Pankhurst y Rapela (1995).

Este hecho se observa en las rocas de la Formación Garamilla, que posiblemente hayan heredado componentes de la Formación Mamil Choique, la cual se halla directamente relacionada con la fusión parcial de las rocas de arco Famatinianas tal lo describe Varela et al., (2005).

Las anomalías negativas de las rocas de la Formación Garamilla pueden estar directamente relacionada con el importante espesor de la corteza en la porción occidental de la provincia de Río Negro, como lo revela el estudio gravimétrico, particularmente para la zona de estudio. Esta corteza incluye hasta 5 km de espesor de rocas de la Formación Mamil Choique.

Los datos experimentales sobre la fusión parcial de rocas de la corteza desarrollados por Roberts y Clemens (1993) sugieren que los magmas con alto niveles de potasio de tipo I se producen en diferentes ambientes geotectónicos, pero derivan exclusivamente de la fusión parcial de rocas metamórficas calco-alcalinas o básicas.

Las altas concentraciones de sílice, el patrón de LILE y REE, el desarrollo de anomalías negativas de Eu, junto al elevado espesor cortical y tectónica extensional oblicua son elementos que

se relacionan a un origen vinculado a un ambiente de intraplaca para las rocas volcánicas de la Formación Garamilla.

4.3.3 Estructuras regionales y sus relaciones gravimétricas.

Como fue explicado en el apartado 3.4.2.2 en la zona de estudio se reconoció un conjunto de diques y fisuras eruptivas que muestran un patrón muy consistente. Dentro de los sistemas de diques y fisuras fueron reconocidas dos poblaciones predominantes. Una tiene un rumbo N315 y la otra oscila entre N330 y N340. Las primeras representan hasta un 70 % de las fisuras, mientras que las segunda alcanzan un 30%. Las fisuras del sistema N315° fueron agrupadas en tres complejos; norte, central y sur. Al considerar los sistemas con rumbo promedio N315° debemos separar una porción oriental y una occidental. En la parte más oriental los rumbos son N312°, N306° y N326°, mientras que en las porciones ubicadas en las cercanías al Río Limay los mismos son N275°, N294° y N266° respectivamente. Las fisuras de rumbos entre N306° y N326° son importantes en cuanto a su cantidad e indican condiciones de extensión con rumbos variables entre N30° y N56°, si se considera una extensión pura, perpendicular al desarrollo principal de los diques.

Si se consideran las porciones cercanas al Río Limay los rumbos promedios varían entre N266° y N294°. En este caso y considerando extensiones puras los rumbos de los esfuerzos se hallarían entre N356° y N24°. Estos segmentos presentan fisuras más extensas, de hasta 2km de largo y anchos promedios de 200 m. En cambio en la porción oriental de estos complejos se observaron mayormente diques, con longitudes promedio de 300 m y anchos de 10-20 m.

Si ahora analizamos las poblaciones con rumbos N330 y N340 y que se consideran que representan solo el 30 % de las estructuras fisurales, se observa que en general son de tamaño menor que los anteriores y aparecen aislados y con agrupados como los anteriores.

Se consideran que las estructuras N330 y N340 alojan cantidades menores de magma y que representan los primeros estadios durante el desarrollo del sistema volcánico.

En el capítulo donde se describen estas estructuras se intentó una explicación preliminar sobre el origen de las mismas, considerándose que fueron generadas en dominios limitados por fallas de rumbo que formaban los límites de un rift de alta oblicuidad. Al respecto, el sistema de estructuras N330 y N340 se denominan centrales al rift y se considera que son pseudo paralelas al borde del mismo. Su mecánica no permite acumular grandes cantidades de magma.

En cuanto al sistema de fisuras de rumbos entre N306° y N326° se considera que su porción oriental se comporta como fallas marginales, en-echelón y se desarrollan zonas cercanas a los bordes del rift. Su mecánica permita mayor acumulación de magma que las anteriores.

Finalmente la porción occidental del sistema con rumbos ubicados entre N266° y N294° son considerada internas y representan la última etapa en la evolución del sistema de rift. Estas fisuras acumulan la mayor cantidad de magma y se ubican en las cercanías de los centros efusivos.

