



**Doctorado de la Universidad Nacional de Río Negro**

**Mención Ciencias de la Tierra**

**EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DURANTE EL  
TRIÁSICO SUPERIOR DE LA REGIÓN DE LOS MENUÇOS,  
MACIZO NORPATAGÓNICO NOR-OCCIDENTAL,  
PROVINCIA DE RÍO NEGRO**

**(Tesis presentada para la obtención del grado de Doctor de la  
Universidad Nacional de Río Negro)**

Autor: **Darío Rubén Vera**

Director de la tesis: **Dr. Raúl E. Giacosa**

Co-director de la tesis: **Dr. Pablo D. González**

**Año 2022**

**A Dani y Juan...**

## RESUMEN

Dos conjuntos de rocas volcano-sedimentarias de distintas edades, uno de edad pérmica-triásica temprana correspondiente al Complejo Los Menucos y otro de probable edad triásica tardía, fueron identificados en la región de Los Menucos, en el sector norte del macizo Norpatagónico. Se presentarán, en primer lugar, las características litológicas, estratigráficas y sedimentológicas de las rocas provisionalmente asignadas al Triásico Superior que afloran en un área tipo ubicada en las inmediaciones del puesto Llancaqueo, a 6 km al NE de Los Menucos. Allí se destaca una sucesión volcánica y volcanoclástica de al menos 368 m de espesor que apoya en discordancia angular y erosiva sobre las rocas del Complejo Los Menucos. La sección inferior de dicha sucesión está caracterizada por depósitos correspondientes a sistemas de abanicos aluviales, ríos entrelazados de alta energía y ríos sinuosos con llanura de inundación alledaña, mientras que la superior está representada por un magmatismo sinsedimentario compuesto por coladas lávicas asociadas con cuerpos subvolcánicos mesosilícicos a básicos, e ignimbritas riódacíticas. Utilizando la denominación informal de sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, se propuso separar la secuencia volcano-sedimentaria del área tipo Llancaqueo, del conjunto de rocas volcánicas y sedimentarias perteneciente al Complejo Los Menucos. En el contexto regional, la posible edad triásica tardía y las características litológicas de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, sugiere la búsqueda de correlaciones regionales hacia las secuencias piroclásticas, volcánicas y epiclásticas que conforman distintas unidades del Ciclo Precuyano y sus equivalentes laterales de la cuenca Neuquina.

En segundo lugar, se caracterizaron las principales estructuras que afectan a la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo en la zona alledaña al puesto Llancaqueo y en las áreas de los cerros La Laja y La Mina, en inmediaciones de Los Menucos. Se reconocieron tres dominios de fallas de primer y segundo orden, con rumbos: 1) E-O con variaciones al ONO-ESE y ENE-OSO, sub-verticales y cinemática mayormente dextral o, minoritariamente, sinistral; 2) NE-SO a N-S y cinemática dextral o dextral-normal u, ocasionalmente, sinistral y 3) NO-SE a ONO-ESE, de alto ángulo y cinemática sinistral o sinistral-normal, o de bajo ángulo y movimiento inverso. Además, pliegues meso y megascópicos de rumbos NO-SE a

ONO-ESE y NE-SO se encuentran desarrollados tanto en las rocas del Complejo Los Menucos como en la sucesión volcánico-sedimentaria Llancaqueo. La integración de la geometría de las fallas y pliegues en sus diferentes escalas y el análisis cinemático de las fallas mayores a partir del estudio de fallas menores, permitió establecer dos fases de deformación sucesivas (D1 y D2). D1, de edad triásica tardía – jurásica temprana, estaría vinculada con un régimen transtensivo con direcciones de extensión NNE-SSO a NE-SO y acortamiento ONO-ESE a NO-SE. En el marco de esta fase y controlada activamente por la estructura, se habría desarrollado la cuenca que contiene los depósitos de la sucesión Llancaqueo. Por su parte, D2, de posible edad jurásica tardía – cretácica temprana alta, tendría un carácter transpresivo relacionado a un acortamiento general NE-SO y habría generado reactivaciones de las fallas generadas previamente.

En el contexto regional, las características estratigráficas y estructurales del área de estudio y del sector nor-occidental del Macizo Norpatagónico, en general, son muy similares a la tectónica descrita en la cuenca Neuquina para tiempos triásicos – cretácicos. En este sentido, tanto en la cuenca Neuquina como en el ámbito del Macizo Norpatagónico nor-occidental habría dominado, en primera instancia, un régimen de extensión cortical generalizado de dirección NE-SO durante el Triásico tardío – Jurásico temprano, equivalente a lo que aquí se propone como fase de deformación D1. Seguidamente, durante el Jurásico Superior – Cretácico Inferior alto, habría ocurrido un evento de deformación transpresiva, comparable con la fase de deformación D2 (propuesta en esta tesis) que generó la reactivación de las estructuras formadas previamente.



## ABSTRACT

Two sets of volcano-sedimentary rocks of different ages, one of the Permian-Early Triassic age corresponding to the Los Menucos Complex and another of probable Late Triassic age, were identified in the Los Menucos region, in the northern sector of the North Patagonian Massif. The lithological, stratigraphical and sedimentological characteristics of the provisionally assigned to the Upper Triassic rocks that crop out in the vicinity of Llancaqueo farm, 6 km towards the NE of Los Menucos, will be first presented. There is a volcanic and volcanoclastic succession with at least 368 m thick, which overlies an angular and erosive unconformity developed on the Los Menucos Complex. The lower section of the succession is characterized by deposits corresponding to alluvial fan systems, high-energy braided rivers and sinuous rivers with floodplains, while the upper section is represented by a syn-sedimentary magmatism composed of mesosilicic to basic lava flows associated with subvolcanic bodies, and riodacitic ignimbrites. The informal denomination of sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo was proposed to separate the volcano-sedimentary sequence of the Llancaqueo-type area from the rocks belonging to the Los Menucos Complex. In a regional context, the possible Upper Triassic age and the lithological characteristics of the sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, suggest the search for correlations with the pyroclastic, volcanic and epiclastic sequences belonging to the Precuyano Cycle, or lateral equivalent within the Neuquén Basin.

Second, the main structures that affect the Llancaqueo volcano-sedimentary succession in the area surrounding the Llancaqueo farm and in the areas of La Laja and La Mina hills, in the vicinity of Los Menucos, were characterized. Three first and second-order fault domains were recognized, with strikes: 1) E-W with WNW-ESE and ENE-WSW variations, sub-vertical and mostly dextral or, to a lesser extent, left-lateral kinematics; 2) NE-SW to N-S and dextral or dextral-normal or occasionally sinistral kinematics and 3) NW-SE to WNW-ESE, high angle and sinistral or sinistral-normal kinematics, or low angle and reverse motion. In addition, meso and megascopic folds trending NW-SE to WNW-ESE and NE-SW are developed both in the rocks of the Los Menucos Complex and in the Llancaqueo volcano-sedimentary succession. The integration of the geometry of the faults and folds at their different scales and the kinematic analysis of the major faults from the study of minor faults,

allowed establishing two successive deformation phases (D1 and D2). D1, of late triassic - early jurassic age, would be linked to a transtensive regime with NNE-SSO to NE-SW extension directions and WNW-ESE to NW-SE shortening. Within the framework of this phase and actively controlled by the structure, the basin containing the Llancaqueo deposits would have been developed. On the other hand, D2, of possible Late Jurassic - Early Cretaceous age, would have a transpressive character related to a general NE-SW shortening and would have generated reactivations of the previously generated faults.

In the regional context, the stratigraphic and structural characteristics of the study area and the northwestern sector of the Northpatagonian Massif, in general, are very similar to the tectonics described in the Neuquén basin for Triassic-Cretaceous times. In this sense, both in the Neuquén basin and in the area of the north-western Northpatagonian Massif, a generalized crustal extension regime in a NE-SW direction would have dominated, in the first instance, during the Late Triassic – Early Jurassic, equivalent to what is shown here is proposed as deformation phase D1. Then, during the Upper Jurassic – Lower Cretaceous, a transpressive deformation event would have occurred, comparable to the D2 deformation phase (proposed in this thesis) that generated the reactivation of the previously formed structures.

## ÍNDICE

<b>CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1-5</b>
<b>1.1. OBJETIVOS.....</b>	<b>4</b>
<b>1.2. ÁREA DE ESTUDIO.....</b>	<b>4</b>
<b>CAPÍTULO 2. METODOLOGÍA DE TRABAJO.....</b>	<b>6-11</b>
<b>2.1. TAREAS DE GABINETE PREVIAS A LAS TAREAS DE CAMPO.....</b>	<b>6</b>
2.1.1. Recopilación de antecedentes bibliográficos y cartográficos.....	6
2.1.2. Cartografía de base.....	6
<b>2.2. TRABAJO DE CAMPO.....</b>	<b>7</b>
<b>2.3. TAREAS DE LABORATORIO Y GABINETE POSTERIORES A LAS TAREAS DE CAMPO.....</b>	<b>8</b>
2.3.1. Cartografía geológica.....	8
2.3.2. Análisis sedimentológico.....	9
2.3.3. Análisis estructural.....	9
2.3.4. Análisis petrográfico.....	11
<b>CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO DE LA REGIÓN DE LOS MENCOS.....</b>	<b>12-43</b>
<b>3.1. CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO REGIONAL.....</b>	<b>12</b>
<b>3.2. ESTRATIGRAFÍA DE LA REGIÓN DE LOS MENCOS.....</b>	<b>16</b>

3.2.1. Paleozoico Inferior.....	16
<i>Formación Colo Niyeu</i> .....	16
3.2.2. Paleozoico Superior – Triásico Inferior.....	17
<i>Complejo Plutónico La Esperanza</i> .....	17
<i>Complejo Plutónico Volcánico Dos Lomas</i> .....	19
<i>Complejo Los Menucos</i> .....	20
3.2.3 Triásico Superior - Cretácico.....	22
<i>Sucesión volcano – sedimentaria Llancaqueo</i> .....	22
<i>Volcanitas Loma Blanca</i> .....	23
<i>Grupo Neuquén</i> .....	24
3.2.4. Cenozoico.....	25
<i>Formación Meseta de Coli Toro</i> .....	25
<i>Formación Somún Curá</i> .....	26
<i>Complejo Queupuniyeu</i> .....	26
<b>3.3. ESTRUCTURA DEL SECTOR CENTRO NORTE DEL</b>	
<b>MACIZO NORPATAGÓNICO.....</b>	<b>27</b>
3.3.1. Basamento pre – Mesozoico.....	29
3.3.2. Estructura de la región de Los Menucos.....	30
<i>Fallas La Esperanza</i> .....	31
<i>Falla Loma Blanca</i> .....	31

<i>Sistema de fallas El Piche</i> .....	33
<i>Sinforme Piche</i> .....	34
<i>Falla Lenzaniyeu</i> .....	34
<i>Falla Cerro La Laja</i> .....	35
<i>Falla Cerro La Laja Norte</i> .....	36
<i>Falla Lagunitas</i> .....	36
<i>Fallas de Queupuniyeu</i> .....	36
<i>Falla Choique</i> .....	37
<i>Falla Aguada de Guerra – Sierra Colorada</i> .....	37
<i>Anomalías magnéticas</i> .....	37
<b>3.3.3. Estructura de la región de El Cuy</b> .....	<b>38</b>
<b>3.3.4. Edad de la deformación</b> .....	<b>41</b>
<i>Región de Los Menucos</i> .....	41
<i>Región de El Cuy</i> .....	42
 <b>CAPÍTULO 4. GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DEL</b>	
<b>PUESTO LLANCAQUEO</b> .....	<b>45-87</b>
<b>4.1. FACIES LLANCAQUEO</b> .....	<b>44</b>
4.1.1. Brechas macizas (F1).....	47
4.1.2. Ortoconglomerados con estratificación paralela (F2).....	48
4.1.3. Ortoconglomerados con estratificación	

Entrecruzada (F3).....	48
4.1.4. Ortoconglomerados macizos (F4).....	49
4.1.5. Areniscas y areniscas conglomerádicas (F5).....	51
4.1.6. Areniscas con estratificación entrecruzada (F6).....	53
4.1.7. Areniscas con laminación paralela y estratificación de antidunas (F7).....	53
4.1.8. Areniscas con estratificación de bajo ángulo (F8).....	54
4.1.9. Areniscas con estratificación paralela y óndulas (F9).....	55
4.1.10. Ritmitas con estratificación paralela (F10).....	55
4.1.11. Ritmitas con estratificación entrecruzada (F11).....	56
4.1.12. Tobas retrabajadas y pelitas (F12).....	57
4.2. ROCAS EFUSIVAS Y CUERPOS SUBVOLCÁNICOS.....	63
4.2.1. Coladas mesosilíceas a básicas (Cmb).....	63
4.2.2. Cuerpos subvolcánicos (Sv).....	66
4.2.3. Ignimbritas riodacíticas (lgr/d).....	68
4.3. ASOCIACIONES DE FACIES Y PALEOAMBIENTE.....	72
4.3.1. Asociación de facies 1 (AF1): lóbulos aluviales proximales.....	72
4.3.2. Asociación de facies 2 (AF2): canales multiepisódicos y barras.....	74

4.3.3. Asociación de facies 3 (AF3): canal principal.....	78
4.3.4. Asociación de facies 4 (AF4): llanura de inundación proximal a distal.....	79
4.3.5. Consideraciones paleoambientales.....	82
4.3.6. Magmatismo.....	86
4.4. ORDENAMIENTO VERTICAL Y SISTEMA DEPOSITACIONAL.....	85
<b>CAPÍTULO 5. ESTRUCTURA DE LAS ZONAS CERRO LA LAJA, CERRO LA MINA Y PUESTO LLANCAQUEO.....</b>	<b>88-140</b>
5.1. GEOMETRÍA ESTRUCTURAL.....	87
5.1.1. Fallas de primer y segundo orden.....	90
<i>Dominio O-E</i> .....	90
<u>Falla Cerro La Laja</u> .....	90
<u>Falla Cerro La Laja Norte</u> .....	96
<u>Falla Choique</u> .....	97
<u>Fallas de segundo orden</u> .....	98
<i>Dominio NE-SO a N-S</i> .....	98
<u>Falla Llancaqueo</u> .....	102
<i>Dominio NO-SE</i> .....	103
<u>Falla El Chacay</u> .....	104
<u>Fallas inversas Llancaqueo</u> .....	105

5.1.2. Fallas de tercer y cuarto orden.....	106
5.1.3. Pliegues NO-SE a ONO-ESE.....	114
<i>Par antiforme – antiforme El Chacay.....</i>	114
<i>Antiforme El Chacay Sur.....</i>	114
<i>Sinforme Cerro Choique.....</i>	115
<i>Sinclinal Llancaqueo.....</i>	115
5.1.4. Pliegues NE – SO.....	115
<i>Pliegues mesoscópicos Llancaqueo.....</i>	115
<i>Sinclinal Cerro La Laja.....</i>	116
5.2. ANÁLISIS CINEMÁTICO DE FALLAS.....	116
5.2.1. Antecedentes.....	116
5.2.2. Datos de indicadores cinemáticos de fallas.....	117
5.2.3. Cinemática de las fallas más representativas de cada dominio.....	119
5.3. DISCUSIÓN.....	131
5.3.1. Utilidad del estudio de las fallas menores.....	131
5.3.2. Integración de los datos de fallas de distintas escalas y pliegues.....	133



<i>Estructuras relacionadas con transcurrencia/transtensión</i>	
<i>dextral: extensión NE a NNE y contracción ONO a NO.....</i>	<i>134</i>
<i>Estructuras indicando contracción/transpresión NE-SO.....</i>	<i>136</i>
<b>5.3.3. Posible control de las estructuras del</b>	
<b>    basamento pre-Mesozoico en la deformación.....</b>	<b>138</b>
<b>CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN.....</b>	<b>141-154</b>
<b>6.1. ESTRATIGRAFÍA.....</b>	<b>141</b>
<b>6.1.1. CONSIDERACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD.....</b>	<b>141</b>
<i>Propuesta estratigráfica.....</i>	<i>141</i>
<i>Correlaciones regionales.....</i>	<i>143</i>
<b>6.2. ESTRUCTURA.....</b>	<b>144</b>
<b>6.2.1. Fases de deformación.....</b>	<b>144</b>
<i>Fase de deformación D1.....</i>	<i>146</i>
<i>Fase de deformación D2.....</i>	<i>147</i>
<b>6.2.2. Relación entre deformación – sedimentación –</b>	
<b>    magmatismo.....</b>	<b>148</b>
<b>6.2.3. Edad de la deformación.....</b>	<b>150</b>
<b>6.2.4. Consideraciones regionales.....</b>	<b>151</b>
<b>CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES.....</b>	<b>155-158</b>
<b>Agradecimientos.....</b>	<b>159-160</b>

**BIBLIOGRAFÍA.....161-193**

**APÉNDICE.....194-217**

## CAPÍTULO 1

### INTRODUCCIÓN

Las rocas volcano-sedimentarias del Mesozoico de la región de Los Menucos, provincia de Río Negro, fueron asignadas al Triásico (Stipanovic *et al.* 1968, Artabe 1985a, Rapela *et al.* 1996) y al Triásico a Jurásico Inferior (Casamiquela 1964 y Cucchi *et al.* 2001) y referidas a diversas unidades, parcialmente equivalentes, tales como Formación Los Menucos, Formación Sierra Colorada y rocas sedimentarias continentales con *Dicroidium* (Stipanovic *et al.* 1968), Formación Garamilla (Nullo 1978), Grupo Los Menucos (Labudía *et al.* 1995) y Complejo Los Menucos (Cucchi *et al.* 2001). Los nuevos estudios geocronológicos y paleontológicos realizados por Lema *et al.* (2008), Luppo *et al.* (2016, 2018), Falco *et al.* (2018) y Citton *et al.* (2018), indican que las rocas aflorantes en la región de Los Menucos tradicionalmente asignadas al intervalo Triásico – Jurásico Inferior, constituyen dos conjuntos de rocas con edades diferentes que pertenecerían a dos unidades distintas, una correspondiente al Complejo Los Menucos de edad pérmica – triásica temprana (Luppo *et al.* 2018) y otra, representada por las rocas sedimentarias y volcánicas del cerro La Laja, cerro La Mina, puesto Cuya y puesto Llancaqueo, de edad triásica tardía (Lema *et al.* 2008, Falco *et al.* 2018, Citton *et al.* 2018, Díaz Martínez *et al.* 2019, Vera *et al.* 2022).

La presencia conjunta y las dificultades en la distinción entre estos dos grupos de rocas constituyen un problema de alcance regional en el N y NO de la Patagonia, que ha sido y es muy común tanto en afloramiento como en el subsuelo de la cuenca Neuquina, entre las unidades o ciclos denominados Choiyoi y Precuyano. Algunos autores como Zöllner y Amos (1973), Orchuela y Ploszkiewicz (1984), Leanza (1990) y Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994), asignaron a la provincia magmática Choiyoi, Formación Choiyoi, “Choiyoilitense” o Grupo Choiyoi *sensu* Groeber (1946), varios de los depósitos volcánicos y volcanoclásticos de *syn-rift* del sector central de la cuenca Neuquina, cordillera del Viento y algunos depósitos reconocidos en el subsuelo

(ej. Formación Barda Alta), que luego han sido asignados al Precuyano *sensu* Gulisano *et al.* (1984) por Franzese y Spalletti (2001) y Leanza *et al.* (2005). En el mismo sentido, las dataciones U-Pb en cristal único de circón, realizadas por Barrionuevo *et al.* (2013) sobre rocas ignimbríticas extraídas del yacimiento 25 de Mayo – Medanito S.E., indican una edad promedio de 246 Ma para el tope del relleno del hemigraben Medanito y 211 Ma para una lava autobrechada que traslapa el hemigraben. Estos autores interpretaron las rocas del tope de dicha estructura como pertenecientes a la Sección Superior del Grupo Choiyoi, mientras que aquellas que la traslapan formarían parte del Ciclo Precuyano.

En base a sus relaciones estratigráficas, características litológicas, edad y contenido paleontológico (Lema *et al.* 2008, Falco *et al.* 2018, Luppo *et al.* 2018, Citton *et al.* 2018), es posible reconocer dos secuencias de rocas volcano-sedimentarias, una permo-triásica y otra triásica, en el área de Los Menucos. En esta Tesis se presentarán, en primer lugar, las características litológicas, estratigráficas y sedimentológicas de la secuencia de rocas asignable al Triásico Superior. Se describirá un área tipo ubicada en las inmediaciones del puesto Llancaqueo, a 6 km al E de Los Menucos, en la cual afloran las rocas portadoras del icnogénero *Pentasauropus* asignado al Triásico Superior por Citton *et al.* (2018). Además se establecerán diferencias estratigráficas con las rocas del Complejo Los Menucos de edad permo-triásica (Luppo *et al.* 2018) y se establecerá una correlación con rocas asignadas al Ciclo Precuyano de la cuenca Neuquina.

La distinción de dichas secuencias de roca en dos unidades diferentes y pertenecientes a dos ciclos litoestratigráficos distintos es muy importante ya que las rocas volcánicas y sedimentarias son las que alojan las mineralizaciones de la región. Por otro lado, las rocas del Ciclo Precuyano constituyen el basamento presedimentario de la cuenca Neuquina.

Cabe aclarar que los resultados que se presentan en esta tesis, referentes a las características litológicas, estratigráficas y sedimentológicas del área tipo ubicado en inmediaciones del puesto Llancaqueo, se encuentran en un artículo recientemente publicado en la Revista de la Asociación Geológica Argentina

(Vera *et al.* 2022), cuya versión digital se encuentra disponible en la página web de dicha revista.

Por otra parte, las rocas mesozoicas de la región de Los Menucos se encuentran afectadas por una intensa fracturación en la que son dominantes las fallas de rumbo O-E y, minoritariamente de rumbos ONO-ESE y ENE-OSO a NE-SO. Estas estructuras son fácilmente observables en las imágenes satelitales como lineamientos kilométricos que muestran evidencias de una importante componente de transcurrencia dextral (Giacosa *et al.* 2005, 2007). Giacosa *et al.* (2007) infirieron que esta deformación correspondería a una tectónica transcurrente asociada con extensión regional con una dirección principal cercana a NE-SO conformando un régimen de extensión oblicua (transtensión). Por su parte, Vera *et al.* (2021), en una contribución reciente sobre las características cinemáticas de fallas que afectan a rocas tentativamente asignadas del Triásico Superior en el área del puesto Llancaqueo (Vera *et al.* 2022), señalan al menos dos fases de deformación sucesivas mesozoicas (D1 y D2). La primera tendría una edad triásica tardía - jurásica temprana y estaría relacionada con un régimen transcurrente con direcciones de acortamiento y extensión oblicuas ONO a NO y NNE a NE, respectivamente, consistente con la hipótesis de transtensión de Giacosa *et al.* (2007). Por otro lado, D2, de posible edad jurásica tardía – cretácica temprana tardía, tendría un carácter transpresivo relacionado a un acortamiento general NE-SO.

En esta tesis se caracterizarán en detalle las estructuras presentes en las áreas de los cerros La Laja, La Mina y el puesto Llancaqueo, prestando especial atención a aquellas que afectan a las rocas asignadas al Triásico Superior. También se integrarán los resultados derivados del análisis estructural con la información sedimentológica y estratigráfica del área de estudio, con el objetivo de evaluar posibles relaciones temporales entre la sedimentación y el magmatismo triásicos tardíos y la deformación.

## **1.1. OBJETIVOS**

El principal objetivo de la presente tesis doctoral es contribuir a la comprensión de la evolución tectónica mesozoica del Macizo Norpatagónico, particularmente para tiempos triásicos, mediante la caracterización estructural, sedimentológica y del magmatismo asociado y estableciendo una comparación con el basamento pre-Cuyano de la Cuenca Neuquina, el cual posee estudios de mayor detalle debido a su interés económico.

Los objetivos específicos son:

- Realizar una cartografía geológica y estructural de detalle en sectores representativos de la tectónica triásica.
- Realizar una caracterización estratigráfica, macropetrográfica y sedimentológica de las rocas sedimentarias y volcánicas triásicas, especialmente aquellas correspondientes al Triásico Superior.
- Caracterizar la estructura que afecta a dichas rocas.
- Determinar la relación entre la estructura, la sedimentación y el magmatismo triásicos.
- Determinar la vinculación entre las fábricas penetrativas de basamento y su reactivación durante el Triásico.
- Reconstruir la evolución tectono-estratigráfica triásica del sector noroccidental del Macizo Norpatagónico.

## **1.2. ÁREA DE ESTUDIO**

El área de estudio se encuentra en inmediaciones de la localidad de Los Menucos, en el sector central de la provincia de Río Negro (Fig. 1.1). Las rocas que son objeto de estudio de la presente Tesis afloran en los sectores aledaños al puesto Llancaqueo y en los cerros La Laja y La Mina. El puesto Llancaqueo se encuentra a unos 8,5 km al ENE de la localidad de Los Menucos, mientras que los cerros La Laja y La Mina se ubican a 9 km y 4 km al O y SO, respectivamente, de dicha localidad. Las coordenadas que limitan el área de estudio son: 40°44'37"S, 40°53'14"S, 67°51'34"O, 68°14'28"O. De esta manera, la zona de interés ocupa el sector suroriental de la Hoja Geológica 4169-II Los

Menucos (Cucchi *et al.* 2001) y el sector centro-oriental de la Hoja 4169-17 Cerro Abanico (Lema *et al.* 2009).



**Figura 1.1.** Imagen Landsat que exhibe la ubicación del área de estudio.

## **CAPÍTULO 2**

### **METODOLOGÍA DE TRABAJO**

Para la realización de la presente tesis se aplicó una metodología de investigación que involucró tres etapas: 1) tareas de gabinete previas a las tareas de campo, 2) etapa de trabajo de campo y 3) tareas de laboratorio y gabinete posteriores a las tareas de campo.

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

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

Durante esta etapa se realizó una recopilación de trabajos de investigación publicados acerca de las características geológicas paleozoicas y mesozoicas tanto del área de estudio en particular como de la región nor-occidental del Macizo Norpatagónico en la que esta se enmarca. Se prestó especial atención a la búsqueda de trabajos sobre la estratigrafía, geología estructural y la tectónica, triásicas de las regiones de Los Menucos y El Cuy. Además se recopiló bibliografía que tratare sobre las características estratigráficas, sedimentológicas y estructurales del basamento Precuyano de la Cuenca Neuquina, sobre todo en los bordes sur y sureste de la cuenca los cuales constituyen los sectores norte y noroeste del Macizo Norpatagónico.

##### **2.1.2. Cartografía de base**

La base cartográfica sobre la que se desarrolló tanto el mapeo preliminar de unidades, contactos estratigráficos, fallas y pliegues como la cartografía elaborada durante las tareas de campo, fue una combinación de imágenes satelitales de alta resolución tomadas de diferentes servidores (GoogleEarth, Bing Maps), imágenes Landsat 7 ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus), fotos aéreas y modelos de elevación digital (SRTM 30 m, mosaicos fotogramétricos IGN 20). Esta base cartográfica también se utilizó para el



reconocimiento y elección de las áreas de trabajo que fueron caracterizadas en detalle.

## **2.2. TRABAJO DE CAMPO**

Las tareas de campo se distribuyeron en varias campañas alcanzando un total de 92 días de trabajo de campo. Durante estas tareas se controlaron y se corrigieron los mapas preliminares confeccionados en la etapa de gabinete anterior; se procedió al levantamiento de secciones estratigráficas y sedimentológicas de detalle de escala métrica a centimétrica; se describieron las características macropetrográficas de las rocas ígneas aflorantes en las áreas de interés y se obtuvieron datos estructurales de estratificación, foliaciones, lineaciones, actitud de fallas de diferentes escalas y pliegues.

Durante el levantamiento de las secciones estratigráficas y sedimentológicas se prestó especial atención a la descripción de las características primarias de los cuerpos de roca, tales como contactos, litología, estructuras sedimentarias, geometría y vectores de paleocorrientes con el fin de realizar un minucioso análisis de facies. Se realizaron, cuando fue posible, correlaciones entre las secciones utilizando técnicas convencionales y de fotointerpretación.

Para la obtención de datos estructurales se realizaron transectas perpendiculares al rumbo de los estratos en las cuales se midió sistemáticamente la actitud de las capas. Se prestó especial atención a la descripción y medición de rasgos lineales y planares correspondientes a estructuras tectónicas tales como fallas de diferentes escalas y pliegues que afectaran sobre todo a las rocas triásicas. También se puso atención al reconocimiento de evidencias de deformación sincrónica con la sedimentación, como la ocurrencia de diques clásticos, fallas menores sinsedimentarias, etc. Cuando la calidad de los afloramientos lo permitió, se definieron estaciones de medición de indicadores cinemáticos asociados a cizallas menores. Se midieron más de 380 datos de fallas de tercer y cuarto orden, de las cuales se obtuvieron datos de rumbo y buzamiento de los planos de falla y la dirección y sentido de desplazamiento de las fallas utilizando estrías. Cuando no se observaron marcadores pasivos para determinar el sentido de desplazamiento,

este se determinó siguiendo los criterios propuestos por Petit (1987) y Allmendinger (1999).

Para la ubicación espacial de estaciones de control y toma de datos geológicos se utilizó un GPS Garmin de 10 m de resolución espacial máxima. Por otra parte, el levantamiento de las secciones sedimentológicas se realizó utilizando el báculo de Jacob o cinta métrica, mientras que para la medición de datos estructurales (actitud de planos de falla, estrías, actitud de los estratos, ejes de pliegues, etc) se utilizó una brújula estructural Geobrunton.