Las dataciones realizadas en la zona del Puesto Quiñenao-Puesto Fuensalida y Cerro Carro Quebrado-Cerro Catricura sobre las facies piroclásticas indican edades de 189-186 Ma para el sistema volcánico, mientras que el sistema de rift concluyó su desarrollo hacia los 183 Ma, de acuerdo a la datación realizada sobre el sistema fisural de rumbo N266° y N294°. Además del dato radiométrico es posible observar que estos sistemas fisurales atraviesan los sistemas volcánicos y piroclásticos en el sector estudiado. Estos datos indican un lapso de 6 Ma para el desarrollo del sistema aquí estudiado. Un elemento que aporta más datos sobre el desarrollo estructural es aquel correspondiente al diseño de las anomalías de Bouguer y los lineamientos gravimétricos reconocidos con dicha técnica así como los mapeados y fotointerpretados durante el trabajo de campo.

De acuerdo a lo expresado en el párrafo 3.5 se han detectado varias anomalías negativas gravimétricas de Bouguer con valores bajos, que concuerdan con afloramientos importantes de rocas de la Formación Garamilla. La figura 65 muestra que el diseño de estas fajas presenta un rumbo general N342, coincidente con el sistema de fisural del mismo rumbo y asignadas arriba a fallas centrales al rift y pseudo paralelas al borde del mismo. En este sentido, el Lineamiento

Si bien la Falla Quidel parece ser el límite natural oeste para el rift, no debe olvidarse que los sistemas fisurales de rumbo N266° y N294° cruzan el Río Limay e intruyen el Granito Yuncón (Cucchi et al., (1999). El diseño de fisuras no atraviesan las rocas Famatinianas por lo cual el sistema deformacional que posibilitó el desarrollo de la Formación Gramilla parece haber afectado únicamente a los granitos Gondwánicos. Por otro lado el Lineamiento Mengué y parte del Lineamiento Cura Lauquén pueden considerarse fallas marginales, en-echelón, asintóticas a los bordes del sistema de deformación. En relación a los lineamientos Zaina Yegua, Sañicó, Quili Mahuida y Fuensalida son considerados como fallas internas y transversales a los bordes del sistema de deformación.

En cuanto al Lineamiento Fita Ruin, debido a su estrecha relación con la Falla Loma Blanca, que afecta al Granito Calvo (250 Ma), Pankhurst et al., (2008) y es posiblemente anterior al desarrollo de la secuencia Triásica medio-superior (Labudía et al., 1992), por lo cual su desarrollo parece anterior al sistema de deformación donde se emplaza la Formación Garamilla.

4.4 Modelo tectónico regional.

Un modelo tectónico regional para la edad de la Formación Garamilla en la zona occidental del Macizo Nordpatagónico solo puede vislumbrarse utilizando información de la Cuenca Neuquina para la misma edad. En este sentido los trabajos pioneros de Mombro y Ulliana (1978) mostraron que los depósitos iniciales de la misma, de edades jurásica inferior en el borde noreste de la cuenca se organizan bajo la forma de depocentros de rumbo NO-SE y que muchos de ellos parecen ser pseudoparalelos al borde SO del Bloque de San Rafael o sus equivalentes más australes.

En este sentido Vergani et al. (1995) consideraron el episodio de rifting de edad triásica superior-sinemuriana y representado por una serie de hemigrábenes rellenos por depósitos continentales y volcánicas. A estos se los conoce como Ciclo Precuyano (Gulisano et al., 1984). Varios autores indicaron (Gulisano et al., 1984, Veiga et al., 1999, Cristallini et al., 2006, 2008, 2009), que en el borde noreste de la Cuenca Neuquina estos depocentros poseen rumbos NO-

SE, mientras que en el borde sudeste de la cuenca los mismos poseen rumbo NE-SO, pseudo paralelos a la actual traza del Río Limay.

En el área este de la Cuenca Neuquina, Silvestro y Zubiri (2008), Pángaro et al., (2008) y Cristallini et al., (2009) reconocieron una población de grábenes profundos y anchos con rumbos mayores a N330° y otra población con grábenes estrechos y menos profundos con rumbos menores a N310°. Estos autores indican que la segunda población corta a la primera, resultando más joven.

Estas dos poblaciones fue reconocida en el área de tesis (Benedini y Gregori, 2013) y se corresponde con los principales lineamientos de la zona. Ellos delimitan las áreas de deformación donde se halla contenida una parte importante de los depósitos de la Formación Garamilla. En nuestra zona los lineamientos con rumbos mayores a N330° están relacionados posiblemente a los estadios iniciales de la deformación, mientras que aquellos de rumbo menores a N310° parecen ser posteriores, mostrando concordancia con la situación en la parte noreste de la Cuenca Neuquina.

En relación a otros lineamientos regionales se debe indicar que la existencia del Lineamiento Río Limay, postulado por Ramos (1978) no ha sido comprobado en la zona abarcada en esta tesis doctoral. El Lineamiento Ea. Achicó y su prolongación el Lineamiento Naupa Huen parecen ligados al desarrollo de los Altos gravimétricos Sañicó y Piedra del Aguila. Estos lineamientos interceptan claramente la traza del río y su desarrollo parecen ligados al desarrollo de los depósitos del Ciclo Precuyano. En cuanto a la zona occidental del Macizo Nordpatagónico no hay demasiada información respecto a la tectónica Jurásica.

En la zona de Los Menucos la información aportada por Labudía et al (1992) parece indicar que el borde norte de la Cuenca de Los Menucos se halla demarcada por varias fallas de rumbo casi E-O. La mecánica de las mismas en relación a la apertura de la cuenca triásica es desconocida y solo los depósitos clásticos con flora fósil ubicados en la zona del Graben del Piche parecen mostrar la existencia de un sistema de fallas directo para esa edad.

Algo al sur de la zona analizada, Coira et al., (1975) reconocieron la existencia del Lineamiento Comallo, con un rumbo promedio N340°, similar al descrito más arriba para el

Lineamiento Cañadón Blancura. De acuerdo a los autores arriba citados el Lineamiento Comallo parece haber estado activo desde el Pérmico inferior reconociéndose en sistemas compresivos de rumbo E-O. En la zona de tesis se halla además representado por el contacto entre el basamento Famatiniano y los granitos Gondwánicos.

Otro sistema de rumbo N330°-N340° fue reconocido en la zona de Caita C6, al oeste de la localidad de El Cuy. All6, las milonitas La Se6a y Pangaré, de edad triásica media a superior fueron formadas debido a esfuerzos de direcci6n E-O, mientras que los granitos que las intruyen presentan escasa o nula deformaci6n.

CAPITULO IV

CONCLUSIONES

- Los estudios llevados a cabo en la zona del depocentro Quiñenao-Fuensialida permiten reconocer un sistema volcánico poligenético, limitado por un borde topográfico o fractura periférica de forma elongada (7 km en dirección NO-SE y 16.5 km en sentido SO-NE) de carácter erosivo en su porción este y agradacional en el oeste. Estas son características consistentes de calderas volcánicas.
- Dentro de tales características han sido reconocidos algunos de los principales elementos morfológicos que definen la geometría de las estructuras volcánicas poligenéticas.
- Un total de 13 litofacies fueron identificadas en el depocentro o caldera Quiñenao-Fuensialida que representan una actividad volcánica multi-episódica representada por 7 estadios eruptivos dentro de la Formación Garamilla.
 - El primero (1.E.E.) se corresponde con *Is/R*, Ignimbrita símil lava de composición riolítica, generadas por flujos piroclásticos densos. Interpretadas como colapso inicial de la caldera y apertura del conducto?
 - El segundo estadio eruptivo (2.E.E.) representa la acumulación de litofacies lávicas (*Rpm*) y se encuentra restringido a la porción interna de la caldera marcando un estadio de efusividad de post-colapso.
 - El estadio número tres incluye lavas de composición andesítica (*Apm*) (*3.E.E.*). Interpretadas como efusiones condicionadas estructuralmente por del Cañadón Mengué.

- La actividad eruptiva subsecuente (E.E.4), está compuesta por depósitos ignimbríticos dacíticos. *Evento eruptivo dacítico no condicionado estructuralmente*. Dicho estadio no presenta un control estructural en su distribución y sus afloramientos se extienden más allá de los límites topográficos y/o estructurales del depocentro volcánico o caldera.
- El estadio 5 se caracteriza por lavas de composición dacíticas (Dpm). *Flujos o domos de lava dacíticos de desarrollo interno y periférico (5-E.E)*. Estas características indicarían la participación de varios conductos o fisuras durante el estadio.
- El sexto estadio eruptivo es considerado como integrante del segundo colapso riolítico. La distribución del presente estadio de colapso en comparación con aquel inicialmente descrito, sugiere la ocurrencia de cambios topográficos inducidos tectónicamente, evidenciados por el fallamiento diferencial de bloques. La distribución de los afloramientos y ubicación de facies proximales (brechas proximales o “lag Breccias”) constituye una fuerte evidencia de un episodio de colapso del depocentro asociado a la importante actividad piroclástica en el estadio.
- La sucesión es intruida por domos de lava, lavas, fisuras eruptivas y diques, de desarrollo local y regional (7-E.E). Este representa el último estadio volcánico de la Formación Garamilla.
- En la zona de los Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura se desarrollaron 4 estadios eruptivos.