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

### **2.3.1. Cartografía geológica**

La elaboración de la cartografía geológica definitiva se realizó en un entorno georeferenciado utilizando los programas QGis 3.4, ArcGis 10.3 y Global Mapper 18. Para tal fin se generó un proyecto en el cual se volcaron los datos cartográficos y geológicos recolectados durante las tareas de campo. Para la elaboración de los mapas finales se integró la información estructural, estratigráfica y sedimentológica obtenida en el terreno, la cartografía publicada en trabajos previos y se complementó con la interpretación de rasgos geológicos a partir de imágenes satelitales.

Durante esta etapa se confeccionaron mapas geológicos y estructurales de mediana escala y de mayor detalle para las áreas de interés o zonas con elevada complejidad estructural. Se realizó un exhaustivo mapeo de las estructuras presentes en el área de estudio. Se identificaron las estructuras principales (dominantemente fallas transcurrentes y pliegues asociados, zonas dilatantes y antidilatantes, zonas de relevo), su orientación y ubicación. A partir de las relaciones de corte entre las diferentes estructuras y considerando la edad de las rocas afectadas por estas, se pudo realizar estimaciones acerca de la evolución tectónica del área de estudio durante el Triásico en particular y, durante el Mesozoico, en general.

### **2.3.2. Análisis sedimentológico**

Para el análisis sedimentológico, en primer lugar se digitalizaron las secciones sedimentológicas relevadas durante las tareas de campo y se plotearon los datos de paleocorriente utilizando los programas Adobe Illustrator CS5 y Rose.Net 1.0, respectivamente. También, en esta etapa, se completó el análisis e interpretación de las facies individuales y se establecieron asociaciones de facies utilizando los criterios sedimentológicos propuestos en la bibliografía clásica (Miall 1977, 1978, Nemec y Steel 1984, Schultz 1984, Walker y Cant 1984, Smith 1986, Smith y Lowe 1991, Miall 1996, entre otros).

### **2.3.3. Análisis estructural**

En primer lugar se realizó una descripción geométrica de las estructuras presentes en el área del puesto Llancaqueo y los cerros La Mina y La Laja. Se estudiaron las características relacionadas con las orientaciones de las estructuras, así como también con sus longitudes, diseños cartográficos, atributos de las zonas de falla (tipos de roca de falla, espesores de las zonas de daño y de núcleo, tipos de estructuras secundarias), simetría y tipo de pliegues, relaciones entre fallas y pliegues, entre otras. Con respecto a las fallas, se las separó de acuerdo a sus longitudes y cantidad de desplazamiento en fallas de primero, segundo, tercer y cuarto orden. Los datos de rumbo y buzamiento de las estructuras fueron ploteados y presentados utilizando el programa Daisy3.

Además de la caracterización geométrica de las estructuras, se caracterizó la cinemática de las mismas, sobre todo de las fallas principales. En primer lugar se describieron los desplazamientos observables, tanto en afloramiento como en las imágenes satelitales, de las fallas principales de primer y segundo orden. El principal criterio utilizado para reconocer el sentido de desplazamiento fue la separación de los elementos planares oblicuos a las fallas, los cuales se tratan generalmente de estratos volcánicos o sedimentarios y diques. Las estructuras más representativas de la deformación frágil en el área de estudio son fallas con una marcada componente de rumbo y desplazamientos kilométricos, por lo cual fue posible, en primera instancia, observar sus desplazamientos aparentes

a partir de imágenes satelitales. En el terreno, muchas de estas fallas suelen estar cubiertas o constituyen amplias y complejas zonas de deformación en las que resulta difícil reconocer su cinemática. En estos casos, cuando la calidad de los afloramientos lo permitió, se establecieron estaciones de medición de indicadores cinemáticos asociados a cizallas menores ubicadas en las zonas de daño de las fallas principales. Esto permitió determinar las direcciones de extensión y contracción registradas en las fallas mayores y así conocer sus características cinemáticas.

Los datos de fallas menores con indicadores cinemáticos fueron procesados con el programa *FaultKinWin* 8.0 (Marrett y Allmendinger 1990, Allmendinger *et al.* 2012). En los sectores donde los estratos presentaban inclinaciones muy variables, los datos fueron restaurados a su posición original, previa al basculamiento de las capas, rotándolos a partir de la horizontalización de los estratos que los contenían. El procesamiento de los datos cinemáticos se realizó siguiendo el método gráfico basado en distribuciones estadísticas de Bingham (Marrett y Allmendinger, 1990) con la finalidad de obtener los tres ejes principales del elipsoide de deformación ( $\lambda_1=X$ ,  $\lambda_2=Y$  y  $\lambda_3=Z$ ) para cada estación de medición. Mediante este método, se realiza una construcción gráfica de los ejes principales de extensión (ejes T) y acortamiento (ejes P) incrementales para una determinada población de fallas (Marrett y Allmendinger 1990). El método de distribución estadística de Bingham permite calcular los máximos del conjunto de ejes T y P obtenidos gráficamente a partir de un grupo de datos cinemáticos (Marrett y Allmendinger 1990) y, por lo tanto, permite determinar las direcciones de extensión y contracción para cada estación de medición. Como las estaciones de medición, en general, estaban ubicadas en las zonas de daño de las fallas principales de primer y segundo orden, la aplicación de este método permitió conocer las direcciones de extensión y contracción de dichas fallas mayores.

Puesto que el método gráfico de Bingham ofrece un resultado cinemático único para un determinado set de datos, también se realizó, de manera complementaria, un análisis visual de la distribución y agrupamiento de los ejes T y P con el objetivo de evaluar la existencia de posibles direcciones de

extensión y contracción subordinadas, además de aquellas señaladas por *default* por el programa. Este análisis resulta clave en zonas cinemáticamente muy heterogéneas, como es el caso de la región de estudio tratada en esta tesis.

Finalmente se realizó una integración de los datos geométricos y cinemáticos de las fallas mayores, las fallas menores y los pliegues y entre dichas estructuras y las rocas triásicas. Se evaluó la compatibilidad estructural entre las estructuras y se realizaron estimaciones acerca de las características de la deformación presente en el área (regímenes tectónicos, fases de deformación, posible reactivación de las fábricas de basamento, direcciones de extensión y contracción regionales, localización de la deformación).

#### **2.3.4. Análisis petrográfico**

Para las rocas aflorantes en la región de Los Menucos, se realizó una descripción macropetrográfica a escala de muestra de mano. Para la descripción y clasificación de las rocas piroclásticas se utilizaron los criterios de Fisher (1996), Schmidt (1981) y Pettijonh *et al.* (1987), mientras que para la descripción macropetrográfica y análisis de las rocas volcánicas cohesivas se consideraron los trabajos de Kokelaar (1982), McPhie *et al.* (1993), Lister y Kerr (1991), entre otros.

## CAPÍTULO 3

### MARCO GEOLÓGICO DE LA REGIÓN DE LOS MENUCOS

En el presente capítulo se realiza un racconto del conocimiento geológico del Macizo Norpatagónico con énfasis en la estratigrafía y geología estructural del Paleozoico Superior y del Triásico de la región noroccidental del mismo, particularmente de la región de Los Menucos, donde se encuentra ubicada el área de estudio abordada en esta tesis. Las unidades estratigráficamente superiores al Triásico se señalarán de manera somera con el único objetivo de guiar al lector no familiarizado con el macizo.

#### 3.1. CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO REGIONAL

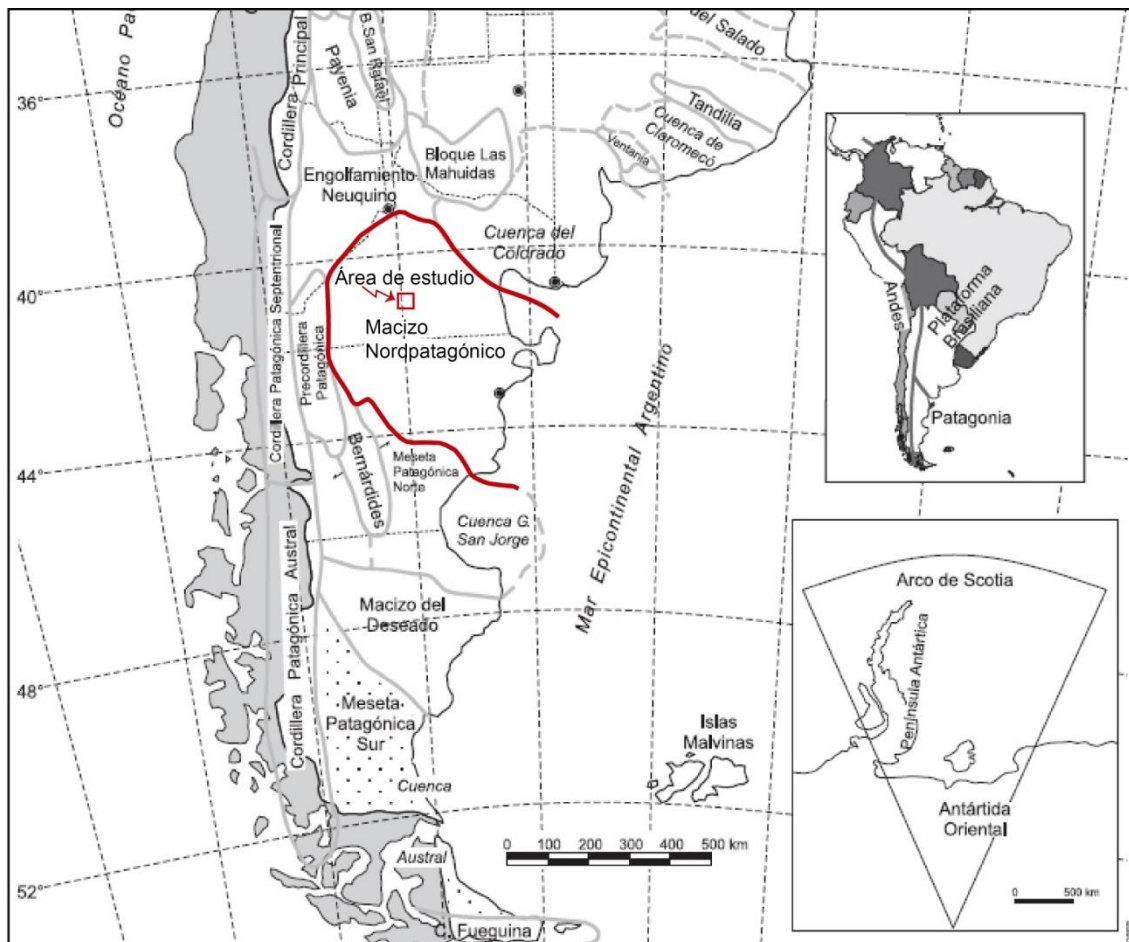
El Macizo Norpatagónico o Nesocratón Norpatagónico (Harrington 1962), Macizo de Somún-Curá o Comarca Nordpatagónica (Stipanovic y Methol 1980), es una provincia morfoestructural con un área aproximada de 140000 km<sup>2</sup> que abarca gran parte de la provincia de Río Negro y norte de Chubut. Limita con la cuenca Neuquina al noroeste, la cuenca del Colorado hacia el noreste, la cuenca del Golfo San Jorge al sureste, la Meseta Patagónica Norte al sur y con la Precordillera Patagónica hacia el oeste (Fig. 3.1). Los bordes del Macizo Norpatagónico coincidirían con la dorsal de Huincul al norte, un alto estructural de rumbo predominante O-E y con la Precordillera Patagónica al oeste y suroeste (Giacosa *et al.* 2022).

Las rocas más antiguas del Macizo Norpatagónico corresponden al basamento del Paleozoico Inferior constituido por las unidades de bajo a alto grado metamórfico denominadas Formaciones Nahuel Niyeu (Caminos 1983), El Jagüelito (Ramos 1975, Giacosa 1987), Mina Gonzalito (Ramos 1975, Giacosa 1987) y Yaminué (Caminos 1983) y por los granitoides deformados y no deformados como la Granodiorita Tardugno (Caminos 1983) y el Complejo Plutónico Punta Sierra (Núñez 1975, Busteros *et al.* 1998). Estas unidades afloran en el sector oriental del Macizo, en la región comprendida entre

Valcheta y Sierra Grande. En la región de Los Menucos, las rocas de basamento corresponden a la Formación Colo Niyeu (Labudía y Bjerg 1994), las cuales fueron asignadas al Cámbrico temprano en base a su edad máxima de sedimentación (532 Ma, Martínez Dopico *et al.* 2017). En el sector de la costa atlántica, algunas de estas unidades están cubiertas en no concordancia por las rocas silúrico-devónicas de la Formación Sierra Grande (Harrington 1962).

Varias de las unidades de basamento del sector nororiental del Macizo Norpatagónico se encuentran intruidas por las rocas del Complejo Plutónico Navarrete (Caminos 1983, 2001) y el Complejo Plutónico Pailemán, las cuales representan el magmatismo Pérmico en esta zona. Además, las zonas de cizalla El Jagüelito y Peñas Blancas afectan al Plutón Peñas Blancas y representan el tectonismo Pérmico del área (Giacosa 2001, von Gosen 2002). Por su parte, en la región de Los Menucos – La Esperanza, las metamorfitas de la Formación Colo Niyeu son intruidas por cuerpos ígneos granítico-granodioríticos, meso- a epizonales de edad neopaleozoica (Martínez Dopico *et al.* 2019) del Complejo Plutónico La Esperanza (Llambías y Rapela 1984).

En la región de Los Menucos yacen sobre el basamento paleozoico, diversas rocas volcánicas asociadas con sedimentitas clásticas y cuerpos intrusivos someros (Giacosa *et al.* 2007) cuyas edades van desde el Guadalupiense hasta el Triásico Inferior (Falco *et al.* 2018, Luppo *et al.* 2018) las cuales fueron agrupadas bajo la denominación de Complejo Los Menucos (Cucchi *et al.* 2001). El registro triásico inferior está representando también por las rocas plutónicas aflorantes entre Ramos Mexía y Nahuel Niyeu, pertenecientes al complejo Yaminué (Caminos y Llambías 1984, Pankhurst *et al.* 2014).



**Figura 3.1.** Ubicación del Macizo Norpatagónico y del área de estudio dentro del contexto geológico regional (tomado de Ramos 1999).

En cuanto a las rocas de edad triásica-jurásica, están presentes en varios sectores del Macizo Norpatagónico, por ejemplo en su sector nororiental, al oeste de Nahuel Niyeu, afloran rocas pertenecientes al Complejo Plutónico Volcánico Treneta del Triásico – Jurásico Temprano (Camino 1983, Pankhurst *et al.* 1993, López de Luchi *et al.* 2008) y de la Formación Puesto Piris (Núñez 1975). Por otra parte, en los bordes occidental del Macizo Norpatagónico y suroriental de la cuenca Neuquina, los afloramientos del Triásico Superior corresponden a los depósitos precuyanos de las formaciones Paso Flores, Sañicó, Ñireco, Piedra del Águila, entre otras. Por su parte, en la zona de Los Menucos, se apoya en discordancia angular y erosiva un conjunto de rocas volcánicas y sedimentarias que por sus características estratigráficas, contenido fosilífero y edad radimétrica puede ser separado del Complejo Los Menucos (Lema *et al.* 2008, Domnanovich *et al.* 2008, Falco *et al.* 2018, Citton



*et al.* 2018) y asignado tentativamente al Triásico Superior (Vera *et al.* 2022). Finalmente, en la región de El Cuy afloran rocas pertenecientes al Complejo plutónico volcánico Curaco (Hugo y Leanza 2001) o Complejo Alessandrini (Saini-Eidukat *et al.* 2000), de edad triásica tardía (Saini-Eidukat *et al.* 2004) a, posiblemente, jurásica temprana (Saini-Eidukat *et al.* 1999, 2002, 2004). En estas rocas se reconocieron granitos milonitizados y milonitas (Saini-Eidukat *et al.* 2002, Báez *et al.* 2013, Gregori *et al.* 2015, Báez *et al.* 2016) asociadas a las fajas de cizalla denominadas La Señá y Pangaré (Gregori *et al.* 2015) o faja de Cizalla Brusain (Báez *et al.* 2016), de edad jurásica temprana (Saini-Eidukat *et al.* 1999, 2004, Báez *et al.* 2016).

Por su parte, el magmatismo jurásico está muy bien representado en la región noreste del Macizo Norpatagónico por las rocas del Complejo Volcánico Marifil (Malvicini y Llambías 1974, Cortés 1981, Pankhurst y Rapela 1995, Aragón *et al.* 1996, Pankhurst *et al.* 1998, Márquez *et al.* 2011) y en el sector occidental del Macizo por las formaciones Garamilla, Taquetrén, entre otras. En las regiones de La Esperanza y Los Menucos, rocas volcánicas andesíticas y basandesíticas de edad jurásica, cubren o intruyen distintas facies o unidades de los complejos La Esperanza y Los Menucos (Labudía y Bjerg 1994, Cucchi *et al.* 2001). Algunas de estas rocas están vinculadas a las grandes fallas de rumbo general E-O, presentes en el sector centro-norte del Macizo Norpatagónico (Corbella 1973, Cucchi *et al.* 2001).

Finalmente, rocas cretácicas y cenozoicas afloran en diversos lugares del Macizo Norpatagónico. Por ejemplo en la región de La Esperanza, las rocas del Complejo homónimo se encuentran parcialmente cubiertas, mediante discordancia, por rocas sedimentarias del Cretácico Inferior (Cucchi *et al.* 2001). Por otra parte, en el área de El Cuy, en el norte del Macizo, las rocas triásicas tardías y jurásicas tempranas están cubiertas por las rocas sedimentarias del Grupo Neuquén (Saini-Eidukat *et al.* 1999, 2000, 2002, 2004, Hugo y Leanza 2001). Por encima de estas últimas aparecen las formaciones oligocenas - miocenas de Chichinales, Sierra Blanca de la Totorá y El Palo y cubriendo mediante discordancia erosiva a la Formación Chichinales (Bjerg *et al.* 1997, Hugo y Leanza 2001) yacen basaltos olivínicos de la Formación El

Cuy. En la región de Los Menucos, el registro cenozoico está representado por varias unidades sedimentarias y volcánicas, siendo dominantes las rocas del Complejo Queupuniyeu y el Basalto Meseta Coli Toro (Cucchi *et al.* 2001).

## **3.2. ESTRATIGRAFÍA DE LA REGIÓN DE LOS MENUCOS**

### **3.2.1. Paleozoico Inferior**

#### ***Formación Colo Niyeu***

Las rocas más antiguas de la región de Los Menucos corresponden a filitas y cuarcitas de la Formación Colo Niyeu (Labudía y Bjerg 1994), las cuales fueron asignadas recientemente al Cámbrico temprano en base a su edad máxima de sedimentación (532 Ma, Martínez Dopico *et al.* 2017).

Esta unidad fue definida por Labudía y Bjerg (1994), quienes describieron y agruparon bajo la denominación Formación Colo Niyeu a las rocas metamórficas de bajo grado aflorantes en los alrededores del Cerro Piche y al sur de la Estancia Loma Blanca (Fig. 3.2). Primeramente, Wichmann (1927) fue quien reconoció afloramientos de rocas metamórficas al sur de La Esperanza. También Feruglio (1949), Stipanivic (1967) y Stipanivic y Methol (1980), hicieron alusión a estas rocas, refiriéndolas como “metamorfitas precámbricas”, mientras que Herrero y Diez (1973) las denominaron Formación Jagüel Negro. Corbella (1973) describió en el sector del cerro Piche, enclaves de metacuarcitas de bajo grado en rocas graníticas, a los cuales le asignó una edad paleozoica tardía. También De Vincenzi (1981) señaló para la zona aledaña a la estancia La Esperanza, la presencia de afloramientos de rocas metamórficas constituyendo enclaves dentro de rocas graníticas. Finalmente, Cucchi *et al.* (2001) describieron pizarras y pizarras filíticas bandeadas pertenecientes a la Formación Colo Niyeu aflorantes al noroeste del paraje Las Mochas.

En inmediaciones de la Estancia Loma Blanca, la Formación Colo Niyeu se encuentra intruida por las rocas del Complejo Plutónico La Esperanza (Labudía y Bjerg 1994) de edad pérmica. Al sur del cerro Piche, esta unidad constituye

un bloque de basamento limitado al oeste por la falla Lenzaniyeu y al norte por el sistema de fallas El Piche (Giacosa *et al.* 2007).

Las rocas de la Formación Colo Niyeu son comparables, por su litología y grado metamórfico, con las formaciones El Jagüelito y Nahuel Niyeu, las cuales afloran en el sector oriental del Macizo Norpatagónico (Martínez Dopico *et al.* 2017), específicamente en los alrededores de las localidades de Nahuel Niyeu, Valcheta y Sierra Grande.

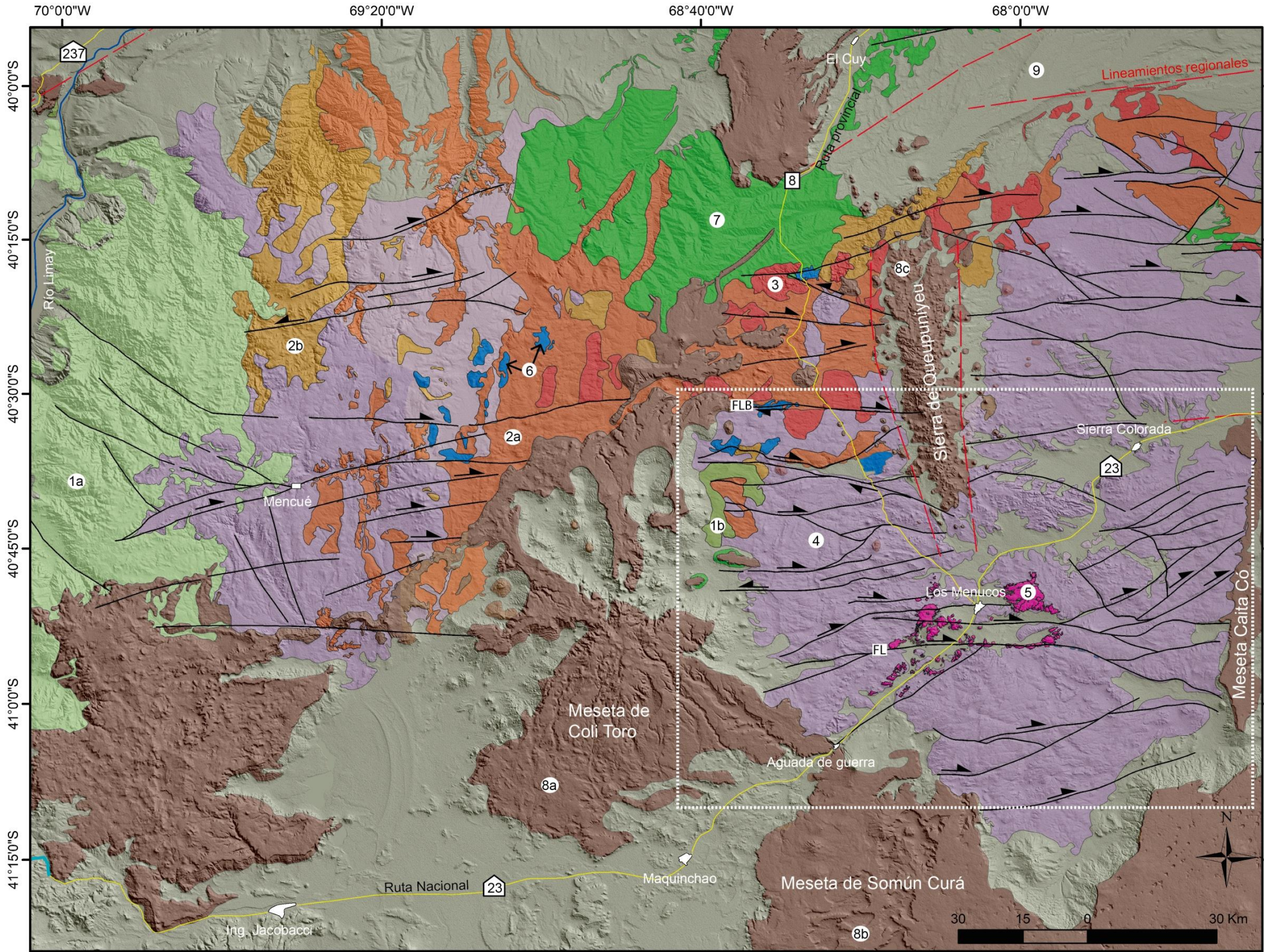
### **3.2.2. Paleozoico Superior – Triásico Inferior**

#### ***Complejo Plutónico La Esperanza***

Bajo esta denominación, Llambías y Rapela (1984) reunieron diversas unidades plutónicas emparentadas, aflorantes en la zona de La Esperanza (Fig. 3.2). Las unidades agrupadas fueron la Granodiorita Prieto, las Facies Graníticas Giménez y el Granito Donosa, todas estas de edad paleozoica tardía. De Vincenzi (1980) incluyó estas rocas en la Formación Mamil Choique, mientras que Cucchi (1992) agrupó bajo el nombre de Complejo Plutónico Cuyapil, un conjunto de rocas graníticas aflorantes en el sector noroccidental del Macizo Norpatagónico. Este conjunto incluye a los granitos Palenqueniyeu y Fita Ruin, cuyas características litoestratigráficas son similares a la de los granitoides mencionados anteriormente (Cucchi 1992).

Estudios geoquímicos y geocronológicos de las rocas graníticas de Complejo La Esperanza fueron realizados por Rapela y Caminos (1987), Caminos *et al.* (1988) Caminos y Parica (1985) y Pankhurst *et al.* (1992, 1993). Por su parte Cucchi *et al.* (2001), incluyeron dentro de este complejo al Granito Palenqueniyeu, a la Granodiorita Prieto, al Granito Donosa y a las facies transicionales difíciles de delimitar en el campo, entre las cuales se destaca la Facies granítica Giménez.







**Figura 3.2 (página anterior).** Modelo de elevación digital de escala 1:1.000.000 que exhibe la distribución de las rocas paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas aflorantes en las regiones de Los Menucos, La Esperanza, Sierra Colorada y Mengué. El mapeo geológico fue simplificado a partir de datos obtenidos de trabajos previos (Llambías y Rapela *et al.* 1984, Cucchi *et al.* 2001, Giacosa *et al.* 2005, 2007, Lema *et al.* 2008, 2009, Luppo *et al.* 2018, Falco *et al.* 2018, Martínez Dopico *et al.* 2019, Falco *et al.* 2020, 2021, Vera *et al.* 2022). Referencias: 1a: granitoides del Paleozoico Inferior; 1b: Formación Colo Niyeu (Paleozoico Inferior); 2a: Complejo Plutónico La Esperanza (Guadalupiense-Lopingiense); 2b: granitos y granodioritas cubiertos o indiferenciados; 3: Complejo Plutónico Volcánico Dos Lomas (Pérmico – Triásico Medio); 4: Complejo Los Menucos (Pérmico – Triásico Inferior); 5: sucesión volcano – sedimentaria Llancaqueo (Triásico Superior); 6: Volcanitas Loma Blanca (Triásico – Jurásico); 7: Grupo Neuquén (Cretácico Superior); 8a, b y c: Formaciones Meseta de Coli Toro, Somún Curá y Complejo Queupuniyeu, respectivamente (Cenozoico); 9: sedimentitas terciarias y depósitos cuaternarios; FLB: falla Loma Blanca; FL (falla Lagunitas). El rectángulo de línea blanca señala la ubicación de la figura 3.3.

Originalmente, la edad del Complejo La Esperanza fue asignada al Carbonífero por Llambías y Rapela (1984), Llambías *et al.* (1985) y Caminos *et al.* (1988); posteriormente Cucchi *et al.* (2001) asignaron las rocas del complejo al Pérmico. Por su parte Pankhurst *et al.* (2006) obtuvieron una edad U-Pb en circón (SHRIMP) de  $273\pm 2$  Ma para la Granodiorita Prieto. Finalmente, Martínez Dopico *et al.* (2019), basados en dataciones U-Pb, asignaron las rocas del Complejo La Esperanza al Guadalupiense – Lopingiense.

### **Complejo Plutónico Volcánico Dos Lomas**

Esta denominación fue propuesta por Llambías *et al.* (1984), Llambías y Rapela (1984) y Rapela y Caminos (1987) para agrupar a las rocas volcánicas, subvolcánicas y plutónicas someras, emplazadas con posterioridad al Complejo Plutónico La Esperanza. Las unidades reunidas por dichos autores dentro del Complejo Dos Lomas son la Ignimbrita dacítica Collinao, Domos riolíticos e Ignimbrita riolítica Las Pampas, diques de riolitas y aplitas y el Granito Calvo. Según Llambías y Rapela (1984), la Dacita Collinao se apoya en discordancia erosiva sobre el Granito Donosa perteneciente al Complejo La Esperanza. Esta relación estratigráfica constituiría, según estos autores, un criterio válido para

justificar la separación de los complejos La Esperanza y Dos Lomas. Posteriormente, Cucchi *et al.* (2001) incluyeron las rocas volcánicas del Complejo Dos Lomas dentro del Complejo Los Menucos.

La edad del Complejo Dos Lomas fue acotada por Llambías y Rapela (1984) según inferencias regionales y por Caminos *et al.* (1988) mediante una edad Rb-Sr, al Paleozoico Superior. Posteriormente, Pankhurst *et al.* (2006) obtuvieron edades de cristalización según el método U-Pb en circón (SHRIMP) de  $264\pm 2$  Ma,  $246\pm 2$  Ma y  $250\pm 2$  Ma para un domo felsítico, una riolita y para el Granito Calvo, respectivamente. Finalmente, Martínez Dopico *et al.* (2019) y Luppo *et al.* (2019), basados en dataciones U-Pb, asignaron al Complejo Plutónico Volcánico Dos Lomas una edad pérmica-triásica media.

### **Complejo Los Menucos**

Tanto sobre el basamento de la Formación Colo Niyeu como sobre las rocas del Complejo La Esperanza, yacen diversas rocas volcánicas asociadas con sedimentitas clásticas y cuerpos intrusivos someros (Giacosa *et al.* 2007) cuyas edades van desde el Guadalupiense hasta el Triásico Inferior (Falco *et al.* 2018, Luppo *et al.* 2018), como puede observarse desde Fita Ruín hasta Sierra Colorada (Fig. 3.2). Originalmente, toda esta sucesión fue referida como Formación Los Menucos, Formación Sierra Colorada y rocas sedimentarias continentales con *Dicroidium* (Stipanovic *et al.* 1968), como Formación Garamilla (Nullo 1978), Grupo Los Menucos (Labudía *et al.* 1995, Falco *et al.* 2020), Complejo Los Menucos (Cucchi *et al.* 2001) y como Complejo Volcánico Los Menucos (Lema *et al.* 2008).

Los afloramientos del complejo se extienden de sur a norte desde la localidad de Aguada de Guerra, Los Menucos hasta Sierra Colorada, mientras que de este a oeste se extienden desde los Altos de Tapilique hasta el bajo de Lenzaniyeu (Labudía y Bjerg 2001). Además, estos autores han incluido dentro del Grupo Los Menucos, los afloramientos ubicados entre Los Menucos y la localidad de Ingeniero Jacobacci, al sur. Por su parte, Cucchi *et al.* (2001) consideraron que el Complejo Los Menucos está presente en todo el sector occidental del Macizo Norpatagónico alcanzando sus mayores espesores en

inmediaciones de Los Menucos. Cucchi *et al.* (2001) incorporaron dentro de la denominación Complejo Los Menucos a las rocas volcánicas aflorantes en el área de la estancia La Esperanza previamente agrupadas por Llambías y Rapela (1984) dentro del Complejo Plutónico – Volcánico Dos Lomas, por ejemplo, los afloramientos de ignimbritas (Ignimbritas riolíticas Las Pampas) que se encuentran al norte de la Estancia Loma Blanca.

El Complejo Los Menucos representa un magmatismo caracterizado por erupciones explosivas fundamentalmente del tipo pliniano, cuyo registro está constituido mayormente por depósitos de flujos ignimbríticos de composición mesosilícica a ácida (facies de ignimbritas *sensu* Lema *et al.* 2008). Estos autores también señalan la presencia de depósitos piroclásticos de caída y rocas sedimentarias portadoras de material fosilífero (facies de sedimentitas y volcaniclastitas); lavas de variada composición desde riolíticas a basandesíticas con facies autoclásticas (facies lávicas a subvolcánicas); cuerpos subvolcánicos a epizonales que presentan variedades dioríticas a graníticas y leucograníticas y abundantes diques riolíticos (facies de diques riolíticos).

El contenido fosilífero del Complejo Los Menucos ha sido objeto de estudio de diversos autores de distintas disciplinas: Paleobotánica (Miranda 1966, Pesce 1976, Artabe 1984 a y b, Labudía *et al.* 1992, Bodnar y Falco 2017, Falco *et al.* 2020), Icnología (Casamiquela 1964, 1975, Domnanovich 2003, Domnanovich y Mariscano 2006, Domnanovich *et al.* 2008, Díaz Martínez y De Valais 2014, Citton *et al.* 2018, Díaz Martínez *et al.* 2019) y Paleontología de vertebrados e invertebrados (Gallego 2010, Bogan *et al.* 2013).

En lo concerniente al espesor del complejo, Miranda (1966) estimó una potencia de 1650 m para una secuencia ubicada en inmediaciones del puesto Mansilla, a unos 50 km al NO de la localidad de Los Menucos. Por otra parte Labudía y Bjerg (2001) señalan espesores de 130 m a 250 m, mientras que Lema *et al.* (2005, 2008) reconocieron un espesor mínimo de 2 km para una secuencia, en la que no se registran repeticiones tectónicas, parcialmente coincidente con aquella estudiada por Miranda (1966). Finalmente, Falco *et al.* (2020) estima un espesor de 250 m para el Complejo Los Menucos.

Respecto de las relaciones estratigráficas, Labudía y Bjerg (2001), señalaron que en el área del puesto Álvarez, el Grupo Los Menucos se apoya en discordancia sobre la Formación Colo Niyeu y sobre las rocas graníticas del Complejo La Esperanza. Esta relación entre el Complejo Los Menucos, la Formación Colo Niyeu y el Complejo La Esperanza también fue señalada por Cucchi *et al.* (2001). Estos últimos autores también apuntaron que en varios lugares de la región de Los Menucos, las rocas del complejo subyacen mediante discordancia a las Vulcanitas Loma Blanca, a las rocas sedimentarias del Grupo Neuquén y de las Formaciones Coli Toro y Roca y a basaltos terciarios.

En principio, la edad del Complejo Los Menucos fue asignada al Triásico por la presencia de una flora de *Dicroidium* distribuida en las facies sedimentarias del complejo y por una edad isotópica Rb-Sr de 222 Ma en ignimbritas dacíticas (Rapela *et al.* 1996). Recientes estudios de geocronología U-Pb en circones en la espesa columna de rocas volcánicas y sedimentarias aflorantes a unos 40 km al NO de Los Menucos, indican que dicha secuencia se depositó entre los  $257 \pm 1$  Ma y los  $248 \pm 1$  Ma, en el marco de un evento volcánico que duró al menos 10 Ma y que estuvo ubicado alrededor del límite Pérmico – Triásico (Luppo *et al.* 2018). Además, Falco *et al.* (2018) obtuvieron edades U-Pb de  $248 \pm 1$  Ma,  $252 \pm 1$  Ma y  $256 \pm 0.7$  Ma en ignimbritas aflorantes en los puestos Vera, Álvarez y Tschering, respectivamente, en áreas ubicadas entre 15 y 30 km al O y NO de Los Menucos.

### **3.2.3. Triásico Superior - Cretácico**

#### ***Sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo***

En la región aledaña a la localidad de Los Menucos y por encima de la sucesión permo-triásica del Complejo Los Menucos, se apoya en discordancia angular y erosiva un conjunto de rocas volcánicas y sedimentarias denominadas recientemente como sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo (Vera *et al.* 2022), que por sus características estratigráficas, contenido fosilífero y edad radiométrica puede ser separado del Complejo Los Menucos (Lema *et al.* 2008, Domnanovich *et al.* 2008, Falco *et al.* 2018, Citton *et al.*



2018) (Fig. 3.2). En la presente tesis se presentan las características sedimentológicas, macropetrográficas y estratigráficas de estas rocas, las cuales fueron asignadas tentativamente al Triásico Superior por Vera *et al.* (2022). En este sentido, Lema *et al.* (2008) obtuvieron una edad por isocrona Ar-Ar, de  $206.9 \pm 1.2$  Ma, para un pórfiro monzonítico cuarzoso aflorante en inmediaciones del cerro La Laja y puesto Cuya. Por su parte, Falco *et al.* (2018) obtuvieron un edad U-Pb de  $211 \pm 2$  Ma en una ignimbrita ubicada en cerro La Mina, a 7 km al SO de Los Menucos, la cual forma parte de esta sucesión. Además, huellas de tetrápodos asignadas al género *Pentasauropus* (Domnanovich *et al.* 2008, Citton *et al.* 2018) fueron descritas en las inmediaciones del puesto Llancaqueo, a unos 6 km al NE de Los Menucos. Las características de estas huellas permiten inferir una posible edad triásica tardía al compararlas con su registro global (Citton *et al.* 2018, Díaz-Martínez *et al.* 2019).

### ***Volcanitas Loma Blanca***

Esta es una denominación informal acuñada por Cucchi *et al.* (2001), para agrupar un conjunto de rocas volcánicas de composición andesítica que afloran en inmediaciones de la estancia La Esperanza y las localidades de Los Menucos y Maquinchao (Fig. 3.2). Estas rocas presentan una similitud petrográfica con andesitas del Complejo Los Menucos, sin embargo ante la ausencia de relaciones estratigráficas claras para dilucidar si estas lavas corresponden o no al complejo, se las agrupó bajo el nombre informal de Volcanitas Loma Blanca (Cucchi *et al.* 2001).

Los principales afloramientos de estas rocas se encuentran vinculados a las fallas de rumbo O-E existentes en la región noroccidental del área de estudio (Corbella 1973), por ejemplo en el sector del graben del cerro Piche o en el camino de acceso a la estancia Loma Blanca, cuya trayectoria coincide con la traza de la Falla Loma Blanca (Giacosa *et al.* 2007). Algunos asomos parcialmente cubiertos ubicados a ambos lados de la ruta provincial N°8, en cercanías del puesto Sánchez y al este de la Estancia Brusain también son incluidos en esta unidad. Las rocas aflorantes en inmediaciones del puesto

Brusain fueron agrupadas primeramente bajo el nombre de Vulcanitas Trapacó por Núñez y Cucchi (1997).

Hasta el momento, no existen en la literatura geológica edades absolutas sobre estas rocas ni reportes acerca de relaciones estratigráficas claras que permitan acotar con certeza su edad. Cucchi *et al.* (2001) señalan que Las Volcanitas Loma Blanca yacen sobre diversas facies o unidades de los Complejos La Esperanza y Los Menucos, mientras que Labudía y Bjerg (1994) apuntan que intruyen a las sedimentitas con *Dicroidium* del Complejo Los Menucos. Por otro lado, Cucchi (1998) señala que rocas andesíticas similares a estas subyacen mediante discordancia a la Formación Pichi Picún Leufú atribuida al Kimmeridgiano. Labudía y Bjerg (1994) y Cucchi *et al.* (2001) establecieron una correlación entre las Volcanitas Loma Blanca y la Formación Taquetrén. Esta última unidad reúne un conjunto de volcanitas mesosilícicas, principalmente andesíticas aflorantes en el sector sudoeste del Macizo Norpatagónico, a las que Nullo y Proserpio (1975) y Page y Page (1993) asignaron una edad jurásica tardía. Por su parte Franzese *et al.* (2002), obtuvieron una edad mediante método U-Pb (SHRIMP II) de  $242,9 \pm 2,5$  Ma para una lava andesítica perteneciente a la Formación Taquetrén ubicada a 50 km al sur de la localidad de Ingeniero Jacobacci. Recientemente, Zaffarana y Somoza (2012) realizaron estudios geocronológicos de las lavas referidas por Franzese *et al.* (2012) y obtuvieron una edad Ar-Ar de 185 Ma. para las mismas.

### **Grupo Neuquén**

Stipanovic *et al.* (1968) fueron quienes acuñaron este término para designar a una sucesión de rocas sedimentarias clásticas de origen continental. Inicialmente estas sedimentitas fueron reconocidas por Roth (1898) como Formación de Dinosaurios y posteriormente Keidel (1917) les atribuyó el nombre de Estratos con Dinosaurios. El Grupo Neuquén ha sido objeto de estudio por numerosos investigadores, varios de los cuales establecieron diversas relaciones estratigráficas dentro del mismo, prevaleciendo la sustentada por Uliana y Dellapé (1981), modificada en parte por Ramos (1981).

En la región de Los Menucos estas rocas están ausentes o mayormente cubiertas por sedimentos cuaternarios. Cucchi *et al.* (2001) mencionan asomos del Grupo Neuquén en cercanías de la altiplanicie de El Cuy y en los alrededores de la estancia Santa Rosa, al este de la ruta provincial N°8 (Fig. 3.2). Además, estos autores agruparon bajo esta denominación a todas las rocas sedimentarias que se apoyan sobre la Formación Bajada Colorada, perteneciente al Cretácico Inferior del Grupo Mendoza y que se encuentran cubiertas por la Formación Allen de edad campaniense, quedando acotada su edad al Cretácico superior.

#### **3.2.4. Cenozoico**

El cenozoico de la región de Los Menucos está representado por rocas sedimentarias, volcanoclásticas y volcánicas agrupadas en diversas unidades tales como las Formaciones Roca, Bajada de los Ingleses, Somun Cura, Chichinales, Sierra Blanca de la Totorá, entre otras. Dentro del ámbito de Los Menucos, las unidades cenozoicas mejor representadas son las Formaciones Meseta de Coli Toro, Somun Cura y el Complejo Queupuniyeu, cuyas características principales serán expuestas brevemente a continuación.

##### ***Formación Meseta de Coli Toro***

Esta unidad fue propuesta por Cucchi *et al.* (2001) para identificar a los basaltos que constituyen la meseta de Coli Toro, en reemplazo del término Basalto La Cabaña propuesto por Labudía y Bjerg (1994) (Fig. 3.2). En el sector suroccidental de la meseta de Coli Toro, estas rocas fueron denominadas informalmente por Getino (1995) como Basalto Mesaniyeu y asignadas al Mioceno medio – superior.

Está integrada por coladas basálticas de textura intergranular a pilotáxica con fenocristales de plagioclasa y olivina, que no superan los 2 mm de potencia (Cucchi *et al.* 2001). Pueden formar apilamientos múltiples entre los que suelen intercalarse niveles de escorias y lapilli (Bellido 1998). Estas coladas yacen sobre las rocas de los complejos La Esperanza y Los Menucos y sobre las

rocas sedimentarias de las Formaciones Coli Toro, Roca y Bajada de los Ingleses (Cucchi *et al.* 2001).

Ante la falta de estudios radimétricos, la edad de estas coladas fue definida como post- Oligoceno inferior – Mioceno inferior, considerando que cubren a las rocas sedimentarias de la Formación Bajada de los Ingleses de edad oligocena inferior (Cucchi *et al.* 2001).

### **Formación Somún Curá**

Con esta denominación se hace referencia a los basaltos que constituyen el cuerpo principal de la meseta de Somún Curá (Ardolino 1981) (Fig. 3.2). Primeramente, esta unidad recibió otras denominaciones tales como Basalto I y II o Formación Coyocho (Núñez *et al.* 1975). Varios autores estudiaron las características petrográficas, petrogenéticas e isotópicas de la Formación Somún Curá (Stipanovic y Methol 1972, Corbella 1984, Ardolino y Franchi 1993, Remesal y Parica 1989, Kay *et al.* 1993).

Está constituida por coladas basálticas olivínicas de 2 a 6 m de espesor, vesiculadas o macizas, con textura intersertal, porfírica o subofítica (Cucchi *et al.* 2001). Según estos autores, las coladas están apoyadas sobre el Complejo Los Menucos, el Grupo Neuquén y la Formación Coli Toro.

Ardolino y Franchi (1993) obtuvieron edades radimétricas de los basaltos de la Formación Somún Curá que permitieron asignarle una edad oligocena.

### **Complejo Queupuniyeu**

Las primeras menciones del volcanismo del área de Queupuniyeu corresponden a Corbella (1973), quien estudió los afloramientos del cerro Piche y de un sector en el flanco occidental de la sierra de Queupuniyeu. Posteriormente Corbella (1975, 1982) describió el complejo alcalino de dicha sierra, vinculándolo a un sistema de grandes fracturas gravitacionales de rumbo NNO-SSE. Otros estudios mineralógicos y químicos de esta unidad fueron realizados por Gelós y Labudía (1981), Labudía *et al.* (1986) y Corbella (1989).

Según las observaciones de Corbella (1975, 1982, 1987), el Complejo Queupuniyeu constituye un conjunto de rocas básicas alcalinas de naturaleza esencialmente sódica con un amplio rango composicional entre rocas basálticas y rocas más evolucionadas. Los principales afloramientos corresponden a coladas basaníticas y basáltico-olivínicas, en parte nefelínicas (Cucchi *et al.* 2001). Por su parte, Gelós y Labudía (1981) señalan la presencia de intrusivos andesíticos e intercalaciones piroclásticas portadoras de piroxeno, anfíbol y bombas de diversos tamaños.

Los mayores afloramientos de este complejo ocupan la totalidad del área de la sierra de Queupuniyeu, de unos 60 km de longitud según un rumbo general N-S. Además, conos volcánicos individuales se disponen a ambos lados de la sierra (Fig. 3.2).

Las rocas volcánicas del complejo intruyen a o se apoyan sobre las rocas de los complejos La Esperanza y Los Menucos (Cucchi *et al.* 2001). Además, estos autores mencionan que en algunos sectores como en el puesto Lucio o al sur del destacamento policial de Queupuniyeu, dichas rocas intruyen o cubren los depósitos continentales de la Formación Chichinales, mientras que en otros sectores se apoyan sobre la Formación Roca.

Respecto de la edad del Complejo Queupuniyeu, Corbella (1982) obtuvo edades radiométricas para las rocas de  $19\pm 1$  y  $21\pm 1$  Ma. Estas edades son consistentes con las observaciones estratigráficas de Cucchi *et al.* (2001), quienes señalan que las rocas del complejo intruyen a o se apoyan sobre las sedimentitas de la Formación Chichinales de edad oligoceno inferior – miocena media. De esta forma, la edad del complejo quedaría comprendida en el intervalo Oligoceno tardío – Mioceno inferior a medio (Cucchi *et al.* 2001).

### **3.3. ESTRUCTURA DEL SECTOR CENTRO – NORTE DEL MACIZO NORPATAGÓNICO**

En el presente apartado se presentarán los antecedentes acerca de las características estructurales de la región centro – norte del Macizo Norpatagónico, enfatizando en la geología estructural de la región de Los

Menucos. También se hará hincapié en los antecedentes estructurales mesozoicos de la región de El Cuy, ya que en esta región se encuentra ubicada un área de interés cuya estructura será comparada con la deformación presente en la zona de Los Menucos.

La estructura frágil del sector centro-norte del Macizo Norpatagónico está caracterizada principalmente por una intensa fracturación en la que destacan fallas de rumbo O-E y, en menor medida, de rumbos ONO y ENE a NE. En las regiones de Los Menucos y La Esperanza, estas fallas son de magnitud kilométrica, presentan una cinemática aparente mayormente dextral y afectan rocas metamórficas eopaleozoicas, granitoides gondwánicos, a las rocas permo-triásicas del Complejo Los Menucos y a las rocas volcano-sedimentarias del Triásico Superior y Jurásico. En tanto que en las rocas del Cretácico superior no se observaron evidencias de deformación tectónica.

En la región de El Cuy, a 200 km al norte de Los Menucos, pueden reconocerse similares características a las mencionadas. En esta zona, Mizerit *et al.* (2014) constatan la continuidad regional de las fallas dextrales de rumbo O-E y dan prueba de la dimensión regional de esta deformación frágil en esta región, hasta el mismo borde septentrional del Macizo Norpatagónico. Resulta de particular interés que las fallas deforman las fajas de milonitas desarrolladas en los granitoides triásicos. Dichas milonitas están asociadas a las fajas de cizalla La Señá y Pangaré o faja de Cizalla Brusain, de edad hettangiense-sinemuriense, recientemente estudiadas por Gregori *et al.* (2015) y Báez *et al.* (2016).

Por otra parte, existen similitudes, en cuanto a sus orientaciones, entre las fallas mencionadas y algunas estructuras penetrativas que caracterizan al basamento metamórfico paleozoico de la región. Esta situación obliga a analizar los rasgos estructurales regionales de las rocas paleozoicas que caracterizan la región central del Macizo Norpatagónico.

### 3.3.1. Basamento pre – Mesozoico

La estructura regional pre-Mesozoica del sector centro-norte del Macizo Norpatagónico ha sido estudiada en varios lugares por diversos autores. En la región comprendida entre los parajes de Nahuel Niyeu y Aguada Cecilio, aflora una alternancia de filitas, pizarras, metaareniscas y rocas metaígneas básicas, pertenecientes a la Formación Nahuel Niyeu (Núñez *et al.* 1975, Caminos 1983, 2001, Giacosa 1994a, b, 1999, Chernicoff y Caminos 1996, Greco 2016, Greco *et al.* 2015, 2017).

Al sur de Nahuel Niyeu, las capas plegadas y la foliación metamórfica presentan un rumbo dominante NE-SO e inclinaciones hacia el NO o SE (Caminos y Llambías 1984, Chernicoff y Caminos 1996a, Giacosa 1999, von Gosen 2003). En inmediaciones de Nahuel Niyeu, una falla inversa con vergencia hacia el SE, yuxtapone rocas plutónicas del Paleozoico temprano sobre la Formación Nahuel Niyeu (Caminos y Llambías, 1984; Chernicoff y Caminos, 1996a; von Gosen, 2003).

La deformación compresiva del Paleozoico superior al sur de Nahuel Niyeu fue sintetizada por von Gossen (2003), en tres etapas: 1) corrimientos con milonitización, de vergencia S a SO, que afectan rocas metamórficas eopaleozoicas y rocas sedimentarias de origen marino de edad silúrico-devónica; 2) fallas inversas y pliegues de rumbo NE-SO y vergencia SE que cortan a las estructuras de la primera etapa y 3) pliegues locales de rumbo N-S a NO-SE que representan la etapa previa al volcanismo del Mesozoico.

Por otro lado, entre Aguada Cecilio y Valcheta, la Formación Nahuel Niyeu presenta una fábrica estructural dúctil y penetrativa de rumbo dominante ONO-ESE a NO-SE caracterizada por pliegues coaxiales superpuestos asociados a foliaciones de plano axial (Greco *et al.*, 2015, 2018). Dos eventos de metamorfismo regional, uno del Paleozoico temprano y otro del Pérmico, ambos en facies esquistos verdes, acompañan el desarrollo de la fábrica dúctil y penetrativa, y fueron asociados a las orogénias Famatiniana y Gondwánica, respectivamente (Greco *et al.*, 2015, 2017).

En la región de Los Menucos, las rocas metamórficas de la Formación Colo Niyeu tienen una estructura planar de orientación O-E e inclinaciones de 20° al S (Labudía y Bjerg 1994) en el sector ubicado al norte del bajo de Lenzaniyeu, mientras que en inmediaciones del puesto Sánchez, la fábrica planar tiene una actitud N60°-65°E con inclinaciones de 80°-85° al SO (Cucchi *et al.* 2001). Por su parte, Martínez Dopico *et al.* (2017), reportan una foliación metamórfica de rumbo O-E e inclinaciones de 20°-70° al S, en una zona ubicada inmediatamente al sur del *pull-apart* Piche. Además, la fábrica interna de la Granodiorita Prieto, en inmediaciones de la estancia La Esperanza, está caracterizada por delgadas fajas de cizalla dúctil de rumbo N20°-30°E (Lema *et al.* 2009).

### **3.3.2. Estructura de la región de Los Menucos**

Las primeras observaciones acerca de la estructura local de la región de Los Menucos fueron realizadas por Corbella (1973, 1975), Rosenman (1975) y Cucchi *et al.* (2001). Los estudios estructurales de detalle más reciente del área corresponden a Giacosa *et al.* (2005, 2007), cuya cartografía describe fallas de rumbo O-E y, en menor medida, de rumbos ONO y ENE a NE, con desplazamientos kilométricos y cinemática principalmente dextral (Fig. 3.3). Se presentan como fallas individuales o como asociaciones de fallas genéticamente vinculadas conformando sistemas de fallas. Las variaciones en el rumbo de las fallas están vinculadas con sistemas de fallas que interactúan formando zonas dilatantes y antidilatantes, con depresiones tectónicas y altos estructurales, respectivamente (Giacosa *et al.* 2007).

Las fallas afectan a las rocas metasedimentarias de la Formación Colo Niyeu, a los granitoides paleozoicos del Complejo La Esperanza, a las rocas volcano-sedimentarias permo-triásicas del Complejo Los Menucos y a rocas volcánicas y sedimentarias del Triásico Superior y Jurásico (Cucchi *et al.* 2001, Giacosa *et al.* 2007, Lema *et al.* 2009, Luppó *et al.* 2018, Falco *et al.* 2021, Vera *et al.* 2022) (Fig. 3.3). Las rocas del Cretácico Inferior no exhiben evidencias de deformación cizallante (Giacosa *et al.* 2007).



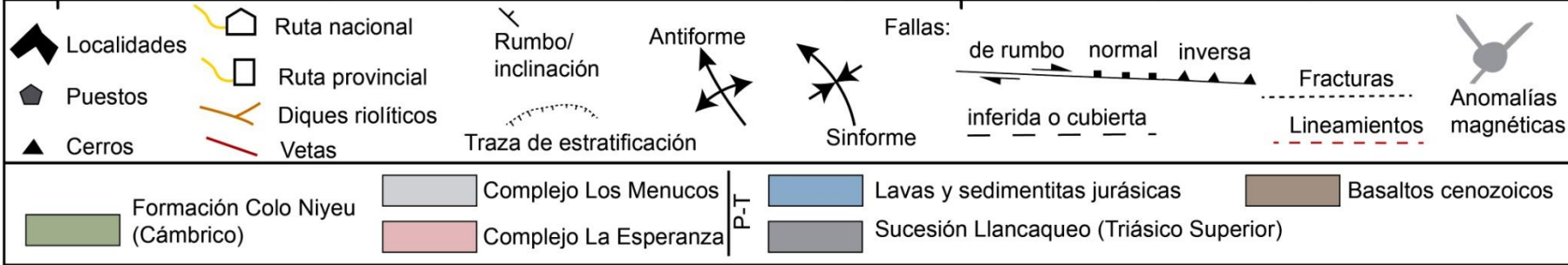
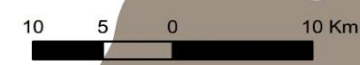
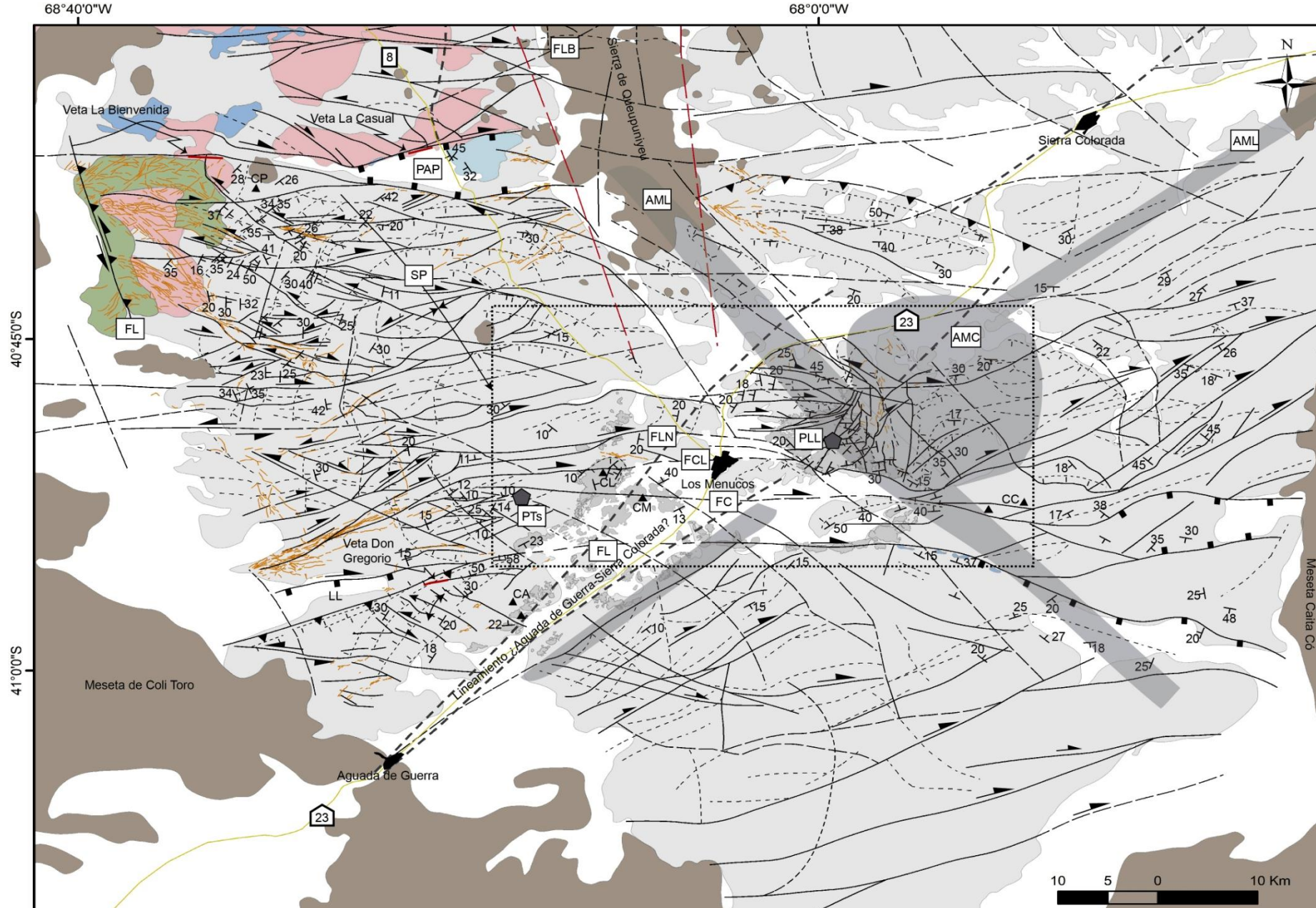
A continuación, se señalan las características más importantes de algunas de las principales estructuras de la región de Los Menucos citadas en la literatura (Fig. 3.3). En algunos casos, también se aportarán datos obtenidos a partir de observaciones propias.

### ***Fallas La Esperanza***

Son tres fallas subparalelas de rumbo O-E y cinemática dextral de al menos 2 km de desplazamiento. Deforman principalmente a las rocas plutónicas paleozoicas del Complejo La Esperanza, en menor medida a rocas triásicas y no afecta a las rocas sedimentarias cretácicas aflorantes al pie de la altiplanicie de El Cuy (Giacosa *et al.* 2007).