- El estadio inicial (1.E.E.) está representado por lavas andesíticas de escaso desarrollo, que representan depósitos de precolapso en relación a las erupciones posteriores.
 - El segundo estadio eruptivo (2.E.E) representado el colapso inicial de la caldera Cerro Carro Quebrado-Cerro Catri Cura representado por brechas líticas masivas con gradación normal de composición dacítica y tobas lapillíticas masivas eutaxíticas ricas en fragmentos líticos y composición dacítica (Brlm_(n)D) depositados a partir de flujos piroclásticos de composiciones dacíticas.
 - EL tercer episodio (3.E.E) incluye Ignimbritas símil lava de composición riolítica y tobas lapillíticas masivas eutaxíticas ricas en cristales y de composición riolítica (IslR, TLmercR). Muestra el mayor volumen y la distribución lateral, y es considerado el principal relleno del depocentro volcánico.
 - La sucesión es intruida por domos de lava, lavas, fisuras eruptivas y diques, de desarrollo local y regional (4-E.E). Este representa el último estadio volcánico de la Formación Garamilla en dicha área.
- Los perfiles de detalle y regionales permiten estimar el espesor tentativo de la Formación Garamilla en 900 m.
 - Las secuencias volcánicas pertenecen a la serie calco-alcalina y calco-alcalina de alto potasio y los resultados muestran que ambos depocentros son de carácter cogenético, de afinidad subalcalina y mayoritariamente compuesto por dacitas y riolitas. Los diagramas

discriminantes de elementos traza indican tendencias de intraplaca, mientras que los multielementales y de tierras raras permiten relacionarla con un ambiente geodinámico orogénico.

- Las rocas de la Formación Garamilla son químicamente equivalentes a las del Ciclo Precuyano de la Cuenca Neuquina y a la Formación Marifil. Las altas concentraciones de sílice, los patrones LILE y REE, el desarrollo de anomalías negativas de Eu y la tectónica extensional oblicua son elementos se relacionan a un origen vinculado a un ambiente de intraplaca.
- Las dataciones U/Pb en circones indica edades de 186.3 ± 0.8 Ma para la zona Puesto Quiñena-Puesto Fuensalida, 188 ± 0.64 Ma para la zona Cerro Carro Quebrado – Cerro Catricura y 183.6 ± 1.2 Ma para una fisura eruptiva de la misma zona indicando una edad Plienbaquiana para el sistema volcánico. Se corresponde con el estadio volcánico VI (Formación Marifil) del norte de la Patagonia.
- Los estudios gravimétricos revelan la presencia de tres anomalías positivas de Bouguer y tres negativas. Las zonas más negativas coinciden con la presencia de los depocentros de la Formación Garamilla.
- Los lineamientos establecidos mediante los estudios gravimétricos son coincidentes con los observados en campo y los fotointerpretados y delimitan a los depocentros reconocidos.
- Los depósitos de la Formación Garamilla se encuentran estrechamente vinculados a una zona de deformación de rumbo NNO-SSE, bordeada por lineamientos gravimétricos. Estos límites indican la existencia de rift de alta oblicuidad.

BIBLIOGRAFIA

Agostini, A., Corti, G., Zeoli, A., Mulugeta, G., 2009. Evolution, pattern and partitioning of deformation during oblique continental rifting: inferences from lithospheric-scale centrifuge models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* (GCubed) 10, Q11015. doi:10.1029/2009GC002676

Acocella, V., Neri, M., 2009. Dike propagation in volcanic edifices: overview and possible developments. *Tectonophysics* 471, 67–77.

Acocella, V., Korme, T., Salvini, F., Funicello, R., 2002. Elliptic calderas in the Ethiopian Rift: control of pre-existing structures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 119, 189–203.

Acocella, V., Funicello, R., Marotta, E., Orsi, G., de Vita, S., 2004. The role of extensional structures on experimental calderas and resurgence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 129, 199–217.

Acocella, V., Neri, M., Norini, G., 2013. An overview of experimental models to understand a complex volcanic instability: Application to Mount Etna, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 251, 98–111.

Allen, R. L., Cas, R. F. A. The Rosebery controversy: distinguishing prospective submarine ignimbrite-like units from true subaerial ignimbrites in Rosebery-Hercules ZnCuPb massive sulphide district, Tasmania. *Geological Society Australia* 25, 31–32.

Autin, J., Bellahsen, N., Husson, L., Beslier, M.O., Leroy, S., d'Acremont, E., 2010. Analogue models of oblique rifting in a cold lithosphere. *Tectonics* 29, TC6016. doi:10.1029/2010TC002671.

Bachmann, O., Dungan, M.A., Lipman, P. W. 2000. Voluminous lava-like precursor to a major ash-flow tuff: low-column pyroclastic eruption of the Pagosa Peak Dacite, San Juan volcanic field, Colorado. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 98, 1–4, 153–171.