### ***Falla Loma Blanca***

Los primeros registros y la denominación de esta estructura fueron realizados por Corbella (1975). Es una falla de rumbo O-E, diseño rectilíneo y cinemática dextral, y tiene una longitud de al menos 120 kilómetros. Las mejores evidencias de esta falla están dadas por el desplazamiento del Granito Calvo, el cual, en cercanías del puesto homónimo, exhibe un desplazamiento lateral mínimo de 7 kilómetros (Fig. 3.3). También afecta rocas de los Complejos La Esperanza, Cuyapil, Los Menucos y de Vulcanitas Loma Blanca y está cubierta por basaltos cenozoicos (Giacosa *et al.* 2007).



**Figura 3.3 (página anterior).** Mapa estructural de escala 1:450.000 de la región de Los Menucos y sur de Sierra Colorada. Confeccionado a partir de datos de campo propios y datos obtenidos de trabajos previos (Geología y estratigrafía: Cuchi *et al.* 2001, Lema *et al.* 2009, Luppo *et al.* 2018, Martínez Dopico *et al.* 2019, Falco *et al.* 2021. Vera *et al.* 2022. Estructura: Corbella (1975), Rosenman (1975), Giacosa *et al.* 2005, 2007). Anomalías magnéticas: Chernicoff (1999). La ubicación de esta figura se encuentra en la figura 3.2. El rectángulo de línea negra muestra la ubicación del área de estudio (Fig. 4.1). Referencias: FLB: falla Loma Blanca; PAP: *pull-apart* Piche; SP: Sinforme Piche; FL: falla Lenzaniyeu; FL: falla Lagunitas; FC: falla Choique; FCL: falla Cerro La Laja; FLN: falla Cerro La Laja norte; AML: anomalía magnética lineal; AMC: anomalía magnética circular; PLL: puesto Llancaqueo; PTs: puesto Tschering.

### **Sistema de fallas El Piche**

Está formado por dos fallas principales de rumbo dominante O-E, de al menos 120 km de longitud y cinemática dextral (Giacosa *et al.* 2005, 2007). Estas estructuras constituyen los bordes norte y sur de la depresión estructural denominada por Corbella (1973), graben del cerro Piche. Por su parte, Giacosa *et al.* (2005) denominaron *pull apart* Piche a esta estructura, dado que su génesis estaría relacionada a los cambios de rumbo y el desplazamiento visiblemente lateral de las fallas del sistema Piche (Fig. 3.3).

Giacosa *et al.* (2007) señalaron la rotación en sentido horario de diques graníticos que intruyen la granodiorita Prieto, ubicados en el bloque norte, contiguo a la depresión del cerro Piche, la cual es atribuida al efecto del arrastre producido durante los movimientos dextrales de la falla norte. A partir de observaciones propias realizadas en dicho bloque, se advirtió que, además de la rotación horaria señalada por los autores mencionados, existe una rotación de los diques graníticos en sentido antihorario, lo cual sugiere que la falla norte del sistema Piche habría experimentado reactivaciones con una cinemática sinistral.

Las fallas afectan rocas de los complejos La Esperanza y Los Menucos y, en su sector occidental, a rocas del basamento metasedimentario (Fig. 3.3). Regionalmente, el sistema de fallas Piche, junto con la falla Loma Blanca, separan un ambiente de rocas plutónicas gondwánicas intruidas por diques y

stocks del Complejo Los Menucos, de un sector austral en el que dominan las rocas extrusivas y sedimentarias de dicho complejo (Giacosa *et al.* 2007). Estos efectos estratigráficos del sistema Piche, conjuntamente con su diseño cartográfico cóncavo hacia el sur, sugieren, además de su componente dextral muy marcada, una importante componente de inclinación relacionada a una falla normal con inclinaciones de alto ángulo hacia el S (Giacosa *et al.* 2007).

Sobre los bordes y dentro de la depresión afloran conglomerados y andesitas (Corbella 1973, Cucchi *et al.* 2001), que estarían genéticamente vinculados con la evolución del graben (Giacosa *et al.* 2007).

### ***Sinforme Piche***

Fue señalado y nominado por Giacosa *et al.* (2005) y se trata de un sinforme con una traza axial de rumbo dominante NO-SE y buzante al SE, desarrollado principalmente en las capas ignimbríticas y sedimentarias del Complejo Los Menucos (Fig. 3.3). Está ubicado inmediatamente al sur de la falla austral del sistema de fallas Piche y se extiende hasta los alrededores del cerro La Laja, al oeste de la localidad de Los Menucos. Se atribuye la génesis del sinforme Piche a los efectos del arrastre producido por el desplazamiento lateral del sistema de fallas El Piche (Giacosa *et al.* 2005, 2007). Los mencionados autores también señalan que podría tratarse de un sinclinal en el bloque de techo de la falla sur del sistema Piche, generado como consecuencia de la componente de inclinación durante la extensión oblicua.

### ***Falla Lenzaniyeu***

Esta falla fue señalada por Giacosa *et al.* (2007) como un lineamiento de rumbo N20°O de unos 15 km de longitud, que limita por el oeste un bloque de basamento correspondiente a la Formación Colo Niyeu (Fig. 3.3). Dichos autores consideran que esta estructura correspondería a una falla sinistral compatible con una cizalla de Riedel antitética (R´) con respecto de la cinemática de la falla sur del sistema de fallas Piche. También señalan una componente de inclinación para esta falla, dado que expone la base de la

secuencia volcano-sedimentaria permo-triásica del Complejo Los Menucos apoyando sobre el basamento.

En la intersección de la falla Lenzaniyeu con la falla austral del sistema el Piche, Giacosa *et al.* (2007) reconocieron un espesor muy importante de rocas volcánicas, cuyo valor mínimo es de 2 km (Lema *et al.* 2005, 2008). Estos espesores, en conjunto con la geometría rectilínea de las fallas, indicarían que las fallas Lenzaniyeu y el sistema Piche constituirían parte del borde norte de la cuenca en la que se habrían acumulado las rocas del Complejo Los Menucos, en el marco de una configuración de tipo *rift* (Giacosa *et al.* 2007). Finalmente, Giacosa *et al.* (2007) advirtieron sobre posibles procesos de inversión tectónica positiva en toda la región y particularmente, en inmediaciones de la falla Lenzaniyeu, relacionados con la compresión andina.

### **Falla Cerro La Laja**

Es una falla de rumbo O-E, de unos 35 km de longitud y desplazamiento dextral de al menos 1 km (Giacosa *et al.* 2007), que afecta tanto a las rocas permo-triásicas del Complejo Los Menucos como a rocas del Triásico Superior (Fig.4). Giacosa *et al.* (2007) señalan la presencia de rocas pertenecientes al Complejo Los Menucos con foliación de flujo en las inmediaciones de la traza de esta falla, lo cual significaría un indicio de actividad durante el desarrollo de dicho campo volcánico. A partir de observaciones propias se pudo constatar que en inmediaciones del puesto Llancaqueo, esta falla tiene un rumbo ONO-ESE a NO-SE, inclinaciones de alto ángulo aparentemente hacia el SO, exhibe una cinemática normal-dextral y deforma la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, asignada al Triásico Superior (Vera *et al.* 2022). También se reconocieron pequeños cuerpos fenoandesíticos alojados en la traza de falla interpretados como intrusivos de morfología cómica relacionados con la evolución de la falla cerro La Laja (Vera *et al.* 2022). Por otra parte, en el sector del cerro La Laja, esta estructura corta y desplaza la discordancia que separa la base de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo del Complejo Los Menucos (Fig. 3.3). En el capítulo 5 se describirán en detalle las características geométricas y cinemáticas de esta falla en inmediaciones del cerro La Laja y puesto Llancaqueo.

### ***Falla Cerro La Laja Norte***

Se ubica a 2 km al norte de la falla anterior, tiene un rumbo O-E por unos 20 km y luego continúa hacia el oeste o interactúa con una falla de rumbo N60°-70°O (Giacosa *et al.* 2007). En la zona del puesto Llancaqueo, se puede advertir su continuidad hacia el este por unos 5 km e inferir su interacción la falla Cerro La Laja (Fig. 3.3). Esta falla corta a las rocas del Complejo Los Menucos y a la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo (Vera *et al.* 2022). Giacosa *et al.* (2007) mencionan la presencia de pequeños cuellos volcánicos basálticos ubicados sobre la traza de esta falla, lo cual indica su reactivación por presión magmática en el Cenozoico.

### ***Falla Lagunitas***

Esta estructura fue cartografiada, nominada y descrita por Giacosa *et al.* (2005, 2007) como una falla de diseño convexo hacia el norte, de 75 km de longitud y cinemática dextral (Fig. 3.3). Al norte del cerro Abanico tiene un rumbo N80°E y hacia el oeste se asocia a una falla de rumbo N90°E, junto con la cual limitan la depresión estructural Las Lagunitas (Giacosa *et al.* 2007). El tramo oriental tiene un rumbo predominante N115° y se reconocieron, a partir de observaciones propias, cuerpos fenoandesíticos de geometrías lenticular a sigmoidal, con ejes mayores de 100 m a 1800 m de longitud, alojados dentro de su traza. Tienen una marcada foliación por flujo definida por la orientación preferencial, paralela a la traza de la falla, de los fenocristales de plagioclasa y anfíbol. Estos cuerpos también fueron mencionados por Giacosa *et al.* (2007). Las evidencias del desplazamiento dextral son la curvatura por arrastre en los mantos ignimbríticos del Complejo Los Menucos, en la zona del cerro Abanico y la ubicación y génesis de la veta extensional Don Gregorio (Giacosa *et al.* 2007).

### ***Fallas de Queupuniyeu***

Rosenman (1975) señaló una relación entre la naturaleza lineal de las sierras de Queupuniyeu y fallas o fracturas de rumbo N-S a NNO-SSE. Por su parte, Corbella (1975) propuso la vinculación entre fallamiento gravitacional y

volcanismo alcalino de intraplaca. Giacosa *et al.* (2007) interpretaron la intrusión de los cuellos volcánicos de basalto que componen la sierra de Queupuniyeu, a lo largo de una o más fallas normales reactivadas, de rumbo N-S, coincidentes con la morfología de dicha sierra.

### ***Falla Choique***

Fue descrita y cartografiada por Giacosa *et al.* (2005, 2007) como una falla de 45 km de longitud aflorante al sur del Cerro Choique, donde tiene un rumbo O-E. Hacia el este se bifurca en dos ramas, una de las cuales tiene un rumbo N75°E, cinemática dextral y es cubierta por los basaltos de la meseta de Caita-Có (Fig. 3.3).

### ***Falla Aguada de Guerra-Sierra Colorada***

Se trata de un lineamiento regional de unos 250 km de longitud y rumbo NE-SO, parcialmente coincidente con el trazado de la ruta nacional 23 (Fig. 3.3). Este rasgo lineal fue señalado por Rosenman (1975) y Corbella (1975). Giacosa *et al.* (2007) mencionan que entre el cerro Abanico y Los Menucos, esta estructura separaría un sector de ignimbritas dacíticas y basaltos neógenos al sur, de las ignimbritas riolíticas de la zona de alteración y mineralización cerro La Mina-cerro Abanico-Aguada de Guerra, al norte. Esto significaría una evidencia indirecta de fallamiento de este lineamiento. Además, un relevamiento aeromagnetométrico, señala una marcada anomalía lineal de rumbo coincidente con esta falla, un poco más al SE de la misma (Giacosa *et al.* 2005, 2007).

### ***Anomalías magnéticas***

Giacosa *et al.* (2005) interpretaron un conjunto de estructuras subsuperficiales, definidas a partir del análisis del mapa de anomalías magnéticas del sector suroriental de la región (Chernicoff 1999). Señalaron una estructura circular, de unos 20 km de diámetro, ubicada al este de Los Menucos, entre la falla Choique y un sector ubicado a 15 km al sur de Sierra Colorada. También indicaron dos estructuras lineales, una de las cuales tiene un rumbo NO-SE, al menos 60 km de longitud y limita de manera tangencial el borde suroccidental



de la estructura circular. La otra estructura lineal es de rumbo NE-SO y está dividida en dos tramos: uno se extiende desde Los Menucos hasta Aguada de Guerra en una franja paralela a la ruta nacional 23, al SE de la misma; mientras que el otro tramo va desde una zona ubicada a unos 15 km al ENE de Sierra Colorada hasta conectar con el borde norte de la ya mencionada anomalía circular (Fig. 3.3). La estructura de rumbo NE-SO es coincidente con la falla Aguada de Guerra – Sierra Colorada señalada por Rosenman (1975) y Corbella (1975).

### **3.3.3. Estructura de la región de El Cuy**

En la zona ubicada a 15 km al noreste de la localidad de El Cuy, afloran rocas pertenecientes al Complejo plutónico volcánico Curaco (Hugo y Leanza 2001) o Complejo Alessandrini (Saini-Eidukat *et al.* 2000), de edad triásica tardía (Saini-Eidukat *et al.* 2004) a, posiblemente, jurásica temprana (Saini-Eidukat *et al.* 1999, 2002, 2004). Está compuesto principalmente por rocas plutónicas cuyas características petrográficas y aquellas relacionadas a su emplazamiento han sido estudiadas recientemente por Báez *et al.* (2013), Paz *et al.* (2013), Báez *et al.* (2016).

En inmediaciones de las estancias La Señá, Pangaré y Brusain, afloran granitos milonitizados y milonitas (Saini-Eidukat *et al.* 2002, Báez *et al.* 2013, Gregori *et al.* 2015, Báez *et al.* 2016) desarrolladas en las rocas del Complejo plutónico volcánico Curaco. Las milonitas están asociadas a las fajas de cizalla denominadas La Señá y Pangaré (Gregori *et al.* 2015) o faja de Cizalla Brusain (Báez *et al.* 2016) recientemente estudiadas por estos autores.

La faja de Cizalla Brusain de rumbo general NO-SE, constituye una franja de unos 12 km de longitud y entre 6 y 7 km de ancho y trunca al Complejo volcánico Curaco en su extremo noreste (Báez *et al.* 2016). En sus bordes exhibe fajas de milonitas graníticas y ultramilonitas, mientras que en el sector comprendido entre las fajas miloníticas afloran granitos cizallados con grados variables de milonitización, alternados con zonas de escasa o nula deformación milonítica (Báez *et al.* 2016). Para el borde occidental de la faja de cizalla, estos autores describieron una foliación milonítica penetrativa de rumbo N310°-



320° con inclinaciones de 60°-70° al NE. La lineación milonítica de estiramiento tiene inclinaciones de 40° a 60° hacia N107°. Los indicadores cinemáticos reconocidos por dichos autores sugieren una cinemática normal con una componente dextral. Por su parte, Gregori *et al.* (2015) mencionan para la milonita La Señá, la cual sería equivalente al borde occidental de la faja de Cizalla Brusain, inclinaciones variables de la foliación milonítica hacia el NE o SO y una cinemática caracterizada tanto por movimientos dextrales como sinestrales.

El borde oriental de la faja de Cizalla Brusain (*sensu* Báez *et al.* 2016) o milonita Pangaré (*sensu* Gregori *et al.* 2015) incluye granitos milonitizados, protomilonitas, milonitas y ultramilonitas, dispuestas en una franja de unos 15 km de longitud y 400 a 1200 m de espesor, que se extiende entre la estancia Pangaré y el lineamiento Patú Co (Gregori *et al.* 2015). Tiene un rumbo general N310°-N330° e inclina en alto ángulo al NE o SO. De oeste a este, la milonita Pangaré exhibe una transición entre diferentes zonas de deformación caracterizada por granitos foliados, protomilonitas, milonitas y ultramilonitas.

Un conjunto de diques graníticos, máficos y riolíticos tienen por roca de caja a los granitoides del Complejo plutónico volcánico Curaco y a las rocas de la faja de Cizalla Brusain. Los diques graníticos son tabulares, de hasta 20 m de potencia, tienen un rumbo general NO-SE y están alojados de forma concordante con la faja de Cizalla Brusain (Báez *et al.* 2016). Según estos autores, los diques graníticos están afectados por estructuras de *boudinage* y por pliegues isoclinales estirados y concordantes con la foliación milonítica de la faja. Los diques máficos son tabulares, de unos 0,05 y 1,1 m de potencia, tienen un rumbo NE-SO a ENE-OSO e inclinaciones mayores a 75° al NO o SE y cortan al Complejo plutónico volcánico Curaco (Saini-Eidukat *et al.* 2002, 2004, Báez *et al.* 2016). No se conoce la relación entre los diques graníticos y máficos. Finalmente, un enjambre longitudinal de diques riolíticos de rumbo ENE-OSO corta a la foliación milonítica de la faja de Cizalla Brusain, a los granitoides del Complejo plutónico volcánico Curaco y a los diques graníticos y contiene enclaves de diques máficos (Báez *et al.* 2016). Por su parte, Saini-Eidukat *et al.* (2002) mapearon diques riolíticos cortados por diques máficos.

Esta relación estructural de corte mutuo sugiere que el emplazamiento de los diques riolíticos y máficos es groseramente sincrónico, por lo cual se ubica la intrusión de los diques máficos con posterioridad a la de los diques graníticos.

Las fajas miloníticas y los diques antes mencionados se encuentran desplazados y brechados por fallas transcurrentes de diferentes escalas. Mizerit *et al.* (2014) describieron, en el borde oriental de la faja de Cizalla Brusain, fallas megascópicas de hasta 20 km de longitud con rumbos predominantes O-E y desplazamientos dextrales de hasta 2 kilómetros. También señalaron la presencia de sistemas conjugados de fallas megascópicas de 3 a 5 m de longitud, rumbos NO-SE hasta NNE-SSO y desplazamientos de hasta 1 metro. Además reconocieron geometrías de dúplex de *strike slip* y *horse-tail*. Todas estas estructuras desplazan diques máficos y félsicos y a su roca de caja granítica milonitizada (Mizerit *et al.* 2014). Estas fallas están cubiertas por estratos horizontales de rocas sedimentarias continentales del Grupo Neuquén del Cretácico Superior, en las cuales no se observaron evidencias de deformación cizallante (Mizerit *et al.* 2014).

Las características geométricas, cinemáticas y dinámicas de la transcurrencia que afecta a las rocas del Complejo Plutónico Volcánico Curaco, puede ser comparada con la tectónica de la región de Los Menucos – La Esperanza y extender el ámbito de influencia de esta tectónica transcurrente hasta el mismo borde septentrional del Macizo Norpatagónico (Mizerit *et al.* 2014).

Por otra parte, las características geométricas y cinemáticas de varias de las fallas transcurrentes de la región de Los Menucos-El Cuy, señaladas por Giacosa *et al.* (2007) y Mizerit *et al.* (2014), son consistentes con aquellas correspondientes a la falla Río Negro en el dominio de la cuenca Neuquina, que constituye el mismo borde norte del Macizo Norpatagónico. Esta falla está ubicada unos 70 km al norte de El Cuy, en el subsuelo del valle del Río Negro y fue recientemente caracterizada por García (2015) y Robert González (2018) a partir de información sísmica 3D. Tiene un rumbo ONO-ESE y habría estado activa como una zona de fallas normales de alto ángulo durante el Triásico Superior – Jurásico Inferior (Orchuela y Ploszkiewicz 1984, García 2015) y habría controlado activamente la sedimentación de los depósitos precuyanos y

de los depósitos inferiores del Grupo Cuyo (Robert González 2018). García (2015) menciona, además, una reactivación transpresiva de la falla Río Negro durante el Jurásico Tardío y un pulso de actividad de cinemática inversa y/o transpresiva durante el Cretácico Temprano tardío.

La similitud en cuanto a la geología estructural de las regiones de Los Menucos, El Cuy y el subsuelo del valle del Río Negro, permiten considerar que la tectónica transcurrente presente en el sector centro norte del Macizo Norpatagónico podría extenderse hasta el ámbito de la cuenca Neuquina, al menos hasta los sectores de la cuenca cercanos al borde del Macizo Norpatagónico.

#### **3.3.4. Edad de la deformación**

##### ***Región de Los Menucos***

Giacosa *et al.* (2007) señalaron que existen evidencias que indican que la actividad de las fallas de la región estaría temporalmente vinculada con el desarrollo del Complejo Los Menucos, de edad permo-triásica. Algunas de estas evidencias son: la presencia de intrusivos alojados a lo largo de las trazas de falla y en varios casos foliados paralelamente a dichas trazas (ej. fallas Lagunitas y cerro La Laja); afloramientos de lavas en los bajos estructurales asociados a zonas dilatantes como la depresión Las Lagunitas y el *pull apart* Piche; la presencia de sedimentitas clásticas con alta concentración de conglomerados en el interior del *pull apart* Piche (Corbella 1973, Cucchi *et al.* 2001); la presencia de un espesor kilométrico de rocas volcano-sedimentarias al este de la falla Lenzaniyeu, en su intersección con el borde sur del sistema de fallas Piche, entre otras.

Recientemente, Falco *et al.* (2021) realizaron estudios geocronológicos, según el método U-Pb en circones detríticos, de las rocas clásticas aflorantes en el interior del *pull apart* Piche, previamente señaladas por Corbella (1973) y Cucchi *et al.* (2001), las cuales estarían temporalmente vinculadas con la evolución de la depresión estructural Piche (Giacosa *et al.* 2007). Estos estudios arrojaron una edad máxima de depositación de 185 Ma para dichas

rocas sedimentarias. Por otra parte, las fallas O-E de la región de Los Menucos, cortan y desplazan a las rocas de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, aflorante en los cerros La Laja y La Mina y en inmediaciones del puesto Llancaqueo, la cual fue asignada al Triásico Superior (Vera *et al.* 2022). Estos últimos autores mencionan que los cuerpos intrusivos del Triásico Superior pertenecientes a la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo estarían relacionados genéticamente con las fallas aflorantes en inmediaciones del puesto Llancaqueo.

Con respecto a las rocas cretácicas y cenozoicas de la región, no presentan evidencias de deformación tectónica importante (Giacosa *et al.* 2007, Lema *et al.* 2009). Sin embargo, la presencia de *necks* basálticos cenozoicos alojados en algunos tramos de las fallas, indican una reactivación local de las fallas, generada por presión magmática, lo que implica fracturación extensional local (Giacosa *et al.* 2007).

En síntesis, la relación temporal y genética existente entre algunos de los elementos del Complejo Los Menucos y las fallas, indica que las estructuras cartografiadas por Giacosa *et al.* (2005, 2007) se habrían originado de manera sincrónica con el desarrollo del complejo durante el Pérmico – Triásico Temprano. Además, la vinculación entre las fallas y los cuerpos intrusivos observada en la zona del puesto Llancaqueo y las edades obtenidas para las rocas sedimentarias clásticas posiblemente vinculadas con la evolución del *pull apart* del sistema de fallas el Piche, indican que las estructuras permo-triásicas habrían experimentado reactivaciones tectónicas durante el Triásico Tardío - Jurásico Temprano. Finalmente, más allá de las evidencias de reactivación local de las fallas generada por presión magmática, no se han observado signos de deformaciones tangenciales de importancia tanto en rocas cretácicas como cenozoicas.

### ***Región de El Cuy***

La edad de cristalización magmática de la facies granítica principal del Complejo plutónico volcánico Curaco, según dos datos U-Pb ICP-MS en circones, es triásica tardía (~224 Ma, Saini-Eidukat *et al.* 1999, 2004). Uno de

estos datos proviene de un monzogranito porfírico sin deformación, mientras que el otro proviene de un granito milonitizado de la faja de Cizalla Brusain. A su vez, estos mismos autores obtuvieron una edad Rb-Sr roca total-mineral de 192 Ma para el monzogranito indeformado y otra edad U-Pb ICP-MS en titanita de 189 Ma para el granito milonitizado. Estos datos indican una edad de enfriamiento para el primero y una apertura del sistema isotópico para el segundo, ambos en el Jurásico Temprano. La apertura del sistema isotópico en el granito milonitizado posiblemente esté vinculada a la deformación dúctil de la faja de Cizalla Brusain, por lo cual la edad del cizallamiento dúctil se ubicaría en el Jurásico Inferior (Báez *et al.* 2016). Por su parte, Saini-Eidukat *et al.* (2004), proponen que las edades jurásicas representarían el reseteo del sistema isotópico de los granitos a causa del emplazamiento de los diques riolíticos.

Respecto del conjunto de diques, Báez *et al.* (2016), proponen que el emplazamiento de los diques graníticos concordantes con el rumbo de la faja milonítica, serían sin-orogénicos respecto de la tectónica de la faja de Cizalla Brusain; mientras que el emplazamiento de los diques máficos habría sido groseramente sincrónico con la intrusión de los diques riolíticos, ambos emplazados con posterioridad a los diques graníticos. Dado que los diques riolíticos cortan a la faja de Cizalla Brusain, su edad de intrusión es más joven que 192 – 189 Ma.

Finalmente, las fallas transcurrentes de rumbo O-E cortan y desplazan a las fajas miloníticas y al conjunto de diques graníticos, máficos y riolíticos y están cubiertas por las rocas sedimentarias del Grupo Neuquén, en las cuales no se reconocieron evidencias de deformación cizallante (Mizerit *et al.* 2014, Báez *et al.* 2016). Estas relaciones geológicas permiten acotar la edad de la última fase de deformación frágil-dúctil al intervalo Jurásico Temprano (post-192/189 Ma) – Cretácico Tardío (Santoniano), previo a la depositación de las rocas del Grupo Neuquén (Báez *et al.* 2016).

## **CAPÍTULO 4**

# **GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DEL PUESTO LLANCAQUEO**

En este capítulo se presentarán las características estratigráficas, sedimentológicas y macropetrográficas de las rocas volcano - sedimentarias aflorantes en el área de estudio. Para esta caracterización se seleccionó un área tipo ubicada en inmediaciones del puesto Llancaqueo, a 6 km al NE de la localidad de Los Menucos, ya que allí se encuentran las mejores exposiciones, tanto vertical como lateralmente, de las rocas asignadas al Triásico Superior. Los resultados que se presentarán a continuación se encuentran en un artículo recientemente publicado en la Revista de la Asociación Geológica Argentina (Vera *et al.* 2022).

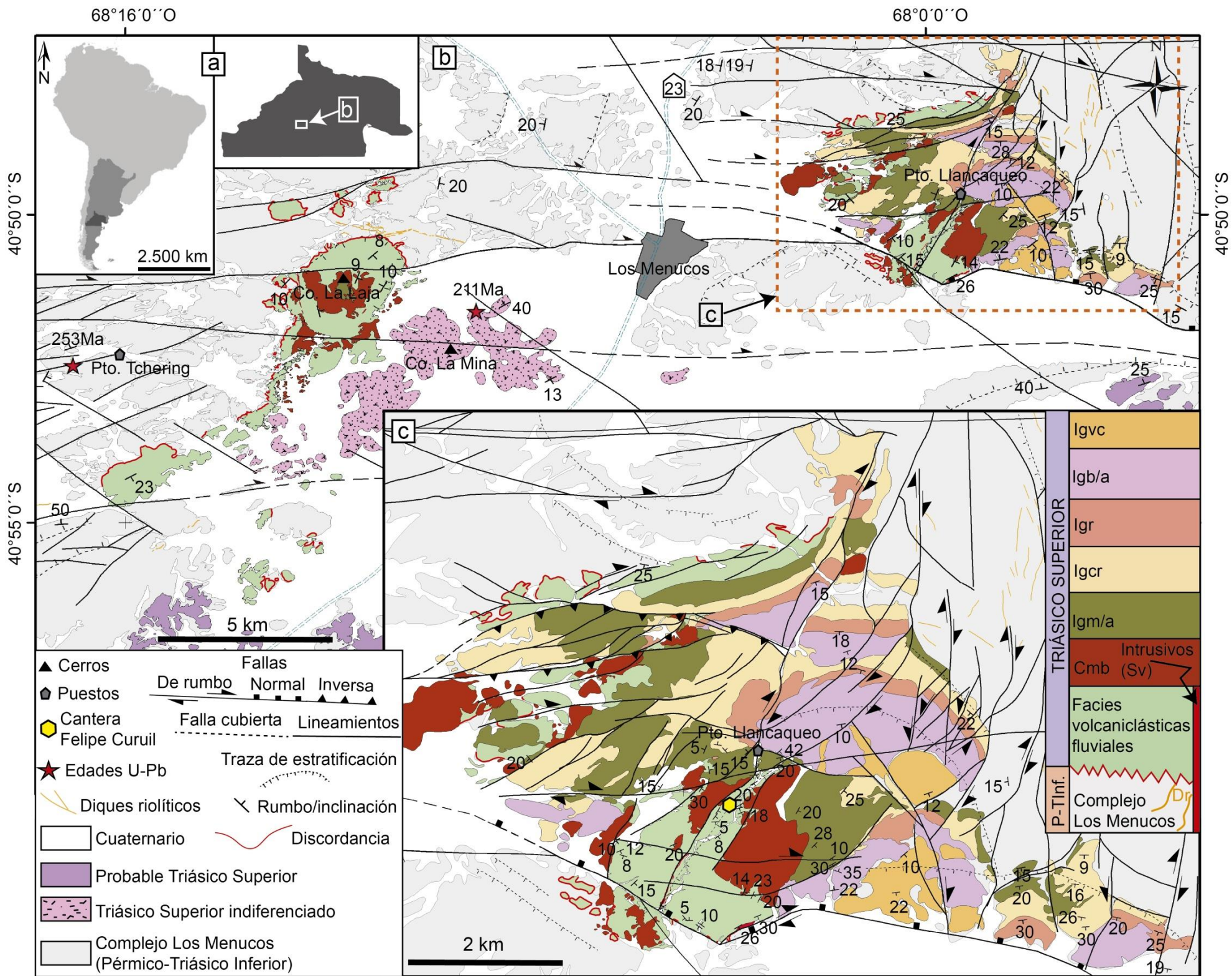
### **4.1. FACIES LLANCAQUEO**

En la región aledaña al puesto Llancaqueo (Fig. 4.1) aflora una sucesión de unos 368 m de espesor, apoyada en discordancia angular y erosiva sobre rocas volcánicas de edad pérmica-triásica temprana. Está compuesta por rocas sedimentarias, mayormente volcanoclásticas, rocas volcánicas y cuerpos subvolcánicos. Se reconocieron 12 facies sedimentarias volcanoclásticas fluviales cuyas características están sintetizadas en el cuadro 4.1. Dichas facies se encuentran comúnmente interdigitadas conformando un diseño arquitectural complejo y son las que se describen a continuación: 1) brechas macizas (F1), 2) ortoconglomerados con estratificación paralela (F2), 3) ortoconglomerados con estratificación entrecruzada (F3), 4) ortoconglomerados macizos (F4), 5) areniscas y areniscas conglomerádicas con estratificación paralela (F5), 6) areniscas con estratificación entrecruzada (F6), 7) areniscas con laminación paralela y estratificación de antidunas (F7), 8) areniscas con superficies inclinadas de gran escala (F8), 9) areniscas con estratificación paralela y óndulas (F9), 10) ritmitas con estratificación paralela (F10), 11)

ritmitas con estratificación entrecruzada de gran escala (F11) y 12) tobas retrabajadas y pelitas (F12).