Benedini, L., Gregori, D. A. 2012. La Formación Garamilla: evento volcánico del Jurásico Inferior del sector occidental de la Comarca Nordpatagónica, Provincia de Río Negro, Argentina. *Aportes al Magmatismo y Metalogénesis. Serie Correlación Geológica* 28, 9–26.

Benedini, L., Gregori, D. 2013. Significance of the Early Jurassic Garamilla Formation in the western Nordpatagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences* 45, 259–277.

Benedini, L., Gregori, D., Strazzere, L., Falco, J.I., Dristas, J. A. 2014. Lower Pliensbachian caldera volcanism in high-obliquity rift systems in the western North Patagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 56, 1–19.

Best, M. G., Christiansen, E. H. 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science, Inc. 460 pp.

Branney, M. J., Sparks, R. S. J. 1990. Fiamme formed by diagenesis and burial-compaction in soils and subaqueous sediments. *Journal of the Geological Society, London* 147, 919–922.

Branney, M. J., Kokelaar, B. P., McConnell, B. J. 1992. The Bad Step Tuff: a lava-like rheomorphic ignimbrite in a calcalkaline piecemeal caldera, English Lake District. *Bulletin of Volcanology* 54, 187–199.

Branney, M. J., Kokelaar, P. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society, London, Memoir* 27, 143 pp.

Busteros, A., Giacosa, R., Lema, H. 1998. Hoja Geológica 4166-IV, Sierra Grande, Provincia de Río Negro. Subsecretaría de Minería de la Nación, Boletín 241, |1–75 p, Buenos Aires.

Camino. 1983. Descripción Geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapiluke y 39h, Chipauquil, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional (Inédito).

Cas, R. A. F., Wright, J. W. 1987. *Volcanic successions: Modern and ancient*. Chapman & Hall. Londres, 528 pp.

Cerredo, M. E., Lopez de Luchi, M. G. 1998. Mamil Choique granitoids, SW North Patagonian Massif, Argentina: magmatism and metamorphism associated with a polyphasic evolution. *Journal of South America Earth Sciences* 11, 5, 499–515.

Coira, B. 1979. Descripción de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci, Provincia del Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 168: 1–101 p. Buenos Aires.

Cole, R. B.; Milner, D. M., Spinks, K. D. 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth Science Reviews* 69, 1–26.

Corti, G. 2008. Control of rift obliquity on the evolution and segmentation of the main Ethiopian rift. *Nature Geoscience* 1, 258–262.

Corti, G. 2012. Evolution and characteristics of continental rifting: analogue modeling-inspired view and comparison with examples from the East African Rift System. *Tectonophysics*, 522–523, 1–33.

Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhurst, R. J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. Allen and Unwin, London. 450 pp.

Cucchi, R. J. 1991. Las plutonitas de Pilahue, intrusivos jurásicos del sector occidental del macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46, 181–187.

Cucchi, R., Espejo, P., González, R. 1998. Hoja Geológica 4169-I Piedra del Águila. Subsecretaría de Minería de la Nación, Boletín 242, 1–74 p., Buenos Aires.

Cúneo, R., Ramezani, J., Scasso, R., Pol, D., Escapa, I., Zavattieri, A., Bowring S. A. 2013. High-precision U–Pb geochronology and a new chronostratigraphy for the Cañadón Asfalto Basin, Chubut, central Patagonia: Implications for terrestrial faunal and floral evolution in Jurassic, *Gondwana Research* 24, 3–4, 1267–1275.

D’Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J.R., Bilmes, A. 2012a. Volcanismo de sinrift de la Cuenca Neuquina, Argentina: relación con la evolución Triásico Tardío-Jurásico Temprano del margen andino. *Andean Geology* 39, 1, 106–132.

D’Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J.R., López, L. 2012b. Tectonostratigraphic analysis of the Late Triassic Early Jurassic syn-rift sequence of the Neuquén Basin in the Sañicó depocentre, Neuquén Province, Argentina. *Andean Geology* 39, 1, 133–157.

Digregorio, J. H. 1972. Neuquén. En: Leanza A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, p.439–505. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.

Dopico, C. I. M., López de Luchi, M. G., Rapalini, A. E., Kleinhanns, I. C. 2011. Crustal segments in the North Patagonian Massif, Patagonia: An integrated perspective based on Sm–Nd isotope systematics, *Journal of South American Earth Sciences* 31, 2–3, 324–341.

Eaton, G. P. 1975. Magma beneath Yellowstone National Park. *Science* 188, 787–796.

Escapa, I., Cúneo, R., Cladera, G. 2008. New evidence for the age of the Jurassic flora from Cañadón del Zaino, Sierra de Taquetrén, Chubut. *Ameghiniana* 45, 633–637.

Féraud, G., Alric, B., Fornari, M., Bertrand, H., Haller, M. 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth and Planetary Science Letter* 172, 83-96.

Ferello, R. 1947. Los depósitos plantíferos de Piedra del Águila (Neuquén) y sus relaciones. *Boletín de Informaciones Petroleras* 278, 248–261, Buenos Aires

Franzese, J. R., Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Spalletti, L. A., Fanning, M., Muravchik, M. 2002. Nuevas evidencias geocronológicas sobre el magmatismo Gondwánico en el noroeste del Macizo Nordpatagónico. XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas en CD.

Galli, C.A. 1969. Descripción geológica de la hoja 38c Piedra del Águila, provincias de Neuquén y Río Negro. *Boletín Servicio Nacional Minería y Geología* 111, 1–67 p., Buenos Aires.

Gehrels, G.E., Valencia, V.A., Ruiz, J. 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector– inductively coupled plasma–mass spectrometry: *Geochemistry, Geophysics Geosystems*, Q03017, doi: 10.1029/2007GC001805.

Gonzalez, P. D, y Cucchi, R., 2000. Carta 4169-III Ingeniero Jacobacci, Provincia de Río Negro. Subsecretaría de Minería de la Nación, Mapa preliminar, Buenos Aires.

Gonzalez Díaz, E. F. 1982. Zonación cronológica del plutonismo en los Andes Patagónicos septentrionales entre los 40°00' y 42° 00' sur: La migración de los ciclos intrusivos. *Acta Geológica Lilloana* 16, 1, 5-22

Gordon, A., Ort, M. H., 1993. Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en las provincias de Río Negro y Chubut (41°- 42°30' L.S.). XII Congreso Geológico Argentino, Mendoza, Actas IV, 120-127.

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, 429–450.

Gulisano, C., Gutiérrez Pleimling, A., Digregorio, R. 1984. Esquema estratigráfico de la Secuencia Jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. IX Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas I: 236–259.

Haller, M. J., Linares, M., Osters, H. A., Page, S. M., 1999. Petrology and geochronology of the Subcordilleran Plutonic Belt of Patagonia Argentina. II South American Symposium on Isotope Geology (Carlos Paz), Actas, SEGEMAR, Buenos Aires, 210-214.

Harrington, H. 1962. Paleogeographic Development of South America. American Association of Petroleum Geologists. Bulletin 46, 10, 1733–1814.

International Commission on Stratigraphy, 2013. International Stratigraphic Chart.

Irvine, T. N., Baragar, W. R., 1971. A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8, 523–548.

Iyer, H. M., 1984. Geophysical evidence for the locations, shapes and sizes, and internal structures of magma chambers beneath regions of Quaternary Volcanism. Philosophical Transactions of the Royal Society London 3, 10, 473–510.

Kay, S. M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., Sruoga, P., 1989. Late Palaeozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the middle Proterozoic in North America? Geology 17, 324-328.

Malzburg Kay, S., Ardolino, A. A., Franchi, M. R. Ramos, V.A., 1993. El origen de la Meseta de Somún Cura: distribución y geoquímica de sus rocas volcánicas máficas. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas IV: 236–248.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745–750.

Lehman, J. A., Smith, R. B., Schilly, M. M., 1982. Upper crustal structure of the Yellowstone caldera from seismic delay time analysis and gravity correlations. *Journal of Geophysical Research* 87, 2713–2730.

Lipman, P. W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma chamber geometry. *Bulletin of Volcanology* 59, 198–218.

Lipman, P. W., 1984. The roots of ash-flow calderas in North America: windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research* 89, 8801–8841.

Labudía, C.H., Llambías, E.J., Rapela, C.W., Artabe, A., 1995. El Triásico de Los Menucos: procesos volcánicos y sedimentarios. Reunión del Triásico del Cono Sur, Bahía Blanca, Acta IIA: 17–21.

Labudía, C.H., Bjerg, E. A., 1994. Geología del Sector Oriental de la Hoja Bajo Hondo (39e), Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49, 3–4, 284–296.

Leanza, H. A., Mazzani, A., Corfu, F., Llambías, E.J., Svensen, H., Planke, S., Galland, O., 2013. The Chachil Limestone (Pliensbachian – Earliest Toarcian) Neuquén Basin, Argentina: U – Pb age calibration and its significance on the Early Jurassic evolution of the southwestern Gondwana. *Journal of South American Science* 42, 171–185.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745–750.