Además de estas facies sedimentarias, se incluye dentro de la sucesión, un conjunto de unidades volcánicas y subvolcánicas que comprenden coladas (Cmb) y cuerpos subvolcánicos (Sv) mesosilícicos a básicos e ignimbritas riodacíticas (lgr/d) (cuadro 4.1). La separación de estas unidades se realizó en base a sus características petrográficas en muestra de mano y sus relaciones geológicas observadas en el terreno. La clasificación de las rocas piroclásticas (lgr/d) según su tamaño de grano y sus componentes dominantes, se realizó siguiendo los criterios de Fisher (1966), Schmidt (1981) y Pettijonh *et al.* (1987); mientras que la composición riodacítica se estimó en base a la proporción modal de los cristaloclastos, asumiendo que se trata de cristaloclastos juveniles.







**Figura 4.1 (página anterior).** a) Ubicación del área de estudio. b) Mapa geológico del área de Los Menucos. Basado en Cucchi *et al.* (2001), Giacosa *et al.* (2007), Lema *et al.* (2008), Luppo *et al.* (2018), Falco *et al.* (2020) y Vera *et al.* (2022). Nótese, en línea llena roja, la discordancia que separa la base de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo del Complejo Los Menucos y su orientación preferencial NE-SO a NNE-SSO. Obsérvese además, cómo dicha discordancia está cortada y desplazada por fallas dextrales de rumbo predominante O-E con variaciones NE-SO y NO-SE. c) Mapa geológico de detalle de las inmediaciones del puesto Llancaqueo y columna estratigráfica tipo. El polígono amarillo señala la ubicación de la cantera Felipe Curuil de la cual provienen las huellas de *Pentasauropus*. Referencias: P-TInf (Pérmico-Triásico Inferior), Dr (Diques riolíticos), Cmb (Coladas mesosilícicas a básicas), Igm/a (Ignimbritas micáceo-anfibólicas), Igcr (Ignimbritas cristaloclásticas), Igr (Ignimbritas reomórficas), Igb/a (Ignimbritas cristaloclásticas biotítico-anfibólicas), (Igv) ignimbritas vitroclásticas.

#### 4.1.1. Brechas macizas (F1)

**Descripción:** son brechas polimícticas, matriz sostén que constituyen afloramientos aislados. A escala de afloramiento conforman cuerpos tabulares, macizos, de al menos 3 m de espesor. En ocasiones gradan transicionalmente a ortoconglomerados gruesos, matriz sostén, macizos o con estratificación paralela difusa o a ortoconglomerados medios, clasto sostén, con estratificación paralela (facies F2) (Fig. 4.2a). Los clastos pertenecen a fenobasaltos, fenoandesitas porfíricas e ignimbritas riolíticas, miden entre 3,5 y 20 cm de diámetro en dirección de su eje mayor, son angulosos a subredondeados y están soportados por una matriz arenosa a gravosa mal seleccionada (Fig. 4.2b).

**Interpretación:** la fábrica matriz sostenida, la mala selección tanto de la matriz como de los clastos y la ausencia de estructuras sedimentarias internas, sugieren depósitos generados a partir de flujos de detritos no cohesivos (Shultz 1984, Miall 1996). La superposición de bancos tabulares sugiere múltiples episodios de sedimentación. La transición a conglomerados estratificados indica dilución por sedimentación o incorporación de agua, lo cual habría permitido el desarrollo de turbulencia y, así, la generación de la estratificación paralela difusa (Nemec y Muszynski 1982). Por otra parte, el pasaje a

ortoconglomerados estratificados texturalmente maduros respecto de las brechas de F1, sugeriría diferentes fuentes de aporte de sedimentos.

#### **4.1.2. Ortoconglomerados con estratificación paralela (F2)**

**Descripción:** son conglomerados polimícticos clasto sostén, dispuestos en bancos tabulares o lenticulares con bases planas a levemente cóncavas hacia arriba y techos convexos. Los cuerpos lenticulares, de hasta 0.6 m de espesor y con bases erosivas, son macizos o presentan estratificación paralela difusa en la parte inferior; en ocasiones están amalgamados y suelen estar asociados tanto vertical como lateralmente a facies de areniscas gruesas con laminación paralela (Fig. 4.2c). Los cuerpos tabulares tienen arreglo grano-estrato decreciente, espesores de al menos 3 m y bases erosivas o transicionales. Internamente, dichos cuerpos exhiben un pasaje transicional, de base a techo, entre ortoconglomerados medianos y ortoconglomerados finos con estratificación paralela. Los clastos miden entre 2 y 20 cm de diámetro en dirección de sus ejes mayores, son redondeados a subredondeados, ocasionalmente están imbricados y pertenecen a rocas volcánicas porfíricas basalto-andesíticas e ignimbritas riolíticas. La matriz es arenosa a gravosa mal seleccionada. Estas facies pasan transicionalmente a las facies de areniscas conglomerádicas con laminación paralela u ondulítica (facies F5) (Fig. 4.2a).

**Interpretación:** las bases erosivas, la redondez e imbricación de los clastos, la fábrica clasto soportada y la presencia de estratificación paralela, indican depositación a partir de corrientes tractivas unidireccionales con capacidad erosiva. La geometría de los depósitos, granulometría y arreglo interno son compatibles con barras gravosas longitudinales (Rust 1972, Smith 1974, Hein y Walker 1977). El amalgamiento de los conglomerados y su relación con niveles de areniscas gruesas laminadas, representarían sistemas de barras sobreimpuestas que reflejan la variación de la descarga (Miall 1977, 1978).

#### **4.1.3. Ortoconglomerados con estratificación entrecruzada (F3)**

**Descripción:** son conglomerados líticos, grises, matriz sostén, dispuestos en bancos de al menos 2 m de espesor con estratificación entrecruzada en artesa,

difusa. Tanto la base como el tope se encuentran cubiertos, por lo cual no se pudo determinar la geometría de los cuerpos. Los clastos, subredondeados a angulosos y con ejes mayores de hasta 2 cm, pertenecen exclusivamente a rocas volcánicas riolíticas y están soportados por una matriz arenósica media (Fig. 4.2d).

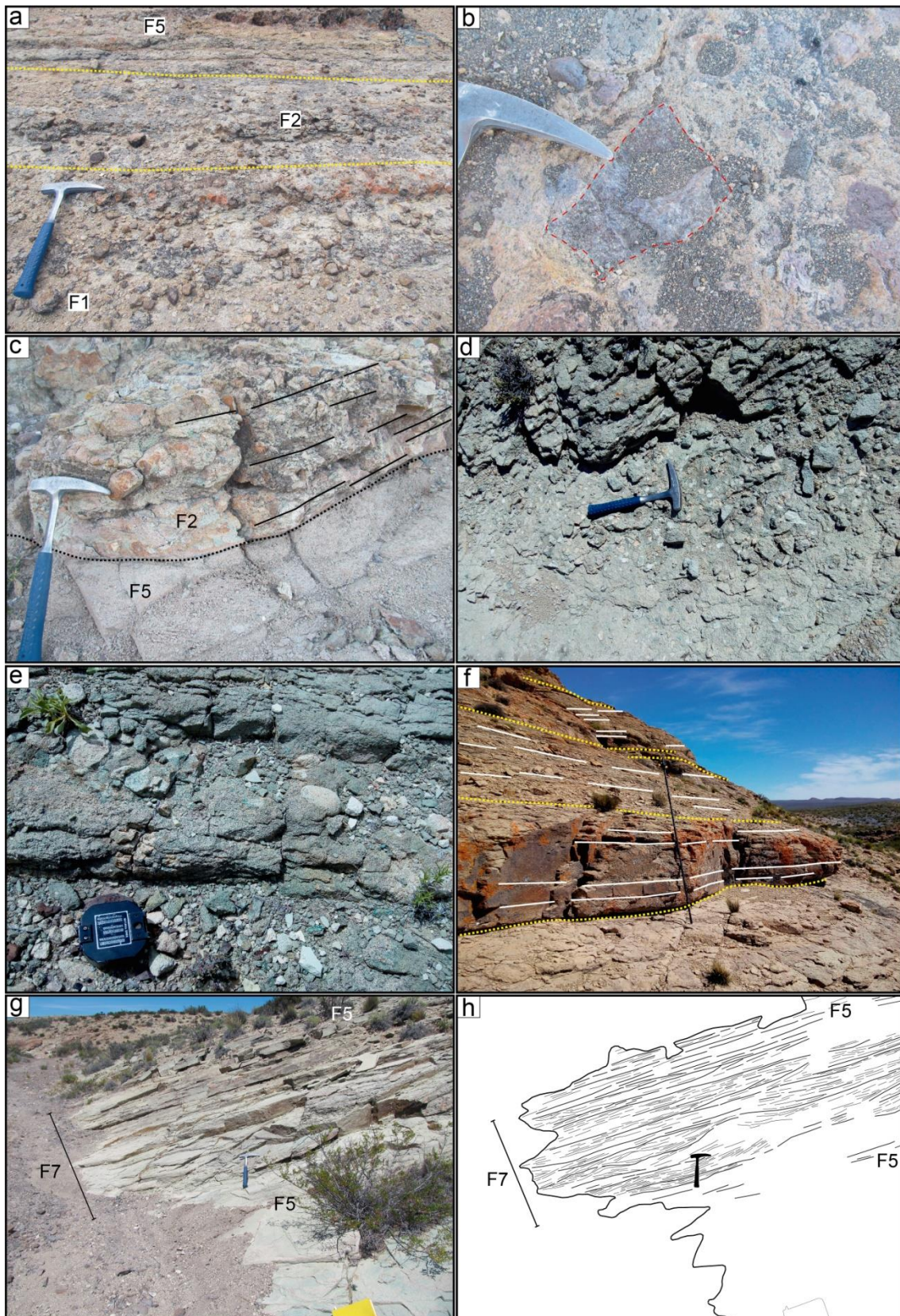
**Interpretación:** la fábrica matriz soportada, la ausencia de imbricación de los clastos y la presencia de estratificación entrecruzada difusa, indican que esta facies se depositó a partir de flujos de detritos con una moderada concentración de partículas (Miall 1996). En estas condiciones, dichos flujos pueden ser internamente turbulentos y dar lugar a estructuras sedimentarias tractivas difusas, como la estratificación entrecruzada difusa presente en esta facies.

#### **4.1.4. Ortoconglomerados macizos (F4)**

**Descripción:** se trata de conglomerados polimícticos matriz-sostén, dispuestos en bancos de al menos 0.5 m de potencia. La matriz es arenósica, gruesa, mal seleccionada, mientras que los clastos son redondeados, con ejes mayores de hasta 9 cm y compuestos por fragmentos de fenoandesitas y riocitas porfíricas (Fig. 4.2e). No fue posible reconocer los límites ni la geometría de estas facies.

**Interpretación:** la fábrica matriz soportada, la mala selección y la ausencia de estructuras internas indican que se originaron a partir de flujos de detritos (Miall 1996).





**Figura 4.2.** Fotografías de las facies volcanoclásticas Llancaqueo. Longitud del martillo: 33 cm; diámetro de la brújula: 7 cm; longitud del báculo: 1,5 m. a) De base a techo: brechas macizas (facies F1) que pasan en transición a ortoconglomerados con

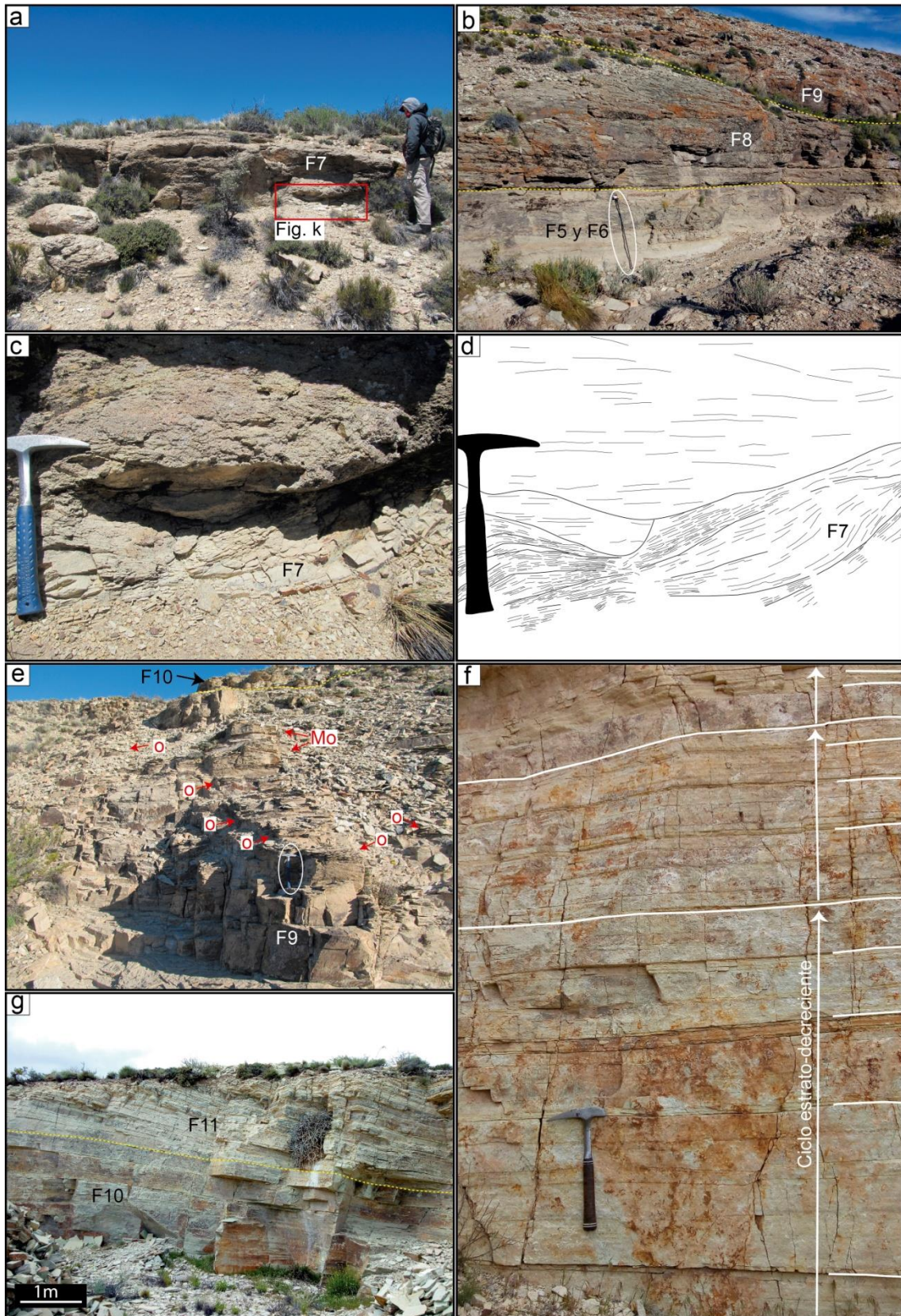
estratificación paralela (facies F2); hacia el tope siguen areniscas y areniscas conglomerádicas con laminación ondulítica o paralela (facies F5). b) Detalle de las facies de brechas macizas (F1). c, d y e) Facies de ortoconglomerados con estratificación paralela (F2), ortoconglomerados con estratificación entrecruzada (facies F3) y ortoconglomerados macizos (facies F4), respectivamente. f) Areniscas y areniscas conglomerádicas con estratificación paralela (facies F5). g y h) Fotografía y redibujo de las areniscas con estratificación de antidunas (facies F7) intercaladas en las facies F5.

#### **4.1.5. Areniscas y areniscas conglomerádicas con estratificación paralela (F5)**

**Descripción:** son areniscas medianas a gruesas, en ocasiones conglomerádicas, con estratificación paralela, dispuestas en bancos tabulares o lenticulares plano-convexos. Forman cuerpos de 0.2 a 5 m de espesor, limitados por bases cóncavas hacia arriba, transicionales o netas y topes planos y netos. Comúnmente, los cuerpos más potentes presentan una gradación normal definida por areniscas conglomerádicas con laminación paralela u, ocasionalmente, ondulítica de corriente, hacia la base, seguidas de areniscas gruesas con laminación paralela hacia el techo (Fig. 4.2a y f). En cuanto a la composición, se trata de litoareniscas feldespáticas cuyos líticos pertenecen a rocas volcánicas riolíticas y volcanitas basalto-andesíticas.

**Interpretación:** la granulometría gruesa y la ausencia de lineación *parting* permiten interpretar que estas facies fueron depositadas a partir de corrientes tractivas unidireccionales en condiciones de bajo régimen de flujo (Simons *et al.* 1965, Allen 1984, Weedman y Slingerland 1985, Cheel 2005).





**Figura 4.3.** Fotografías de las facies volcanoclásticas Llancaqueo. Longitud del martillo: 33 cm; longitud del báculo: 1,5 m; altura de la persona: 1,92 m. a) Facies F7. Nótese la magnitud y la convexidad hacia arriba de los cuerpos con estratificación de antidunas.

b) De base a techo: facies F5 y F6 seguidas por las areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo de las facies F8, las cuales están truncadas por un canal fluvial que contiene la facies F9. c y d) Detalle de las facies F7). e) Areniscas con estratificación paralela y óndulas (facies F9). Las flechas rojas señalan las óndulas (o) y megaóndulas (Mo) preservadas en esta facies. Hacia el tope pasan en transición a la facies F10. f) Ritmitas con estratificación paralela (facies F10). Nótese la presencia de al menos tres ciclos con arreglo general estrato-decreciente. g) De base a techo: facies F10, le siguen ritmitas con estratificación entrecruzada tangencial de gran escala (facies F11). Los estratos están afectados por pliegues suaves de rumbo NNE-SSO.

#### **4.1.6. Areniscas con estratificación entrecruzada (F6)**

**Descripción:** son areniscas gruesas a finas con estratificaciones entrecruzada en artesa, tabular planar o tangencial, dispuestas en *sets* lenticulares que conforman *cosets* tabulares. Por lo general, los *cosets* presentan bases erosivas y cóncavas hacia arriba y topes netos o transicionales. Los cuerpos, de hasta 10 m de potencia, presentan gradación normal del tamaño de grano. Internamente, los *sets* individuales presentan un arreglo grano-decreciente que varía entre areniscas de grano grueso y areniscas de grano fino.

**Interpretación:** las bases erosivas, las estructuras sedimentarias, el arreglo interno y las geometrías de estos depósitos sugieren la migración de formas de lecho tanto 2D como 3D. Las estratificaciones entrecruzadas en artesa y tangencial indican la migración de formas de lecho 3D vinculadas a dunas de cresta sinuosa, mientras que la estratificación entrecruzada tabular planar sugiere la migración de formas de lecho 2D relacionadas con dunas de cresta recta (Harms *et al.* 1975). Ambos tipos de formas de lecho se habrían generado a partir de corrientes tractivas unidireccionales, en condiciones de bajo régimen de flujo.

#### **4.1.7. Areniscas con laminación paralela y estratificación de antidunas (F7)**

**Descripción:** son areniscas medianas a muy finas, con algunos niveles pelíticos, dispuestas en bancos tabulares o lenticulares plano-convexos de 0.3

a 1.5 m de espesor, con laminación paralela y estratificación de antidunas. Esta facies conforma paquetes limitados por bases planas o levemente cóncavas hacia arriba y erosivas y topes planos y netos, presentando frecuentemente un arreglo vertical grano-decreciente. La estratificación de antidunas se presenta como ondas sinusoidales con valores de amplitud comprendidos entre 0.1 y 1.2 m, cuyas longitudes de onda varían entre 0.3 y 4 m (Fig. 4.3a). Internamente está caracterizada por láminas inclinadas y paralelas a la superficie de erosión basal, que hacia el tope se horizontalizan y muestran un adelgazamiento lateral con desarrollo de convexidades hacia arriba (Fig. 4.3c y d). Por lo general, esta facies se encuentra intercalada en areniscas y areniscas conglomerádicas (facies F5) o areniscas con estratificación entrecruzada (facies F6) (Fig. 4.2g, h y 4.7 e).

**Interpretación:** esta facies fue depositada a partir de flujos diluidos cuyas condiciones incluyeron lecho plano de alto régimen de flujo y el campo de estabilidad de las antidunas (Fielding 2006). Estructuras similares a las reconocidas en esta facies, fueron descritas por Cheel (1990) en estudios experimentales en canal, bajo las condiciones de flujo mencionadas. Por su parte, Alexander *et al.* (2001), obtuvieron experimentalmente estructuras parecidas, en condiciones de alto régimen de flujo.

#### **4.1.8. Areniscas con superficies inclinadas de gran escala (F8)**

**Descripción:** son areniscas moradas, gruesas a finas con estratificaciones paralela subhorizontal o entrecruzada de bajo ángulo ( $2^{\circ}$ - $15^{\circ}$ ) y gran escala. Se disponen en bancos lenticulares plano-convexos a tabulares con buena continuidad lateral, formando paquetes estrato-crecientes de 2 a 8.5 m de espesor. Los cuerpos están limitados por superficies basales con inclinación de bajo ángulo ( $\sim 10^{\circ}$ ) y levemente erosivas, mientras que los topes son planos, transicionales o erosionados por las capas suprayacentes (Fig. 4.3b). Las direcciones de paleocorrientes (azimut:  $130^{\circ}$ - $137^{\circ}$ ) que se pudieron obtener ( $n=7$ ), son ortogonales a la dirección de máxima inclinación de las superficies basales de bajo ángulo y de los planos de la estratificación.



**Interpretación:** las superficies basales de bajo ángulo, las estructuras sedimentarias, la geometría y las direcciones de paleocorrientes de estos depósitos sugieren que se habrían formado a partir de la migración de formas de lecho 3D de gran escala, en corrientes tractivas unidireccionales (Miall 1996, 2014).

#### **4.1.9. Areniscas con estratificación paralela y óndulas (F9)**

**Descripción:** son areniscas grises oscuras, medianas a finas, bien seleccionadas, con estratificación paralela y óndulas. Se disponen en bancos tabulares o lenticulares plano-convexos, conformando paquetes grano-estrato decrecientes de 4 a 10 m de potencia. Presentan bases erosivas, cóncavas hacia arriba y topes transicionales (Fig. 4.3b y e). Los estratos arenosos individuales alcanzan 0.4 m de espesor y suelen presentar laminación ondulítica, óndulas y megaóndulas. Las óndulas son levemente asimétricas y tienen una longitud de onda entre 5 y 60 cm (Fig. 4.3e). Las direcciones de paleocorrientes son unimodales (azimut: 135°-138°) (n=5).

**Interpretación:** esta facies se originó por procesos de tracción asociados a corrientes unidireccionales con carga arenosa en condiciones de bajo régimen de flujo (Blatt *et al.* 1980). La alternancia entre capas con ondulas y capas con estratificación paralela, evidencia las fluctuaciones en la velocidad y/o profundidad del flujo (Miall 1996, Bridge 2006).

#### **4.1.10. Ritmitas con estratificación paralela (F10)**

**Descripción:** intercalaciones de areniscas feldespáticas tobáceas y pelitas amarillentas. Forman sucesiones estrato-decrecientes, generalmente con geometría tabular de al menos 4 m de espesor y cientos de metros de continuidad lateral. Dichas sucesiones están compuestas por una alternancia de múltiples ciclos grano-crecientes / grano-decrecientes de entre 0.05 y 1.3 m de potencia (Fig. 4.3f). Cada ciclo está limitado por superficies planas y netas o levemente erosivas. En ocasiones conforman cuerpos lobulados de hasta 2 m de espesor, con bases planas y topes convexos (Fig. 4.8c y d). Los cuerpos arenosos son de grano fino a medio, poseen espesores variables entre 0.8 y

0.02 m, suelen tener un sector inferior macizo que pasa transicionalmente a laminación paralela o, en algunas ocasiones, a intervalos con laminación ondulítica; mientras que las capas pelíticas presentan laminación paralela u ondulítica difusa y espesores de 0.005 a 0.05 m. Esta sucesión suele estar truncada por la presencia de canales arenosos (Fig. 4.8c y d).

**Interpretación:** la configuración vertical de esta facies indica que se depositaron a partir de una alternancia rítmica entre procesos de tracción y decantación. Los niveles pelíticos se habrían originado a partir de la decantación de la carga en suspensión, en condiciones de baja energía. Las areniscas macizas indican procesos de agradación progresiva desde el fondo a partir de flujos con alta carga en suspensión (Kneller y Branney 1995), mientras que las areniscas laminadas sugieren una disminución de las tasas de decantación y una desaceleración del flujo originario. El arreglo vertical, los espesores y la extensión lateral de esta facies son similares a los depósitos de derrame (Farrell 1987, Tye y Coleman 1989 y Jorgensen y Fielding 1996).

#### **4.1.11. Ritmitas con estratificación entrecruzada de gran escala (F11)**

**Descripción:** intercalaciones de areniscas feldespáticas tobáceas y pelitas amarillentas. Textural y composicionalmente, esta facies es idéntica a la facies F10. En este caso conforman paquetes tabulares o lenticulares plano - convexos bien definidos, de al menos 8 m de espesor y tienen estratificación entrecruzada tangencial de gran escala con ángulos que varían entre 10° y 25° (Fig. 4.3g). Dichos paquetes suelen ser estrato-decrecientes, internamente están compuestos por múltiples ciclos grano-decrecientes y están limitados por bases netas y planas o erosivas y cóncavas hacia arriba, que ocasionalmente truncan los depósitos de la facies F10, y topes transicionales planos. Los ciclos individuales tienen espesores variables entre 0.03 y 1.1 m. En los cuerpos lenticulares con bases erosivas, las areniscas pasan lateralmente de tener estratificación entrecruzada tangencial a estratificación paralela o presentarse macizas (Fig. 4.8c y d). Las direcciones de paleocorriente varían entre 70° y 120° (n=10).

**Interpretación:** la geometría, estructuras sedimentarias y las variaciones de los vectores de paleocorrientes de esta facies, sugieren depósitos generados a partir de la migración de formas de lecho 3D de gran escala (Miall 1996, 2014). Los cuerpos lenticulares con bases erosivas y estratificación entrecruzada tangencial que suelen truncar a la facies F10, corresponderían a rellenos de canales sinuosos.

#### **4.1.12. Tobas retrabajadas y pelitas (F12)**

**Descripción:** incluye cuerpos tabulares de hasta 0.1 m de potencia con bases y techos planos y netos, compuestos de pelitas macizas de color amarillo blanquecino que gradan a tobas u ocasionalmente a areniscas finas con óndulas simétricas. Las tobas son riolíticas, macizas o con laminación paralela difusa y están dispuestas en bancos tabulares de unos 0.4 m de espesor (Fig. 4.8a y b). Internamente, las láminas individuales son macizas.

**Interpretación:** la granulometría, estructuras sedimentarias y geometría de estos depósitos, sugieren una depositación dominada por procesos de decantación, con ocasional desarrollo de retrabajo por oleaje (Miall 1996, Abdul Aziz *et al.* 2003, Nichols 2009), tal como lo indica la presencia de óndulas simétricas en los niveles de granulometría más gruesa. La presencia de óndulas de oleaje en los niveles arenosos indica que la depositación tuvo lugar en aguas poco profundas o en cuerpos de agua estancados y aislados (Abdul Aziz *et al.* 2003). En particular, los niveles de tobas macizas se habrían acumulado por decantación de ceniza volcánica (lluvia de cenizas) en cuerpos de agua en condiciones de baja energía.