Le Maitre, R. W., 1976. Chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology* 17, 589–637.

Lizuaín, A. Silva Nieto, D., 2005. Observaciones Geológicas en la región de Río Chico, Gastre, río Chubut Medio, Provincia del Chubut. XVI Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas I: 133–139.

Llambías, E.J., Rapela, C.W., 1984. Geología de los complejos eruptivos de La Esperanza, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39, 220–243.

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

Malvicini, L. Llambías, E., 1973. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut. V Congreso Geológico Argentino (Carlos Paz), Actas II, 185–202.

Mc Arthur, A.M., Cas, R.A.F., Orton G. J., 1998. Distribution and significance of crystalline perlitic and vesicular textures in the Ordovician Garth Tuff (Wales). *Bulletin of Volcanology* 60, 260–285.

McPhie, J., Doyle, M., Allen, R. 1993. *Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Tasmanian Government Printing Office, Tasmania, 198 pp.

Miyabuchi, Y., 1999. Deposits associated with the 1990–1995 eruption of Unzen volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 89, 139–158.

Müller, H. 1965. Zur altersfrage der eisenerzlagerstätte Sierra Grande, Río Negro. Nordpatagonien auf grundneuer fossil funde. *Sonderd. Geologische Rundschau* 54, 715–132.

Nulló, F.E., 1978. Descripción Geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Boletín 158, 1–98. Buenos Aires.

Nulló, F.E. 1979. Descripción geológica de la Hoja 39c, Paso Flores. Provincias de Río Negro Servicio Geológico Nacional, Boletín 167, 1–70 p. Buenos Aires.

Nullo, F. E., Proserpio, C. 1975. La Formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo a la flora. República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 29, 3, 377–378.

Núñez, E., Bachmann, E.W., Ravazolli, I., Britos, A., Franchi, M., Lizuaín, A., Sepulveda, E., 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somún Cura, provincia de Río Negro, República Argentina. II Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas IV, 247–266.

Núñez, E., Cucchi, R. J. 1990. Estratigrafía del sector noroccidental del Macizo Nordpatagónico en los alrededores de Mengué, provincia del Río Negro, República Argentina. XI Congreso Geológico Argentino. Actas II: 125–128.

Parker, G., 1972. Ubicación estratigráfica, descripción y correlaciones de la Formación Michihuao, provincia de Río Negro, República Argentina. Asociación Geológica Argentina 27, 4, 383–390.

Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, 230–249 pp

Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 25, 956–983.

Peccerillo, A., Taylor. S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.

Pesce, A. H., 1974. Geología de la región situada al oeste de Los Menucos, provincia de Río Negro. Facultad Ciencias Exactas y Naturales, Trabajo final de Licenciatura (inédito). Buenos Aires.

Petrinovic, I.A., Martí, J., Aguirre-Díaz, G. J., Guzmán, S., Geyer, A., Salado Paz, N., 2010. The Cerro Aguas Calientes caldera, NW Argentina: An example of a tectonically controlled, polygenetic collapse caldera, and its regional significance, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 194, 1–3, 15–26.

Pollard, D.D., Segal, P. 1987. Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with applications to faults, joints, veins, dikes and solution surfaces. En: Atkinson, B.K. (Ed.): *Fracture Mechanics of Rock*, Academic Press Inc, London, 277–349 pp.

Rabassa, J. 1974. Geología de la región Pilcaniyeu- Comallo. Fundación Bariloche, Dpto. Recursos Naturales Energéticos, Publicación 17.

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

Ramos, V. A. 1975. Geología del sector oriental del Macizo Nordpatagónico entre Aguada Capitán y la mina Gonzalito, Provincia de Río Negro. *Asociación Geológica Argentina* 30, 3, 274-285.

Rapela, C. W., Pankhurst, R.J. 1992. The granites of northern Patagonia and the Gastre fault systems in the relation to the break-up of Gondwana. En: Alaster, B., Pankhurst, R. (Eds.), *Magmatism and the causes of continental break-up*. Geological Society of London, Special Publication 68, 209–200.

Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Fanning, C. M., Hervé, F. 2005. Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: the Early Jurassic Subcordilleran Belt of northwestern Patagonia. En: Vaughan, A.P.M.; Leat, P. T., Pankhurst, R.J. (Eds.), *Terrane Accretion Processes at the Pacific Margin of Gondwana*. The Geological Society, Special Publication 246, 217–239.

Rossi, A. C., Gregori, D. A., y Benedini, L., 2011. Petrología y geoquímica de la Formación Mamil Choique en el área de Mengué, sector occidental de la Comarca Nordpatagónica, Provincia de Río Negro. XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas en CD.

Rubin, A.M., 1995. Propagation of magma-filled cracks. *Annual Review Planetary Sciences*, 23: 287–336.

Shand, S.J., 1951. *Eruptive Rocks. Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits*. Wiley and Sons, New York, 488 pp.

Silva Nieto, D., Cabaleri, N., Salani, F., Coluccia, A., 2002. Cañadón Asfalto, una cuenca de tipo “Pullapart” en el área de Cerro Cóndor. Provincia del Chubut. XV Congreso Geológico Argentino, (El Calafate), Actas en CD.

Silvestro, J., Zubiri, M., 2008. Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la dorsal Neuquina (39°S), Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63, 49-64.

Smith, R. B., Braile, L. W., 1984. Crustal Structure and Evolution of an Explosive Silicic Volcanic System at Yellowstone National Park. En: Boyd F.R. (Ed.), Explosive Volcanism, Inception, Evolution and Hazards, National Academy Press, Washington, D.C., 96–109.

Smith, T. R., Cole, J. W., 1996. Stratigraphic and petrological variation of the Mount Somers Volcanics Group, mid Canterbury, New Zealand. Zealand Journal of Geology and Geophysics 39, 3, 445–460.

Spalletti, L.A., Franzese, J.R., Morel, E., D’Elia, L., Zúñiga, A., Fanning, C.M., 2010. Consideraciones acerca de la sedimentología, paleobotánica y geocronología de la Formación Piedra del Águila (Jurásico Inferior, Neuquén, República Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina 66, 3, 305–313.

Sparks, S. J., 1976. Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, 23, 147–188.

Spinks, K. D., Acocella, V., Cole, J. W., Bassett, K. N., 2005. Structural control of volcanism and caldera development in the transtensional Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144, 7–22.

Stipanovic, P. N. 1967. Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 22, 2, 101–133.

Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O. L., Martínez, C.G. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23, 37–53.

Stipanovic, P. N., Methol, E.J. 1980. Comarca Norpatagónica. En: Turner, J.C.M. (Ed.), *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, Segundo Simposio II, 1071–1097, Córdoba.

Streckeisen, A.L., 1976. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte* 1, 1–15.

Suárez, M., Márquez, M. 2007. Cuenca de retroarco toarciana en Patagonia central (Chubut), Argentina: cierre, migración del arco y ambiente tectónico durante el Jurásico Medio. *Revista Geológica de Chile* 34, 1, 63-79.

Sumner, J. M., Branney, M. J., 2002. The emplacement history of a remarkable heterogeneous, chemically zoned, rheomorphic and locally lava-like ignimbrite: 'TL' on Gran Canaria. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115, 1, 109–138.

Sun, S. S., 1982. Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. *Geochemical and Cosmochemical Acta*, 46, 179–192.

Sun, S.S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42, 313–345.

Suppe, J., 1983, Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science* 283, 684-721.

Thompson, R.N. 1982, Magmatism of the British Tertiary volcanic province: *Scottish Journal of Geology*, 18, 49–107.

Thouret, J. C., 1999. Volcanic geomorphology—an overview. *Earth-Science Reviews* 47, 95–131.

Uliana, M. A., Biddle, K. T., Cerdán, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. En: Tankard, A., Balkwill, H.R. (Eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins: AAPG Memoir 46*, 599-616.

Varela, R., Basei, M.A.S., 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.

Vergani, G., Tankard, A., Belotti, H., Welsink, H. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En: Tankard, A., Suárez, R. y Welsink, H. (Eds.) *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, 383-402.

Volkheimer, W., 1965. Bosquejo geológico del noroeste del Chubut extraandino (zona Gastre-Gualjaina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20, 3, 326–350.

Volkheimer, W., 1973. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (Provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 18, 1, 13–16.

Walker, G. P. L., 1985. Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 25, 157–171.

Walker, G.P. L. 1999. Volcanic rift zones and their intrusion swarms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94, 21–34.

Weaver, C. H., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West-Central Argentina. Memoirs. University of Washington I, 1–469.

Wichmann, R. 1934. Contribución al conocimiento geológico de los territorios de Río Negro y Neuquén. Dirección General de Minas, Boletín 39, 60 p., Buenos Aires.

Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology 20, 325–343.

Windhausen, A. 1931. Geología Argentina. Segunda Parte, Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino. Ediciones Peuser, 646 pp. Buenos Aires.

Zavattieri, A. M., Volkheimer, W. Rosenfeld, D. 1994. Palynology and facies of the Late Triassic of Comallo (Northern Patagonia, Argentina). Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, 133–154.