***Facies volcanoclásticas fluviales***

<b>Abreviatura</b>	<b>Nombre</b>	<b>Litología y textura</b>	<b>Estructura sedimentaria</b>	<b>Geometría</b>	<b>Tipo de contacto</b>	<b>Interpretación</b>
F1	Brechas macizas	Brechas polimícticas	Macizas	Tabular	Topes transicionales	Flujos de detritos no cohesivos
F2	Ortoconglomerados con estratificación paralela	Conglomerados gruesos a finos, polimícticos, clasto-sostén	Macizos o con estratificación paralela	Lenticular o tabular	Bases erosivas o transicionales, topes transicionales	Corrientes tractivas unidireccionales.
F3	Ortoconglomerados con estratificación entrecruzada	Conglomerados medios a gruesos matriz-sostén	Estratificación entrecruzada en artesa, difusa	No reconocida	No reconocido	Flujos de detritos con moderada concentración de partículas
F4	Ortoconglomerados macizos	Conglomerados gruesos polimícticos matriz-sostén	Macizos	No reconocida	No reconocido	Flujos de detritos
F5	Areniscas y areniscas conglomerádicas	Areniscas medianas a conglomerádicas	Laminación paralela. Ocasionalmente, laminación ondulítica en la base	Tabular o lenticular plano-convexa	Bases cóncavas hacia arriba, transicionales o netas y topes planos y netos	Flujos tractivos unidireccionales

F6	Areniscas con estratificación entrecruzada	Areniscas finas a gruesas	Estratificación entrecruzada en artesa, tabular planar o tangencial	Tabular o lenticular plano-convexa	Bases erosivas y cóncavas hacia arriba y topes netos o transicionales	Migración sub-ácuea de dunas arenosas 2D y 3D en corrientes tractivas unidireccionales en condiciones de bajo régimen de flujo
F7	Areniscas con laminación paralela y estratificación de antidunas	Areniscas muy finas a medianas	Laminación paralela y estratificación de antidunas	Tabular o lenticular plano-convexa	Bases erosivas y levemente cóncavas hacia arriba y topes planos y netos	Corrientes diluidas en condiciones de transición entre el lecho plano de alto régimen de flujo y el campo de estabilidad de las antidunas
F8	Areniscas con superficies inclinadas de gran escala	Areniscas gruesas a finas	Estratificación entrecruzada de bajo ángulo	Lenticular plano-convexa a tabular	Superficies basales con inclinación de bajo ángulo y topes netos o transicionales	Migración sub-ácuea de formas de lecho 3D de gran escala, en corrientes tractivas unidireccionales
F9	Areniscas con estratificación paralela y óndulas	Areniscas medianas a finas	Estratificación paralela. Laminación ondulítica. Óndulas y megaóndulas asimétricas	Tabular o lenticular plano-convexa	Bases erosivas y cóncavas hacia arriba y topes transicionales	Flujos unidireccionales y canalizados, con migración sub-ácuea de estructuras arenosas 2D en condiciones de bajo régimen

F10	Ritmitas con estratificación paralela	Areniscas feldespáticas finas a medianas y pelitas	Laminación paralela u ondulítica, sectores macizos	Tabular o lobular	Bases netas y planas y topes planos o convexos	Alternancia rítmica de procesos de tracción y decantación
F11	Ritmitas con estratificación entrecruzada de gran escala	Areniscas feldespáticas finas a medianas y pelitas	Estratificación entrecruzada tangencial de gran escala	Tabular o lenticular plano-convexa	Bases netas y planas o erosivas y cóncavas hacia arriba y topes transicionales	Flujos diluidos unidireccionales, canalizados, con alternancia de procesos de tracción y decantación. Migración sub-ácuea de formas de lecho 3D de gran escala
F12	Tobas retrabajadas y pelitas	Tobas riolíticas y pelitas	Laminación paralela. Ocasionalmente, óndulas simétricas	Tabular	Bases y topes transicionales	Decantación de ceniza volcánica suspendida, en un medio sub-ácueo. Ocasionalmente, retrabajo por olas.

***Rocas efusivas y cuerpos subvolcánicos***

<b>Abreviatura</b>	<b>Nombre</b>	<b>Composición</b>	<b>Mineralogía</b>	<b>Geometría</b>	<b>Fábrica</b>	<b>Interpretación</b>
Cmb	Coladas mesosilícicas a básicas	Mesosilícica a básica	No identificada	Tabular, conformando mantos	Afírica, homogénea. Texturas autoclásticas y diaclasado tipo <i>platy jointing</i>	Flujos lávicos
Sv	Cuerpos subvolcánicos	Mesosilícica a básica	No identificada	Tabular/laminar	Afírica, homogénea.	Diques alimentadores de las coladas mesosilícicas a básicas

		Fenoandesítica	Fenocristales subhedrales de plagioclasa y piroxeno	Sigmoidal	Porfírica, homogénea.	Intrusivo fenoandesítico en zona de falla
		Riodacítica (Igm/a)	Plagioclasa - cuarzo - feldespato alcalino - biotita - muscovita - clorita - anfíbol	Tabular	Vitroclástica con textura eutaxítica. Sector superior cristaloclástico.	
		Riodacítica (Igr)	Plagioclasa - cuarzo - feldespato potásico	Tabular	Cristaloclásticas	
Igr/d	Ignimbritas riodacíticas	Riodacítica (Igr)	Feldespato potásico - cuarzo - plagioclasa - biotita	No identificada	Reomórficas. Texturas eutaxítica y fluidales.	Flujos piroclásticos
		Riodacítica (Igb/a)	Feldespato potásico - cuarzo - plagioclasa - biotita - anfíbol	No identificada	Cristaloclásticas con < 20% de fiames. Diaclasamiento tipo <i>platy jointing</i> con <i>kink bands</i> .	

Riodacítica	Feldespató - plagioclasa - cuarzo	No identificada	Vitroclástica con textura
(Igv)	± biotita		eutaxítica

---

**Cuadro 1:** Síntesis con las facies volcanoclásticas fluviales y unidades volcánicas y subvolcánicas del área tipo puesto Llancaqueo



## 4.2. ROCAS EFUSIVAS Y CUERPOS SUBVOLCÁNICOS

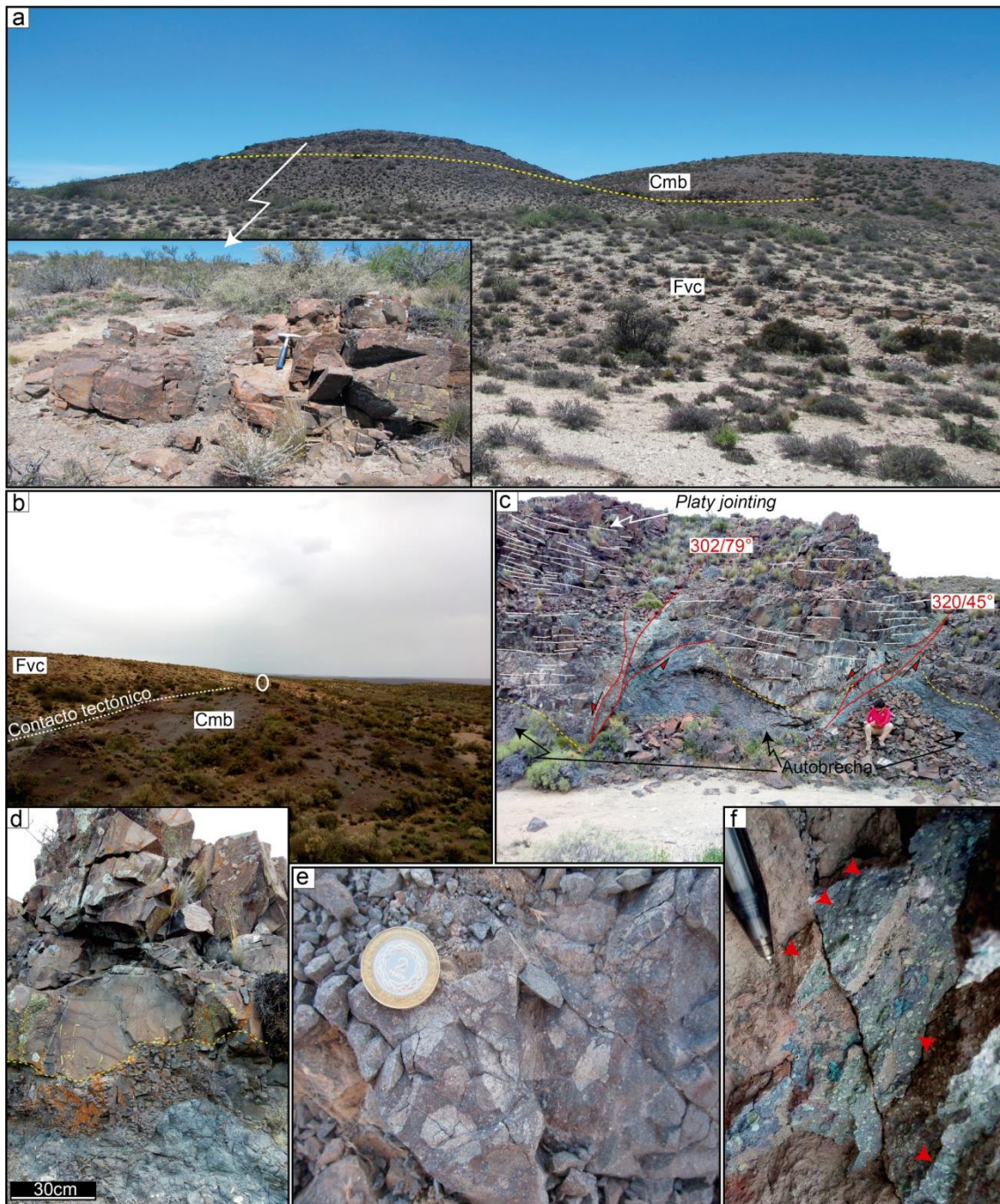
A continuación se presentará una caracterización geológica de las unidades volcánicas y subvolcánicas reconocidas en el área de estudio, a fin de mejorar la comprensión del contexto sedimentario y su vinculación con las fuentes magmáticas.

### 4.2.1. Coladas mesosilíceas a básicas (Cmb)

**Descripción:** estas rocas fueron señaladas y clasificadas por Lema *et al.* (2009) como lavas mesosilíceas a básicas. En el área de estudio se encuentran interdigitadas con las ignimbritas riódacíticas (Igr/d) descritas más abajo y con las rocas volcanoclásticas secundarias (facies volcanoclásticas fluviales Llancaqueo) (Lema *et al.* 2009). En algunos sectores yacen en discordancia angular sobre las unidades volcánicas previas a los depósitos volcanoclásticos fluviales. En los lugares donde pudo reconocerse el contacto con las rocas sedimentarias subyacentes, este era neto. Además, sobre dichas rocas sedimentarias subyacentes se reconocieron cambios de coloración y homogeneización de la fábrica sedimentaria primaria, en una franja subhorizontal y contigua al contacto con el cuerpo ígneo, de al menos 1.5 metros. En la mesoescala, las rocas volcánicas son macizas, de color negro, homogéneas, de textura afírica, que conforman mantos de geometría tabular de al menos 10 m de espesor (Fig. 4.4a). Por otra parte, hay cuerpos cuya relación con las rocas circundantes no ha podido ser determinada (Fig. 4.4b). En planta, estos últimos, tienen formas circulares o elongadas con bordes rectos, mientras que en afloramiento tienen un aspecto macizo y exhiben una geometría tabular de al menos 7 m de espesor con base y techo cubiertos. Los sectores inferiores están caracterizados por una autobrecha compuesta por autoclastos angulosos de basalto-andesita que, comúnmente, están en contacto unos con otros sin presencia de matriz, u ocasionalmente están rodeados por una matriz lávica (Fig. 4.4c, d y e). Por encima de las autobrechas, mediante un contacto transicional e irregular, las facies macizas de basalto-andesita presentan un fracturamiento del tipo *platy jointing* definido por diaclasas subhorizontales que adquieren mayor inclinación hacia el tope (Fig. 4.4c). Además, se reconocieron esferulitas y litofisas de 0.1 a 1.5

centímetros. Las primeras son radiales, están constituidas por feldespatos y se encuentran aisladas o formando trenes elongados de esferulitas coalescentes de hasta 2.5 centímetros. Las litofisas son circulares a elongadas, en ocasiones tienen aspecto de estrella o forman nódulos rellenos por cuarzo anhedral; comúnmente están vacías o rellenas parcialmente por feldespato u ópalo y suelen estar rodeadas por un anillo de calcedonia (Fig. 4.4f). Comúnmente estos cuerpos están desplazados por fallas normales de actitud 220-320/60°-79° (rumbo/inclinación según regla de mano derecha) (Fig. 4.4c).

**Interpretación:** estos cuerpos se interpretan como flujos lávicos de composición mesosilícica a básica (Lema *et al.* 2009). Las autobrechas reconocidas en la parte inferior de algunos cuerpos son producto de la fragmentación no explosiva de flujos lávicos (McPhie *et al.* 1993, Smith 1996, Besser *et al.* 2018). La homogeneización de las estructuras primarias en los depósitos sedimentarios subyacentes y contiguos al contacto con los cuerpos ígneos, podría indicar procesos de fluidización de la fábrica sedimentaria primaria (Kokelaar 1982). Las esferulitas y litofisas (Wright 1915, Ross y Smith 1961, entre otros) constituyen los productos característicos de la desvitrificación del vidrio volcánico. La morfología radial de las esferulitas reconocidas en estas rocas sugiere que se habrían formado a bajas temperaturas, alrededor de 400°C (Lofgren 1971a, 1974). La geometría lítrica del diaclasamiento *platy jointing* es común en los flujos lávicos de moderada viscosidad e indican el sentido del movimiento del mismo (Huppert *et al.* 1982, Macdonald 1972, McPhie *et al.* 1993). En el caso de los cuerpos lávicos en los que se logró reconocer claramente esta estructura, el flujo tendría una dirección de escurrimiento hacia el oeste. Si bien se interpretó, en base a las características que pudieron ser observadas en el campo, que todos los cuerpos agrupados bajo la denominación Coladas mesosilícicas a básicas corresponden a coladas lávicas, no se descarta que alguno de ellos pueda tener una naturaleza intrusiva (*sills*).



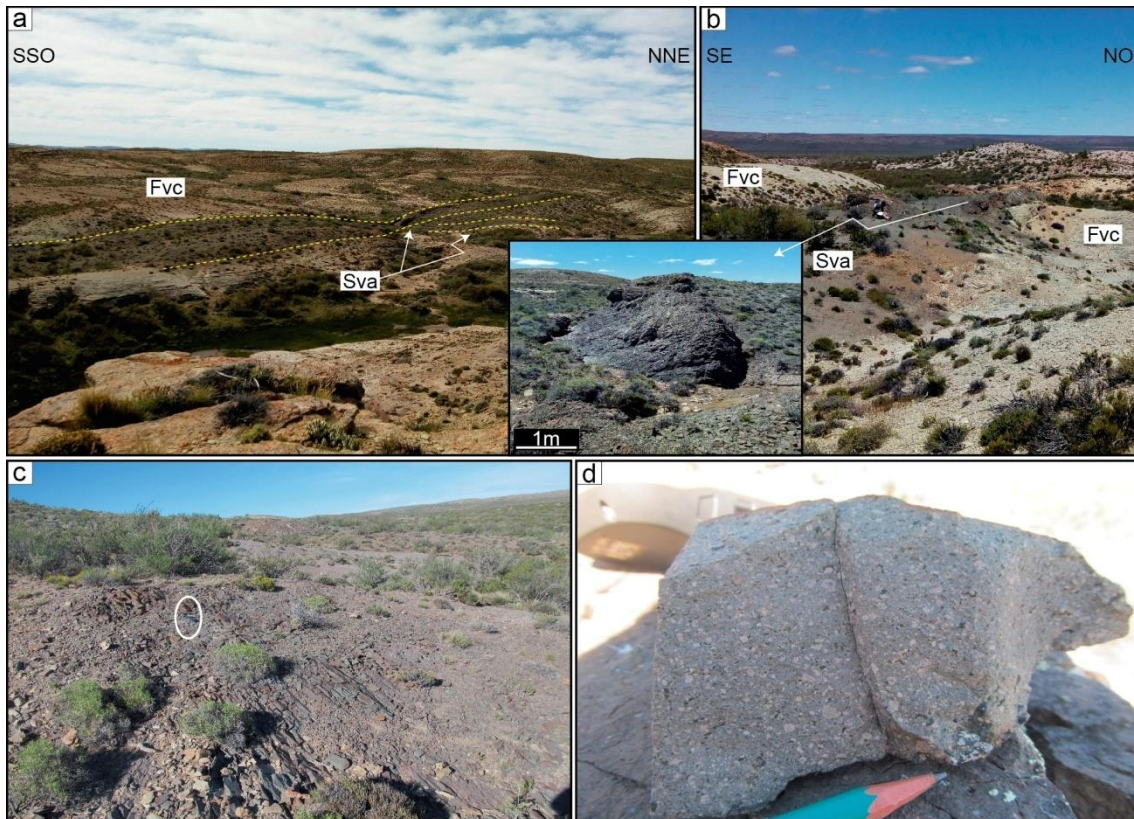
**Figura 4.4.** Fotografías de las coladas mesosilícicas a básicas (Cmb). Longitud del martillo: 33 cm; altura de la persona: 1,85 m; diámetro de la moneda: 2,45 cm; longitud de la punta del bolígrafo: 1 cm. a) Flujos lávicos apoyados en concordancia sobre las facies volcanoclásticas (Fvc). b) Contacto tectónico entre las facies volcanoclásticas y las Cmb. c) Cuerpos ígneos con textura de autobrecha en la base que pasan transicionalmente a facies macizas con diaclasamiento *platy jointing*. Nótese como las diaclasas se empinan hacia el tope, indicando que el sentido de movimiento del flujo fue hacia la izquierda. En rojo, fallas normales desplazando los cuerpos volcánicos. d y

e) Detalles de las autobrechas. f) Detalle de las Cmb, donde se observan esferulitas y litofisas señaladas por las flechas rojas.

#### 4.2.2. Cuerpos subvolcánicos (Sv)

**Descripción:** son cuerpos discordantes con respecto a las facies volcanoclásticas Llancaqueo y se reconocieron dos grupos con morfologías y texturas diferentes: i) Cuerpos laminares subverticales de unos 3 m de espesor y al menos 1.5 km de longitud, macizos, de color negro y textura afírica (Fig. 4.5a y b). La composición de estas rocas fue definida por Lema *et al.* (2009) como mesosilícica a básica. Afloran en el sector central del área de estudio, lugar donde intruyen a las facies volcanoclásticas blancas, las cuales exhiben zonas de decoloración en el contacto con el cuerpo ígneo, de al menos 0.8 m, a ambos lados de los intrusivos (Fig. 4.5b). Los cuerpos mejor representados están alojados en el sector austral de una zona de falla de rumbo NNE-SSO y cinemática dextral, que atraviesa el sector meridional del área aledaña al puesto Llancaqueo y tiene una longitud de al menos 9 km (Fig. 4.1c). Por lo general son aislados, presentan un rumbo paralelo a dicha estructura, suelen tener bifurcaciones y están fracturados y desplazados por fallas mesoscópicas de actitud 04-110/51°-89°. ii) Un cuerpo de fenoandesita porfírica alojado en el contacto entre las facies Llancaqueo y las rocas volcánicas subyacentes, en el sector sureste del área de estudio (Fig. 4.1c). Tanto las rocas de caja como las fenoandesitas están afectadas por fracturas rectilíneas de alta frecuencia y rumbo paralelo a dicho contacto (N50E) (Fig. 4.5c). En planta, este cuerpo tiene geometría sigmoidal, elongada en la misma dirección que el contacto, presenta un eje mayor de unos 280 m y un espesor estimado de 70 m. Está compuesto por fenocristales de 1 a 5 mm de plagioclasa y piroxeno subhedrales en una pasta afanítica de color gris (Fig. 4.5d). Aunque el contacto entre el cuerpo intrusivo y sus rocas de caja está cubierto, se observó sobre estas últimas una aureola de color anaranjado de al menos 1 m de ancho.





**Figura 4.5.** Fotografías de los cuerpos subvolcánicos mesosilíceos a básicos (Sv). Altura de la persona: 1,85 m; longitud del martillo: 33 cm; longitud de la punta del lápiz: 1,7 cm. a) Cuerpos subvolcánicos laminares de textura afírica (Sva), intruyendo las facies volcániclasticas (Fvc). b) Detalle de los Sva intruyendo las Fvc. Nótese las zonas de decoloración anaranjadas desarrolladas sobre las Fvc, en el contacto con los cuerpos ígneos. c) Cuerpo de fenoandesita porfírica ubicada en el contacto entre las Fvc y las unidades subyacentes. d) Detalle de la fenoandesita porfídica formada por fenocristales de plagioclasa (blanco) y piroxeno (negro) rodeados de una pasta afanítica.

**Interpretación:** los cuerpos laminares afíricos, fueron interpretados como diques longitudinales emplazados en una zona de falla de rumbo NNE-SSO y cinemática dextral. Por su parte, la morfología, dimensiones y naturaleza del contacto con las rocas de caja del cuerpo de fenoandesita porfírica permiten clasificarlo como un intrusivo fenoandesítico de morfología cómica. La geometría recta del contacto entre las sedimentitas volcániclasticas y las rocas previas y el marcado desnivel topográfico a ambos lados del mismo, permiten inferir que el sector donde está alojado el intrusivo de fenoandesita porfírica, es una zona de falla, de aparente cinemática normal e inclinación hacia el SE. La

forma y dimensión de cada cuerpo ígneo se debe a la compleja relación entre los esfuerzos regionales de origen tectónico y los esfuerzos de origen magmático. Cuando los esfuerzos regionales son superiores a los esfuerzos magmáticos, las formas de los cuerpos ígneos se adaptan a las estructuras regionales (Emerman y Marrett 1990, Lister y Kerr 1991, Llambías 2015). Por lo tanto, la forma sigmoidal que presenta el cuerpo intrusivo porfírico, elongada en la misma dirección que la zona de falla, sugiere que su emplazamiento ocurrió en condiciones donde la magnitud de los esfuerzos regionales eran mayores que la magnitud de los esfuerzos magmáticos.

#### **4.2.3. Ignimbritas riodacíticas (lgr/d)**

**Descripción:** conforman una sucesión concordante de al menos 278 m de espesor, que suprayace a las facies volcánicas Llancaqueo o a rocas previas a estas. De base a techo, se reconocieron las siguientes unidades de flujo:

i) Ignimbritas vitroclásticas micáceo – anfibólicas (lgr/a) (Fig. 4.1c), levemente estratificadas y dispuestas en bancos tabulares o lenticulares con bases y topes netos. Internamente, los bancos son macizos o tienen una laminación paralela difusa (Fig. 4.6a). Según su textura y tamaños de grano, esta unidad fue clasificada como una brecha lapillítica. Con frecuencia se puede observar a simple vista una textura eutaxítica caracterizada por *fiammes* discoidales a lenticulares con ejes mayores de 0.2 a 1.5 cm. Además, presenta cristaloclastos anhedrales a subhedrales de plagioclasa, cuarzo, feldespato alcalino ± biotita, muscovita, clorita y anfíbol rodeados por una matriz vítrea gris; ocasionalmente se reconocieron algunos fragmentos líticos de hasta 0.3 cm. Verticalmente, esta unidad exhibe una zonación composicional caracterizada por un sector inferior muscovítico-clorítico rico en *fiammes* (*fiammes* = 68 %) (Fig. 4.6b) y un sector superior biotítico-anfibolítico rico en cristales (fracción cristalina = 73 %), en detrimento de la fracción juvenil formada por *fiammes* (Fig. 4.6c). Se midió un espesor mínimo de 30 m para esta unidad.

ii) Ignimbritas cristaloclásticas (lgcr) macizas (Fig. 4.1c), dispuestas en bancos tabulares con bases netas que yacen en concordancia sobre la unidad lgm/a (Fig. 4.6a y d). Se trata de una lapillita de cristales, compuesta en un 57 % por cristaloclastos euhedrales a subhedrales de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico, en una matriz fina rosada (Fig. 4.6e). En algunos sectores fue posible distinguir a simple vista una textura eutaxítica definida por la presencia de *fiammes* lenticulares con un eje mayor de al menos 0.5 cm. Se estimó un espesor mínimo de 60 m para esta unidad.

iii) Ignimbritas reomórficas (lgr) (Fig. 4.1c), de color rosado con tonos morados, distribuidas en pequeños afloramientos aislados, comúnmente cubiertos por sus propios regolitos. Según sus componentes y tamaños de grano, fue clasificada como una lapillita vítrea. Es común identificar a ojo desnudo una textura eutaxítica caracterizada por *fiammes* lenticulares o sigmoidales notablemente deformados. En ocasiones los vitroclastos se agrupan formando bandas de espesor milimétrico, a veces plegadas, que rodean a algunos cristaloclastos con evidencias de rotación por flujo (Fig. 4.6f). Los cristaloclastos son de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita. En algunos sectores se observaron fragmentos líticos de al menos 0.5 cm de diámetro correspondientes a rocas volcánicas basalto-andesíticas. Además, se reconocieron litofisas en forma de estrella, rellenas parcialmente por cuarzo u ópalo, de 0.1 a 0.4 cm de diámetro, alojadas tanto en la matriz como en la fracción juvenil compuesta por *fiammes*. Se midió un espesor mínimo de 55 m para esta unidad.

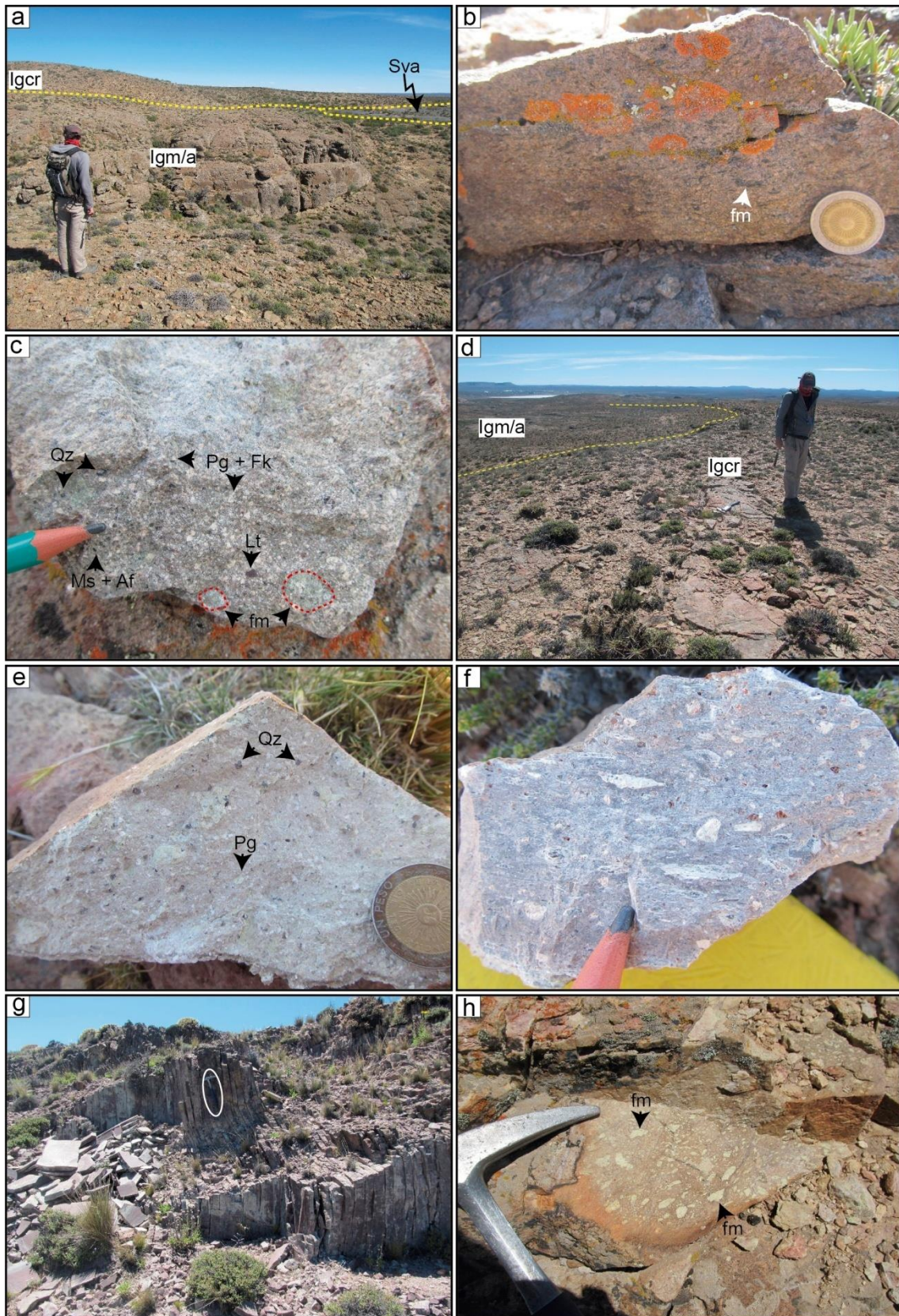
iv) Ignimbritas cristaloclásticas biotítico - anfibólicas (lgb/a) (Fig. 4.1c), macizas, dispuestas en forma de mantos sobre la unidad lgr y aflorantes al norte, noreste y este del puesto Llancaqueo. En las imágenes satelitales provistas por Google Earth, estas rocas se observan como una unidad de color violeta oscuro, de forma semicircular a suavemente elongada en dirección E-O, que ocupa, al menos, un área de 8000 m<sup>2</sup>. Los mejores afloramientos se encuentran a unos 100 m al noreste de dicho puesto. Allí, estas rocas son de color morado y exhiben un notable fracturamiento del tipo *platy jointing* subvertical (Fig. 4.6g), con desarrollo de *kink bands*. Estas rocas fueron

clasificadas como lapillitas de cristales, de grano medio a fino y están compuestas en un 68 % por cristoclastos fragmentados de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa zonada, biotita y anfíbol en una matriz fina. En algunos sectores fue posible reconocer *fiammes* discoidales con ejes mayores de al menos 0.5 cm. Se midió un espesor mínimo de 103 m para esta unidad.

v) Ignimbritas vitroclásticas (lgvc) de color gris con tonos amarillentos. Estas rocas yacen sobre la unidad iv y sus mejores afloramientos se encuentran en el sector austral del área de estudio (Fig. 4.1c). Se tratan de lapillitas vítreas, compuestas en un 64 % por *fiammes* verdosas con ejes mayores de 0.1 a 2.5 cm (Fig. 4.6h). Los cristaloclastos son de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo. Ocasionalmente se reconocieron fragmentos líticos de pocos milímetros y cristales de biotita. Se midió un espesor mínimo de 40 m para esta unidad.

**Interpretación:** la composición modal, textura y geometría de estas unidades permiten interpretarlas como flujos piroclásticos riódacíticos. Las características de la unidad lgr, tales como el alto grado de soldamiento y las marcadas texturas fluidales, permitieron clasificarla como una ignimbrita reomórfica o reoignimbrita (Walker 1983), mientras que las unidades lgm/a, lgcr, lgb/a y lgvc, corresponden a ignimbritas con menor grado de soldamiento, en comparación con la unidad lgr. Todas las ignimbritas presentan evidencias de soldamiento, lo cual sugiere que se habrían emplazado a temperaturas superiores a la temperatura de transición del vidrio (Dingwell 1998). Las características generales de las lgr/d, tales como: su gran distribución areal, la presencia de evidencias de emplazamiento a altas temperaturas, la ausencia de depósitos de caída plinianos, la geometría predominantemente tabular de sus depósitos y su fábrica interna maciza o ligeramente laminada, sugieren que se habrían formado a partir de corrientes de densidad piroclásticas de alta concentración de partículas (Branney y Kokelaar 2002, Doronzo 2012, Giordano y Doronzo 2017, Trolese *et al.* 2019), generadas por procesos de *boiling-over* (Cas *et al.* 2011, Lesti *et al.* 2011), que se movieron en un régimen sub-crítico de tipo convección forzada (Doronzo 2012, Giordano y Doronzo 2017).





**Figura 4.6.** Fotografías de las Ignimbritas riódacíticas (lgr/d). Altura de la persona: 1,92 m; diámetro de la moneda: 2,25 cm; longitud de la punta del lápiz: 1,7 cm; longitud del martillo: 33 cm. a) De base a techo: Ignimbritas vitroclásticas micáceo-

anfibólicas (Igm/a) seguidas de ignimbritas cristaloclásticas (Igc). Sva: cuerpo subvolcánico de textura afanítica. b y c) detalles del sector basal rico en *fiammes* y del sector superior rico en cristales, respectivamente, de las Igm/a. d) Ignimbritas cristaloclásticas (Igc) apoyadas en concordancia sobre las Igm/a. e) Detalle de las Ignimbritas cristaloclásticas. f) Ignimbritas reomórficas con texturas fluidales (Igr). En el centro de la fotografía se observa un fenocristal de feldespatos con evidencias de haber rotado por el flujo; nótese como los vitroclastos deformados lo envuelven. g) Afloramiento de ignimbritas cristaloclásticas biotítico-anfibólicas (Igb/a) en una cantera ubicada a unos 100 m al noreste del puesto Llancaqueo. Nótese el diaclasamiento del tipo *platy jointing* subvertical afectado por una *kink band*. h) Ignimbrita vitroclástica riocácitita (Igv). Referencias: Qz: Cuarzo, Pg: plagioclasa, Fk: feldespatos potásicos, Ms: muscovita, Af: anfíbol, Lt: líticos, fm: *fiammes*.

La laminación difusa reconocida en algunos sectores de estos cuerpos ignimbríticos, posiblemente se haya formado durante el transporte por el paso de sucesivos vórtices de magnitud variable, separados en el tiempo por fracciones de segundos, que depositan su carga al perder su intensidad (Burgisser y Bergantz 2002, Llambías 2015). Por su parte, Branney y Kokelaar (2002), Pittari *et al.* (2006) y Brand *et al.* (2014) coinciden en que el origen de la laminación difusa estaría relacionado con inestabilidades sutiles dentro de la zona límite de flujo (*Flow Boundary Zone*) de una corriente de densidad piroclástica. El origen de dichas inestabilidades dentro de la zona límite de flujo es, aún, motivo de debate. Branney y Kokelaar (2002) postulan que podrían deberse a: 1) sucesivas oleadas dentro de una corriente sostenida fluctuante; 2) el impacto periódico de remolinos turbulentos en la zona límite de flujo y/o 3) efectos de la fricción dentro de una zona límite de flujo dominada por flujo granular. Otro mecanismo para explicar el origen de la laminación difusa es la ocurrencia de perturbaciones tales como cambios de velocidad y variaciones de los esfuerzos de cizalla en los límites de las corrientes de densidad piroclásticas, debido a la interacción flujo-topografía (Hildreth y Fierstein 2012, Brand *et al.* 2014, Báez *et al.* 2020).

### **4.3. ASOCIACIONES DE FACIES Y PALEOAMBIENTE**

#### **4.3.1. Asociación de facies 1 (AF1): lóbulos aluviales proximales**

**Descripción:** Esta asociación está compuesta principalmente por brechas macizas (F1), con menor participación de ortoconglomerados con estratificación paralela (F2), entrecruzada y macizos (F4). Comúnmente, dichas facies son discontinuas y se encuentran en afloramientos aislados y de muy mala calidad, lo cual impidió el reconocimiento de la geometría general, superficies limitantes o arreglos faciales dentro de esta asociación. La facies F1 es la más representativa, localmente exhibe una geometría tabular y en ocasiones grada a la facies F2, cuyos depósitos están confinados en canales con bases erosivas y cóncavas hacia arriba (Fig. 4.2a). La facies F3, aflora de manera aislada y no se pudo reconocer sus límites; presenta una fábrica mayormente matriz sostén y sectores con estratificación entrecruzada en artesa difusa. La posición estratigráfica de las facies F1 y F4, dentro de la sucesión sedimentaria general, permitió identificar que esta asociación co-existe con las facies F5, F6 y F7.

**Interpretación:** Las características de las facies F1 y F4, tales como la pobre selección, la ausencia de estratificación interna y la fábrica matriz soportada, son compatibles con aquellas correspondientes a los flujos de detritos no cohesivos, documentados tanto en ambientes modernos como antiguos (Nemec y Steel 1984, Schultz 1984, Smith 1986, Smith y Lowe 1991, Miall 1996 y Major 1997). Con respecto a la facies F3, la cual presenta una fábrica matriz sostén co-existiendo con una estratificación entrecruzada en artesa difusa, se interpretó que corresponderían a depósitos de flujos de detritos con una moderada concentración de partículas (Miall 1996). En estas condiciones, dichos flujos pueden ser internamente turbulentos y dar lugar a estructuras sedimentarias tractivas difusas, como la estratificación entrecruzada presente en la facies F3. Si bien, la mala calidad de los afloramientos no permitió evaluar la presencia de geometrías lobuladas, la geometría predominantemente tabular de estos depósitos, en conjunto con las características antes mencionadas, permite interpretarlos como depósitos de lóbulo proximal.

El pasaje transicional que existe entre las brechas macizas de la facies F1 y los ortoconglomerados estratificados de la facies F2, indica la acción inicial de un flujo de detritos que, por sedimentación o incorporación de agua, fue



transformándose gradualmente en un flujo diluido con desarrollo de turbulencia, lo cual dio lugar a la generación de la estratificación paralela presente en la facies F2 (Nemec y Muszynski 1982).

La pobre selección, la escasa variedad composicional y la marcada angulosidad de los clastos de la facies F1, se deben al retrabajo del sustrato volcánico y posterior depositación por flujos de detritos, en un ambiente con una marcada topografía. La identificación de sectores parcialmente canalizados (transición F1-F2) sugiere que dichos flujos habrían ocupado canales pre-existentes (Allen y Fielding 2007). En este sentido, los flujos de detritos generados en ambientes volcánicos activos, comúnmente rellenan los patrones de drenaje y suelen estar confinados, parcial o totalmente, dentro de canales (Pierson y Scott 1985, Allen y Fielding 2007). Por lo tanto, es posible interpretar que los flujos de detritos que componen esta asociación, podrían estar relacionados directamente con eventos eruptivos, en un ambiente volcánico activo y derivar del retrabajo del sustrato volcánico.

Finalmente, la relación estratigráfica de las facies F1 y F4 con las facies F5, F6 y F7, las cuales representarían un complejo de canales multiepisódicos y barras (AF2), permite interpretar que esta asociación de facies interactuaba con un sistema canalizado de baja sinuosidad (*sensu* Bridge *et al.* 2000). Los materiales que constituyen estos depósitos, sobre todo los de la facies F1, provendrían de un área de aporte muy próxima, tal como lo indican la angulosidad y el tamaño de los clastos volcánicos.

#### **4.3.2. Asociación de facies 2 (AF2): canales multiepisódicos y barras**

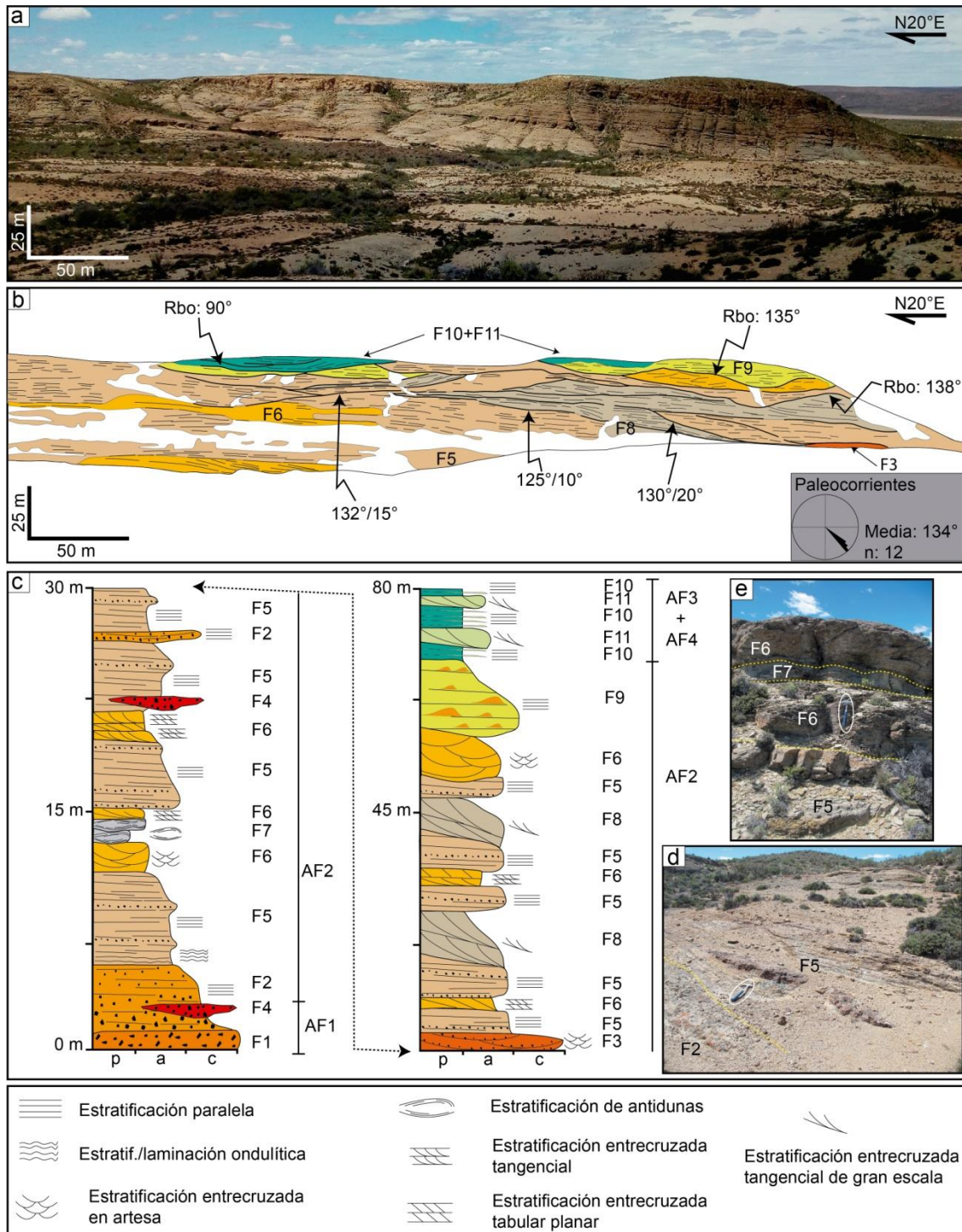
**Descripción:** esta asociación está compuesta mayormente por cuerpos arenosos (facies F5, F6, F7, F8 y F9) (Fig. 4.2f-h y 4.3a-f) y, en menor medida, conglomerádicos (facies F2) (Fig. 4.2c), de geometría tabular o lenticular con bases erosivas y cóncavas hacia arriba, con múltiples superficies de erosión interna. En general, los cuerpos individuales de areniscas tienen una geometría del tipo *ribbons* y espesores variables entre 2 y 10 m y conforman complejos de canales y barras (Fig. 4.7a y b). En algunos sectores, se reconocieron geometrías de canales contemporáneos limitados por superficies basales de

5to orden, separados lateralmente por cuerpos de areniscas lenticulares con bases planas y topes convexos limitados por superficies de 4to orden (Allen 1983). Comúnmente, el relleno interno de los canales está compuesto por areniscas medianas a gruesas y areniscas conglomerádicas con estratificación paralela (F5), areniscas gruesas a finas con estratificaciones entrecruzadas en artesa, tabular planar o tangencial (F6), areniscas medianas a muy finas con estratificación de antidunas (F7) y areniscas medianas a finas con laminación ondulítica, óndulas y megaóndulas (F9) (Fig. 4.7c). Ocasionalmente, la parte inferior de algunos canales está caracterizada por ortoconglomerados con estratificación paralela (facies F2). La tendencia general del relleno de los canales es granodecreciente, cuya parte superior suele estar compuesta por areniscas medianas a finas con laminación ondulítica y pequeñas óndulas asimétricas (F9). Las superficies de erosión internas son cóncavas hacia arriba. Además, se reconocieron algunos cuerpos de areniscas, de geometría lenticular plano-convexa a tabular, de 2 a 8.5 m de espesor, con estratificación paralela subhorizontal o entrecruzada tangencial, limitados por superficies basales de gran escala con inclinación de bajo ángulo y levemente erosivas y topes planos, transicionales o truncados por las capas suprayacentes (F8). La mala calidad de los afloramientos no permitió la realización de un análisis exhaustivo de paleocorrientes, sin embargo los datos que se pudieron obtener indican direcciones de paleoflujo unimodales, con muy baja dispersión (azimut: 130°-138°) (Fig. 4.7b). Finalmente, se reconocieron superficies de geometría convexa hacia arriba, de gran escala, separando cuerpos arenosos canalizados coetáneos (Fig. 4.7 a y b).

**Interpretación:** las superficies de erosión basales y las múltiples superficies internas, las geometrías del tipo *ribbons* de la mayoría de los cuerpos de areniscas, el predominio de granulometrías gruesas estratificadas en el relleno de los canales, la baja dispersión de las direcciones de paleocorrientes y la ausencia de fósiles marinos, permiten interpretar que esta asociación de facies se habría depositado en un complejo de canales multiepisódicos y barras (*multistorey fluvial channels sensu* Bridge 1993, Miall 1996, Giblin 2006).

Las areniscas y areniscas conglomerádicas con estratificación paralela de la facies F5, corresponden a formas de lecho longitudinales, mientras que los cuerpos arenosos con estratificaciones entrecruzadas en artesa, tabular planar o tangencial (facies F6) se originaron a partir de la migración de formas de lecho 2D o 3D tales como dunas de cresta recta o sinuosa y barras. Los cuerpos de areniscas finas a muy finas con estratificación de antiduna, intercalados entre las facies F5 o F6, se habrían producido en zonas canalizadas a partir de flujos diluidos cuyas condiciones estarían en la transición entre el lecho plano de alto régimen de flujo y el campo de estabilidad de las antidunas (Fielding 2006). La presencia de facies indicativas de alto régimen de flujo en sectores canalizados y co-existiendo con facies indicativas de flujos de bajo régimen, sugeriría la ocurrencia de descargas estacionales. En general, los canales exhiben una reducción vertical del tamaño de grano y la preservación de óndulas, megaóndulas y laminación ondulítica en los niveles finos de la parte superior (facies F9) que, en algunos sectores, pasan transicionalmente a la facies de ritmitas con estratificación paralela (facies F10), lo cual sugiere una disminución progresiva de la descarga durante el relleno y un gradual abandono del canal (Paredes *et al.* 2007). Las areniscas gruesas a finas limitadas por superficies basales de gran escala (F8) levemente inclinadas y erosivas, con estratificación entrecruzada de bajo ángulo, se interpretan como la expansión y migración lateral, aguas abajo, de barras y canales. Las facies conglomerádicas F2 y F4 podrían corresponder a episodios de crecidas canalizadas, espasmódicas, de baja a moderada competencia (Blair y McPherson 1994), con desarrollo de barras gravosas (facies F2). De esta forma, la alternancia entre dichos niveles conglomerádicos y las facies arenosas dominantes en la asociación de facies 2, se puede interpretar como variaciones en la intensidad de la descarga, donde las fracciones gruesas representarían depósitos de etapas de mayor descarga (Hein y Walker 1977, Cant y Walter 1978, Miall 1978, 1996, Bridge 2006). El predominio de granulometrías gruesas, polimícticas y las escasas superficies de acreción lateral, sugieren que el transporte estuvo dominado por corrientes unidireccionales de alta energía, en un sistema de canales fijos de baja sinuosidad (Bridge *et al.* 2000), en un ambiente fluvial de alto gradiente y buena disponibilidad de material grueso (Nemec y Steel 1984, Steel y Thompson

1983). Finalmente, las superficies convexas hacia arriba de gran escala que separan algunos cuerpos arenosos canalizados coetáneos sugiere la desviación del flujo y la presencia de ríos tipo *braided* (Paredes *et al.* 2007).



**Figura 4.7.** Características de la asociación de facies 2: canales multiépisdicos y barras. Longitud del martillo: 33 cm. a) Fotografía de los afloramientos de las facies volcanoclásticas en el sector sur del área de estudio. b) Interpretación de la

arquitectura fluvial donde se muestra la ubicación de las facies, las múltiples superficies de erosión interna, el rumbo y el buzamiento (Rbo/buzamiento, según la regla de la mano derecha) de dichas superficies y un diagrama de rosas que exhibe la variación de las direcciones de paleocorrientes. La tendencia general del paleoflujo es hacia el azimut  $134^\circ$  (n: número de datos). Nótese el complejo mosaico de facies constituyendo un sistema de canales fluviales multiepisódicos y barras con evidencias de acreción lateral. c) Sección sedimentológica de detalle donde se muestra el arreglo vertical de las facies agrupadas en la asociación de facies 2 y su posición con respecto de las asociaciones 1, 3 y 4. d y e) Fotografías de las facies que constituyen los primeros 15 metros del perfil de la figura 4.7c. Referencias del perfil: p: pelitas; a: areniscas; c: conglomerados; AFn: asociaciones de facies.

La pobre selección, la escasa variedad composicional y la marcada angulosidad de los clastos de la facies F1, se deben al retrabajo del sustrato volcánico y posterior depositación por flujos de detritos, en un ambiente con una marcada topografía. La identificación de sectores parcialmente canalizados (transición F1-F2) sugiere que dichos flujos habrían ocupado canales pre-existentes. En este sentido, los flujos de detritos generados en ambientes volcánicos activos, comúnmente rellenan los patrones de drenaje y suelen estar confinados, parcial o totalmente, dentro de canales (Pierson y Scott 1985). Por lo tanto, es posible interpretar que los flujos de detritos que componen esta asociación, podrían estar relacionados directamente con eventos eruptivos, en un ambiente volcánico activo y derivar del retrabajo del sustrato volcánico.

Finalmente, la relación estratigráfica de las facies F1 y F4 con las facies F5, F6 y F7, las cuales representarían ríos entrelazados, permite interpretar que esta asociación de facies interactuaba con un sistema de ríos entrelazados. Los materiales que constituyen estos depósitos, sobre todo los de la facies F1, provendrían de un área de aporte muy próxima, tal como lo indican la angulosidad y el tamaño de los clastos volcánicos.

#### **4.3.3. Asociación de facies 3 (AF3): canal principal**

**Descripción:** está compuesta por cuerpos de areniscas y limolitas con estratificación entrecruzada tangencial de gran escala (F11) con ángulos



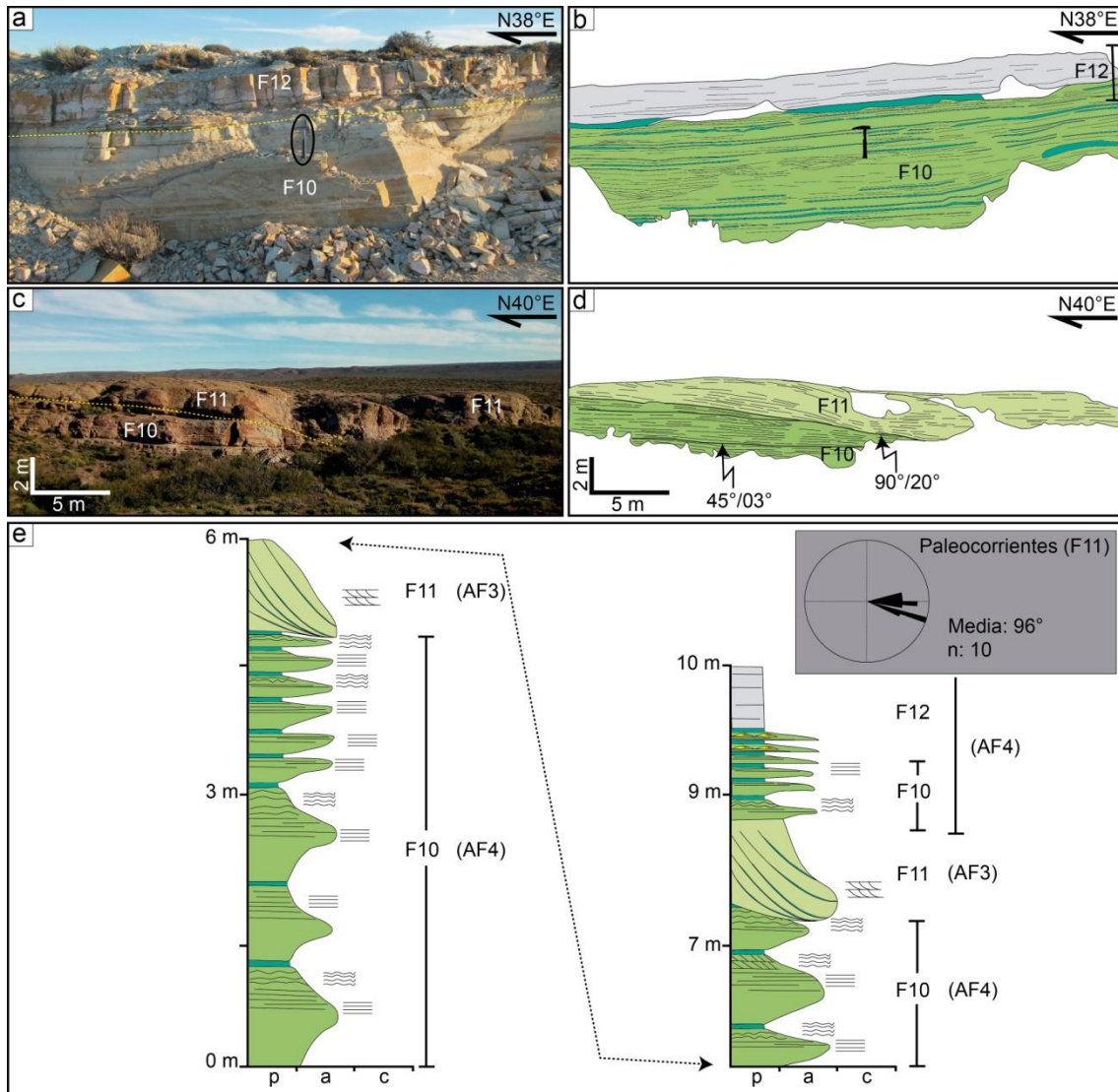
variables entre 10° y 25° (Fig. 4.3g, 4.8c y d). Dichos cuerpos son de geometría lenticular con bases erosivas y cóncavas hacia arriba, tienen al menos 8 m de potencia y 70 m de extensión lateral. Los escasos datos de paleocorriente que se pudieron obtener indican direcciones acimutales variables entre 70° y 120° (Fig. 4.8e). Verticalmente, estos cuerpos suelen pasar de manera transicional a las facies correspondientes a la asociación de llanura de inundación proximal (AF4) (Fig. 4.8e).

**Interpretación:** los cuerpos lenticulares de areniscas finas y limolitas con bases erosivas y cóncavas hacia arriba (F11), con estratificación entrecruzada tangencial de gran escala, representan barras de margen de canal con acreción lateral, asociados a la migración de cursos sinuosos de baja energía (Miall 1996, 2014). Las direcciones de paleocorriente muestran una notable variación (70°-120°), en comparación con los vectores de paleocorrientes que caracterizan la asociación de facies 2, lo cual indica la existencia de un comportamiento meandriforme (Miall 1996). El pasaje transicional entre las barras y las facies de llanura de inundación proximal (Fig. 8e) sugieren que el proceso de migración, abandono y cambio de posición de los canales activos principales sobre la llanura de inundación, tendría un carácter transicional (Smith *et al.* 1989, Miall 1996, Bridge 2006).

#### **4.3.4. Asociación de facies 4 (AF4): llanura de inundación proximal a distal**

**Descripción:** está compuesta por cuerpos de ritmitas y areniscas finas de geometría mayormente tabular a lenticular convexo-planar (F10) y cuerpos tabulares de tobas retrabajadas y pelitas (F12) (Fig. 4.3f, g y 4.8a-e). Los cuerpos de ritmitas tabulares a lobulares, de 1 a 4 m de espesor y cientos de metros de continuidad lateral, están compuestos por una alternancia de múltiples ciclos grano-crecientes / grano-decrecientes de entre 0.05 y 1.3 m de potencia e incluyen areniscas finas y pelitas (F10) (Fig. 4.3f). Cada ciclo está separado por superficies planas y netas o levemente erosivas. Esta facies suele estar truncada por los canales correspondientes a la asociación de canal principal (AF3). De manera transicional, tanto sobre la asociación de facies 3 como sobre la F11, suelen yacer cuerpos tabulares con bases y techos planos

y netos, compuestos de pelitas macizas que gradan a tobas riolíticas macizas o con laminación paralela difusa, u ocasionalmente a areniscas finas con óndulas simétricas (F12).



**Figura 4.8.** Características de las asociaciones de facies 3 y 4: canal principal (AF3) y llanura de inundación (AF4). Longitud del martillo: 33 cm. a y b) Fotografía e interpretación del sector superior de la asociación de facies 4, constituido por las facies F10 y F12. c y d) Fotografía e interpretación de los sectores inferior a medio de las asociaciones de facies 3 y 4. Nótese las geometrías lobuladas en las facies F10 y los canales que contienen las facies F11. Las flechas indican el rumbo y el buzamiento de las superficies internas, según la regla de la mano derecha. e) Sección sedimentológica de detalle que muestra el arreglo vertical de las facies en estas asociaciones y diagrama de rosas que exhibe la distribución de las direcciones de paleocorrientes medidas en la facies F11. Nótese los múltiples ciclos grano-

creciente/grano-decrecientes (facies F10) que corresponderían a depósitos de *creevase splay* (AF4), los cuales se encuentran truncados por las facies canalizadas F11 (AF3). La sucesión finaliza con la facies F12 correspondientes a depósitos de llanura de inundación distal (AF4).

**Interpretación:** la interestratificación centimétrica de pelitas y areniscas de la facies F10, sugiere una alternancia rítmica entre condiciones tractivas de bajo régimen de flujo y decantación, en el ámbito de una llanura de inundación proximal. El ambiente de llanura de inundación proximal se infiere por el predominio de granulometrías finas, por la geometría lobulada de los cuerpos arenosos y por su vinculación espacial con canales fluviales principales (AF3). La geometría principalmente tabular de estos depósitos, junto con algunas formas lobuladas y el arreglo interno, son compatibles con depósitos de lóbulos de desbordamiento (*creevase splay*), formados durante eventos de inundación y alta descarga (Farrell 1987, Tye y Coleman 1989, Miall 1996, Jorgensen y Fielding 1996). En este sentido, los múltiples sub-ciclos grano-crecientes, presentes en esta facies, indican el arribo de sucesivos flujos sobre una llanura de inundación de baja energía (Smith *et al.* 1989) y describen la evolución de estos a medida que prograda el *splay* (Pérez-Arlucea y Smith 1999); mientras que los sub-ciclos grano-decrecientes con laminación paralela u ondulítica hacia el techo, sugieren una disminución gradual de la descarga, a medida que se desactiva el sistema de aporte (Pérez-Arlucea y Smith 1999) (Fig.4.5e). Las superficies planas y netas o levemente erosivas que separan los ciclos representarían momentos de no depositación o erosión que indican que los *splays* se originaron por eventos de inundación irregulares o periódicos (Miall 1996). La generación de estos depósitos de desbordamiento suelen representar una etapa intermedia en el proceso de migración, abandono y cambio de posición de los canales activos principales sobre la llanura de inundación (Smith *et al.* 1989, Miall 1996, Bridge 2006), lo cual constituye una situación muy característica en sistemas fluviales sinuosos.

Los bancos de tobas retrabajadas y pelitas de la facies F12, podrían corresponder a depósitos de llanura de inundación distal o canales abandonados (Miall 1996). Las tobas laminadas o macizas se habrían depositado a partir de eventos de caída de cenizas, en sectores subaéreos o

subácueos de la llanura de inundación (Cas y Wright 1987). Ocasionalmente esta facies exhibe óndulas simétricas desarrolladas en las fracciones arenosas finas, que podrían representar el retrabajo por olas en cuerpos lacustres someros (Abdul Aziz *et al.* 2003).

#### **4.3.5. Consideraciones paleoambientales**

En análisis de las facies individuales, las asociaciones de facies y el arreglo tanto vertical como horizontal de estas últimas permitió definir al menos tres paleoambies: 1) abanicos aluviales; 2) ríos entrelazados y 3) Ríos meandriformes y llanura de inundación.

***Abanicos aluviales:*** este paleoambiente está representado por la asociación de facies 1, cuyos depósitos corresponden a flujos de detritos no cohesivos asociados a lóbulos proximales. La interpretación de este paleoambiente es consistente con los resultados de las investigaciones de Rust y Koster (1984) y Blair y McPherson (1994), quienes sugieren que la presencia de depósitos de flujos de detritos puede ser utilizada como un criterio primario para el reconocimiento de un ambiente de abanicos aluviales. La geometría y la fábrica de estos depósitos, así como también la composición volcánica de los clastos que lo integran y el gran tamaño y la forma predominantemente angulosa de los mismos, sugieren que se habrían originado en un ambiente de abanicos aluviales con abundante aporte de material volcánico, dominados por flujos de detritos (*sensu* Stanistreet y McCarthy 1993) y asociados a una topografía de alto gradiente. La co-existencia de las facies que integran la asociación de facies 1 con facies representativas de la asociación de facies 2, indicaría que los abanicos aluviales interactuaban con un sistema de ríos de baja sinuosidad (asociación de facies 2). Finalmente, tal como se mencionó en el apartado de asociación de facies 1, se reconocieron elementos que permiten interpretar que estos abanicos aluviales podrían haberse desarrollado en un escenario volcánico activo.

***Ríos entrelazados:*** está representado por la asociación de facies 2 correspondiente a un complejo de canales multiepisódicos y barras. La interpretación de este estilo fluvial se basa en los siguientes elementos: 1) las

superficies de erosión basales y las múltiples superficies internas; 2) las geometrías del tipo *ribbons* de la mayoría de los cuerpos de areniscas; 3) la presencia de canales coetáneos separados lateralmente por superficies convexas hacia arriba, posiblemente correspondientes a depósitos de barras centrales; 3) el predominio de granulometrías gruesas en el relleno de los canales; 4) la baja dispersión de las direcciones de paleocorrientes; 4) la tendencia general granodecreciente del relleno de los canales y la preservación de óndulas en los niveles de grano fino de la parte superior y 5) las escasas superficies de acreción lateral. Dichos elementos permiten interpretar que esta asociación de facies correspondería a un sistema de ríos entrelazados con una carga predominantemente arenosa (Miall 1977 y 1978, Allen 1983, Walker y Cant 1984, Bristow 1987, Bridge 1993, Miall 1996), en un ambiente fluvial de alto gradiente y buena disponibilidad de material grueso (Nemec y Steel 1984, Steel y Thompson 1983). Por otro lado, la ocurrencia de depósitos indicativos de alto régimen de flujo (F7) en el interior de los canales, interpretados como descargas estacionales, intercalados con depósitos indicativos de bajo régimen de flujo, permiten inferir que los ríos entrelazados tendrían un carácter efímero.

**Ríos sinuosos y llanura de inundación:** este paleoambiente está representado por las asociaciones de facies 3 y 4 correspondientes a los subambientes de canal principal y llanura de inundación proximal a distal, respectivamente. El estilo fluvial meandriforme fue inferido en base a la presencia de los siguientes elementos y características, las cuales fueron detalladas previamente en las asociaciones de facies: 1) los depósitos exclusivamente de grano fino que componen dichas asociaciones; 2) la vinculación espacial tanto lateral como vertical de ambas asociaciones; 3) la presencia de barras de margen de canal con acreción lateral (asociación de facies 3); 4) la notable variación de las direcciones de paleocorrientes y 5) el buen desarrollo de llanura de inundación construida a partir de lóbulos de desbordamiento en los sectores proximales y cuerpos de agua someros en los sectores distales (Schumm 1963, 1977, Smith *et al.* 1989, Nanson y Croke 1992, Miall 1996, Bridge 2006).

#### 4.3.6. Magmatismo

La presencia de rocas efusivas cohesivas (Cmb), cuerpos subvolcánicos (Sv) y rocas piroclásticas, dan cuenta de la importante actividad magmática registrada en el área tipo Llancaqueo. Las rocas efusivas mesosilícicas a básicas (Cmb) corresponden a flujos lávicos depositados en ambientes subaéreos, mientras que el conjunto de cuerpos subvolcánicos (Sv) está integrado por un intrusivo fenoandesítico de morfología cómica y diques mesosilícicos a básicos emplazados en zonas de falla. La morfología sigmoidal del cuerpo intrusivo fenoandesítico sugiere que su emplazamiento estuvo controlado activamente por esfuerzos regionales de origen tectónico. La presunta similitud composicional entre los diques y las coladas permite estimar que aquellos podrían ser los diques alimentadores de estos flujos lávicos.

La interdigitación de las coladas (Cmb) con las facies volcaniclásticas fluviales y con las ignimbritas riodacíticas (Igr/d), indica que estos flujos lávicos fueron emplazados de manera sincrónica con la depositación tanto de las rocas sedimentarias como de las ignimbritas (Igr/d). Además, la homogeneización de la fábrica primaria observada en las rocas sedimentarias subyacentes a las coladas y contiguas al contacto con estas, podrían estar reflejando procesos de fluidización de los depósitos sedimentarios próximos a la base de los flujos lávicos, propios de un emplazamiento sinsedimentario (Kokelaar 1982). Esto indicaría que el magmatismo habría sido coetáneo con la depositación de las facies volcaniclásticas fluviales. En este sentido, los depósitos de lóbulos proximales (asociación de facies 1) ubicados cerca de la base de la sucesión volcaniclástica y aquellos desarrollados en sistemas de canales de baja sinuosidad (asociación de facies 2) con alto contenido de clastos volcánicos, asociados a una topografía de alto gradiente, podrían haberse acumulado en pequeñas cuencas durante los estadios iniciales del desarrollo de un ambiente volcánico durante un período sineruptivo (*sensu* Smith 1991). De esta manera, el relieve inicial, las zonas de aporte y las altas tasas de suministro de sedimentos podrían haber estado controlados por la actividad volcánica circundante y por la tectónica que se describirá en el capítulo 5. Por otra parte, los depósitos de canales meandriiformes y llanura de inundación que integran

las asociaciones de facies 3 y 4, podrían haberse desarrollado durante un lapso donde la actividad volcánica cesó o estuvo interrumpida (estadio inter-eruptivo *sensu* Smith 1991). Durante los períodos inter-eruptivos, la disponibilidad y tasas de aporte de sedimentos disminuyen notablemente y el volcanismo tiene poco impacto en la dinámica de los sistemas fluviales, cuyo desarrollo se encuentra controlado principalmente por la tasa de migración lateral de canales (Smith y Vincent 1987, Smith 1988, 1991, Kataoka y Nacajo 2002, Manville *et al.* 2009). En el caso aquí estudiado, esta situación explicaría la presencia de un estilo fluvial con mayor grado de sinuosidad, dominado por tamaños de grano finos, dentro de un escenario volcánico. Los depósitos de caída de cenizas de la facies F12, presentes en la asociación de facies 3, también reflejan cambios en la tasa de suministro magmático (Paredes *et al.* 2009).

Las rocas piroclásticas de composición riodacítica (lgr/d) se encuentran en el sector superior de la sucesión volcanosedimentaria y yacen en concordancia sobre las rocas sedimentarias volcaniclásticas. Las características de las ignimbritas riodacíticas indican que se habrían originado a partir de corrientes de densidad piroclásticas generadas por erupciones de tipo *boiling-over* (Branney y Kokelaar 2002, Cas *et al.* 2011, Lesti *et al.* 2011, Doronzo 2012, Giordano y Doronzo 2017, Trolese *et al.* 2019). La gran distribución areal de estos depósitos indica que las corrientes de densidad piroclásticas se habrían movido en un régimen sub-crítico de tipo convección forzada, lo cual le habría permitido recorrer grandes distancias ayudadas por una tasa de descarga alta y una elevada presión de poros (Doronzo 2012, Giordano y Doronzo 2017).

#### **4.4. ORDENAMIENTO VERTICAL Y SISTEMA DEPOSITACIONAL**

Las rocas volcaniclásticas y volcánicas aflorantes en el sector aledaño al puesto Llancaqueo conforman una sucesión de al menos 368 m de espesor con notables variaciones litofaciales tanto laterales como verticales. En la presente contribución se propone dividir dicha sucesión en dos secciones, definidas principalmente por el contraste de sus características litológicas y naturaleza de sus depósitos. La sección inferior, representada por sistemas de abanicos aluviales, ríos entrelazados de alta energía y ríos sinuosos con llanura de inundación, está compuesta por brechas macizas,

ortoconglomerados, areniscas, ritmitas, tobas retrabajadas y pelitas (asociaciones de facies 1, 2, 3 y 4). Los clastos que componen los depósitos volcanoclásticos de la sección inferior son exclusivamente de naturaleza volcánica, posiblemente provenientes de fuentes locales generadoras de material autóctono. Por otro lado, la sección superior está parcialmente interdigitada con la sección inferior o yace de manera concordante sobre esta última y representa una actividad magmática que incluye flujos lávicos y cuerpos subvolcánicos mesosilícicos a básicos e ignimbritas riodacíticas. A diferencia de la sección inferior, la sección superior está compuesta por lavas y depósitos volcanoclásticos primarios (depósitos de flujos piroclásticos) dominados por componentes juveniles.

El perfil tipo propuesto aquí está caracterizado por un sector basal polimíctico y de granulometría gruesa, de al menos 80 m de espesor, representado por las asociaciones de facies 1 y 2. Dichas facies pasan transicionalmente a un paquete sedimentario de granulometría fina, de unos 10 m de espesor, compuesto por ritmitas, tobas y pelitas, correspondiente a las asociaciones de facies 3 y 4. Este pasaje transicional representaría la conversión gradual de un sistema de ríos entrelazados (AF2) a un sistema fluvial de mayor sinuosidad con desarrollo de llanura de inundación (AF3 y AF4). Dichos cambios en el estilo fluvial, posiblemente estén asociados con una disminución de la tasa de suministro de sedimentos debido a la interrupción de la actividad volcánica circundante. Interdigitadas con las rocas volcanoclásticas o suprayacentes de manera concordante sobre estas últimas, siguen coladas mesosilícicas a básicas (Cmb) probablemente asociadas a intrusivos subvolcánicos laminares de idéntica composición (Sv), los cuales podrían ser los conductos alimentadores de dichas coladas. Finalmente, el sector superior está caracterizado por una sucesión de al menos 278 m de espesor compuesta por depósitos de flujos piroclásticos de composición riodacítica, con algunos flujos lávicos (Cmb) intercalados. Estas rocas representan los diferentes estadios de un volcanismo explosivo, asociado a erupciones del tipo *boiling-over*, que habrían generado corrientes de densidad piroclásticas cuya movilidad habría ocurrido en un régimen de tipo convección forzada.



En cuanto al contenido fosilífero de las rocas aquí tratadas, Citton *et al.* (2018) estudiaron huellas de tetrápodos denominadas *Pentasauropus*, alojadas en una laja de arenisca volcániclastica de la cantera Felipe Curuil, ubicada a 890 m al SO del puesto Llancaqueo, en las coordenadas 40° 50' 07" S y 67° 59' 31" O (Domnanovich *et al.* 2008) (Fig.4.1c). Dicha cantera está labrada, exclusivamente, en los depósitos volcániclasticos fluviales y particularmente en las facies de ritmitas, tobas retrabajadas y pelitas (facies F10, F11 y F12). La ubicación de la cantera Felipe Curuil y la similitud litológica entre la laja que contiene las huellas y las facies mencionadas, sugieren que las icnitas asignadas a *Pentasauropus* provendrían de estos niveles, los cuales pertenecen a un sistema de ríos meandriiformes y llanura de inundación compuesta por depósitos de desbordamiento y lagunas someras (AF3 y AF4). Las características dinámicas y del sustrato de dichos sistemas, lo convierten en un ambiente con un alto potencial para el registro y preservación de huellas.

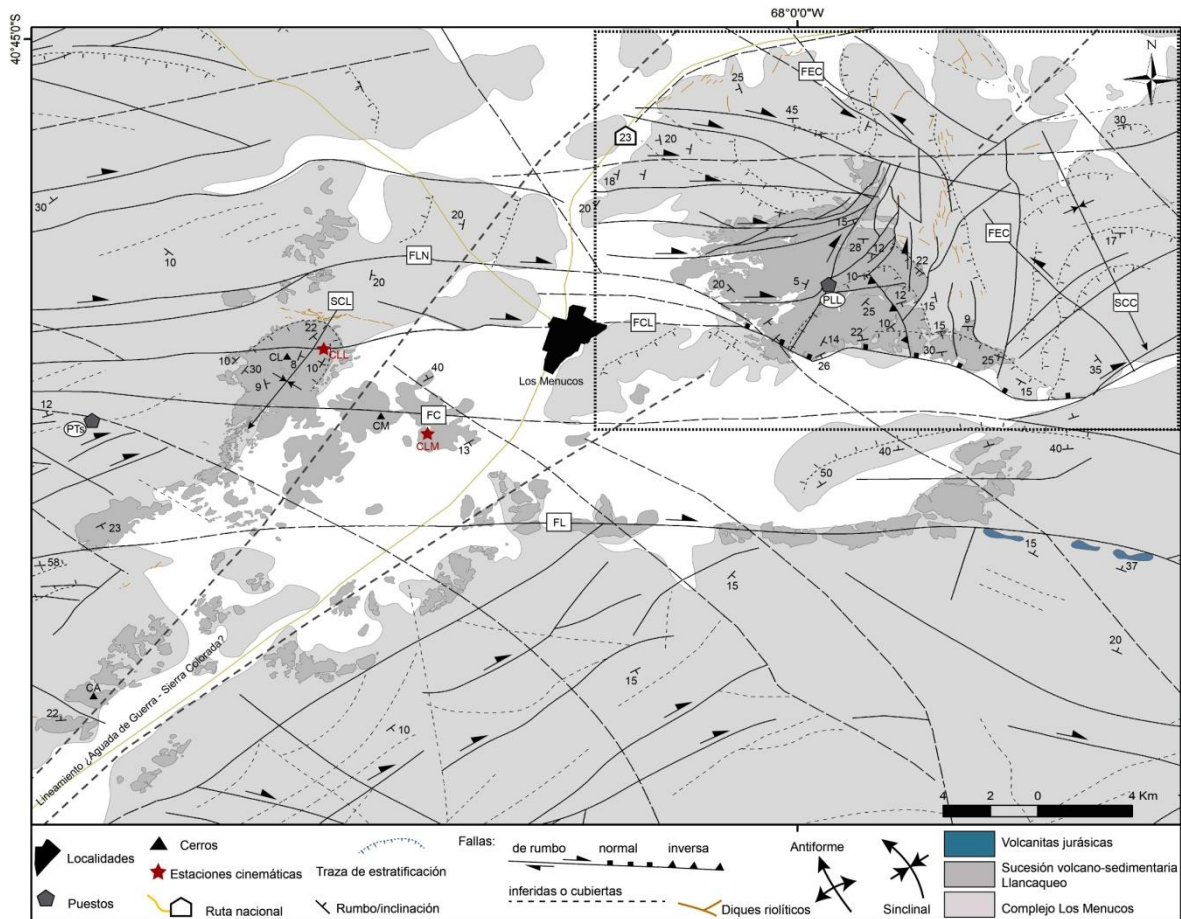
## CAPÍTULO 5

### ESTRUCTURA DE LAS ZONAS CERRO LA LAJA, CERRO LA MINA Y PUESTO LLANCAQUEO

En este capítulo se describirán las características estructurales del área de estudio en las zonas del puesto Llancaqueo y los cerros La Laja y La Mina.

Estas zonas se encuentran en inmediaciones de la localidad de Los Menucos. Los cerros La Laja y La Mina están ubicados a 8 km y 4 km respectivamente, al OSO de Los Menucos, mientras que el puesto Llancaqueo se encuentra a 7 km al NE de dicha localidad (Fig. 3.3 y 5.1). En estos sectores afloran rocas pertenecientes al Complejo Los Menucos (Cucchi *et al.* 2001, Lema *et al.* 2008) de edad permo-triásica y rocas correspondientes a la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo recientemente definida y tentativamente asignada al Triásico Superior por Vera *et al.* (2022). Estas últimas fueron descritas y analizadas en el Capítulo 4 de la presente tesis. Todas estas rocas se encuentran afectadas por una intensa deformación frágil de fallas mayormente transcurrentes de rumbo principal O-E que forma parte de la deformación descrita por Giacosa *et al.* (2005, 2007) para la región de Los Menucos (Fig. 3.3).

A continuación se presentará un análisis estructural de detalle de estas zonas que incluye: 1) descripción de la geometría estructural de fallas y pliegues de distintas escalas; 2) caracterización cinemática de las fallas mayores (de primer y según orden) a partir del análisis de fallas menores asociadas a las zonas de daño de las mismas; 3) integración de las características geométricas y cinemáticas de las estructuras a diferentes escalas y 4) un análisis tectónico integrando los resultados sobre la geología estructural del área de estudio con la información estratigráfica disponible.



**Figura 5.1.** Mapa estructural de las zonas del puesto Llancaqueo, cerro La Mina y cerro La Laja que exhibe las principales estructuras reconocidas en esta región. El rectángulo de línea discontinua delimita el área del puesto Llancaqueo, cuya estructura está mapeada en detalle en la Figura 5.2. Las referencias de las fallas y los puestos son idénticas a la figura 3.3. Referencias: SCL (sinclinal Cerro La Laja), ACC (anticlinal Cerro Choique), CLL (estación de medición de indicadores cinemáticos Cerro La Laja), CLM (estación de medición de indicadores cinemáticos Cerro La Mina). La ubicación de esta figura se encuentra en la figura 3.3.

### 5.1. GEOMETRÍA ESTRUCTURAL

Se reconocieron fallas de diferentes escalas que fueron agrupadas, según sus longitudes y cantidad de desplazamiento, en fallas de primero, segundo, tercer y cuarto orden. Las fallas de primer orden tienen longitudes mayores o iguales a los 20 km y desplazamientos que superan el kilómetro, mientras que las de segundo orden tienen longitudes comprendidas entre 5 y 20 km con desplazamientos de 50 m – 1000 m. Estas fallas son fácilmente reconocibles

en las imágenes satelitales, donde se observan como lineamientos de longitud kilométrica. También es común observar los desplazamientos horizontales asociados a estas estructuras. A escala de afloramiento, estas fallas son difíciles de identificar. Cuando son reconocibles en el terreno, generalmente suelen presentarse como zonas de falla caracterizadas por bandas de alteración hidrotermal o intenso fracturamiento y brechamiento, con espesores de 1 m a 80 m. Por su parte, las fallas de tercer y cuarto orden son de pequeña escala, con longitudes menores a los 5 km y desplazamientos variables entre unos pocos mm hasta 50 m. Estas fallas son fácilmente observables a escala de afloramiento, como planos discretos o pequeñas zona de falla con espesores cercanos al metro.

### **5.1.1. Fallas de primer y segundo orden**

A fin de simplificar la descripción geométrica de las fallas más importantes del área de estudio, se las agrupó en tres dominios principales según sus orientaciones predominantes: 1) dominio O-E, 2) dominio NE-SO a N-S y 3) dominio NO-SE. Las características de cada dominio se describen a continuación.

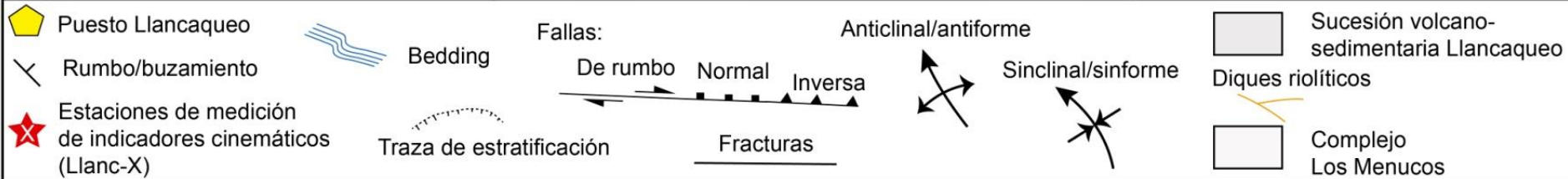
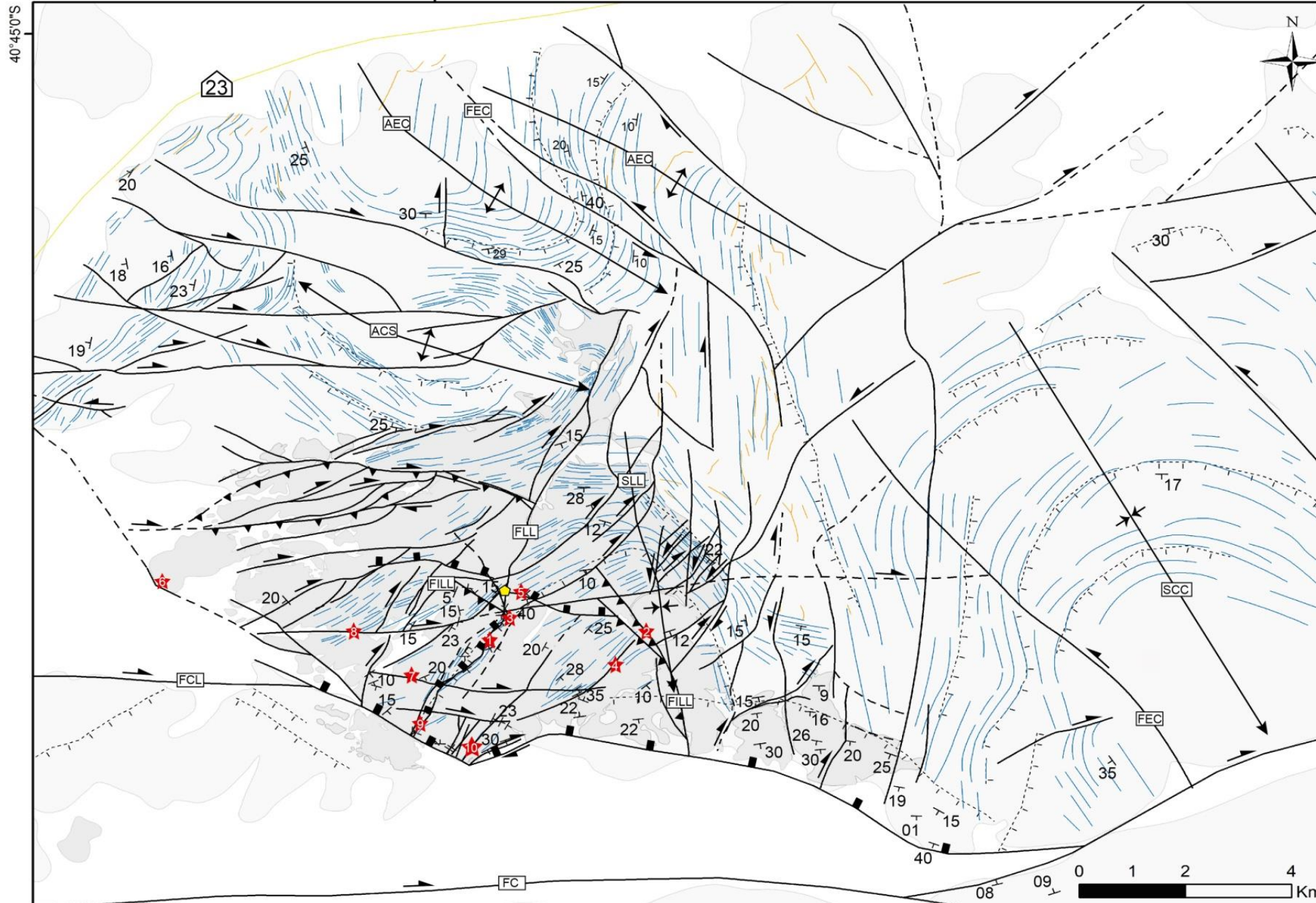
#### ***Dominio O-E***

Es el dominio más representativo de la deformación frágil en toda la región de Los Menucos. En el área de estudio se destacan las fallas de primer orden Cerro La Laja, Cerro La Laja Norte, Choique y Lagunitas, las cuales fueron descritas por Giacosa *et al.* (2007) y cuyas características regionales fueron sintetizadas en el Capítulo 3 (Fig. 3.3 y 5.1). Además, fallas de segundo orden se encuentran en los sectores centro y nor - orientales del área de estudio, lugares donde exhiben geometrías de dúplex con una cinemática dextral / dextral-inversa (Fig. 5.2). A continuación se describirán las características de las fallas Cerro La Laja, Cerro La Laja Norte, Choique y de las fallas de segundo orden, observadas en el área de estudio.

*Falla Cerro La Laja*: tiene un rumbo O-E, presenta un diseño rectilíneo, ligeramente convexo al norte y unos 35 km de longitud. En el sector del cerro

homónimo desplaza rocas del Complejo Los Menucos y de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, según una cinemática dextral (Giacosa *et al.* 2007, Vera *et al.* 2022, Fig. 3.3 y 5.1). A unos 10 km al oeste del cerro La Laja, se la reconoció como una zona de falla de al menos 12 m de espesor, con un núcleo caracterizado por brechas de atricción y una intensa fracturación con fallas menores de alta frecuencia paralelas a la falla principal (Fig. 5.3a y b). Estas fracturas suelen estar rellenas de cuarzo macizo formando vetas y vetillas con diseños generalmente anastomosados (Fig. 5.3b). Es común la presencia de brechas hidráulicas, zonas de silicificación y vetas de brechas hidráulicas paralelas al rumbo general de la estructura mayor.

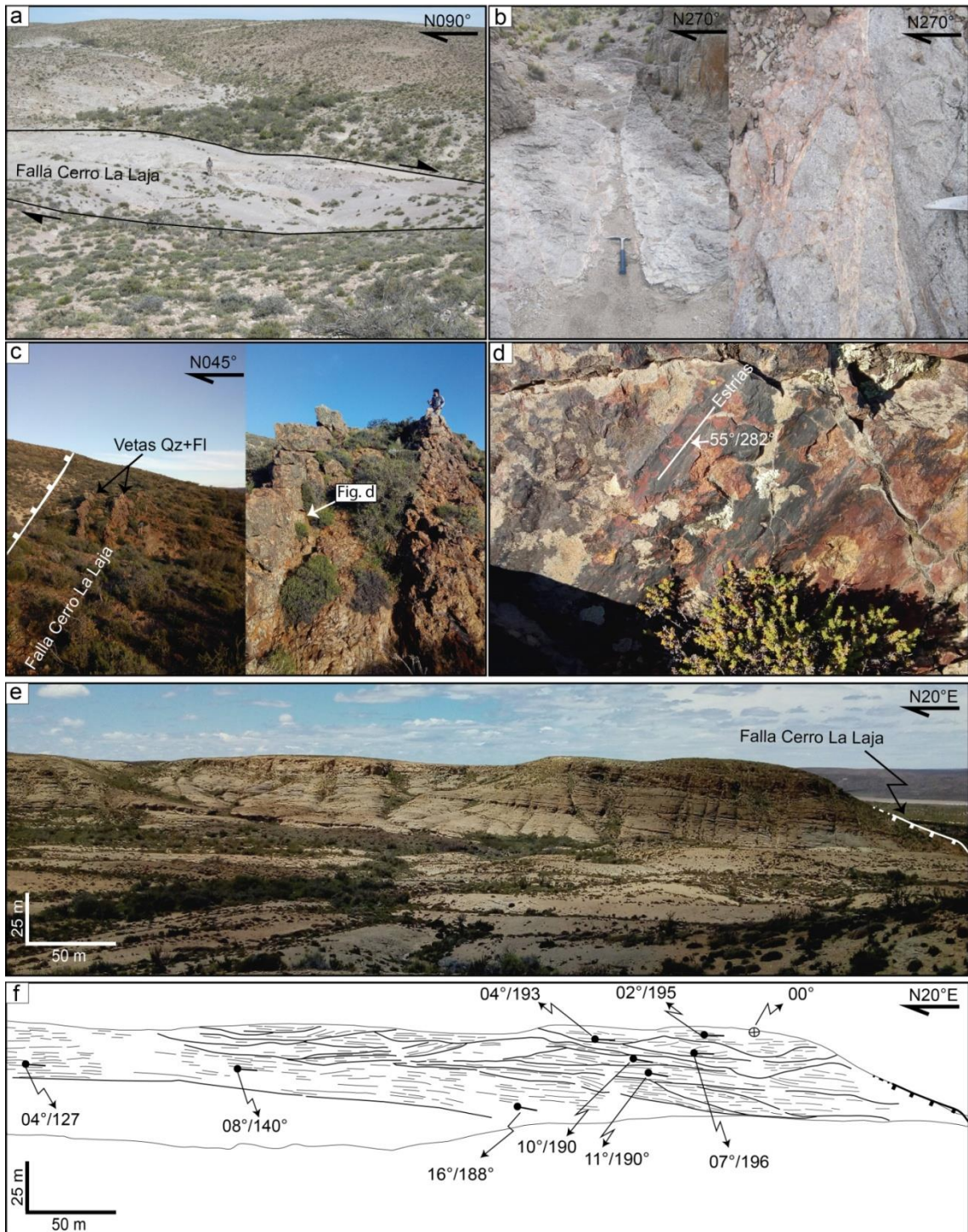




**Figura 5.2 (página anterior).** Mapa estructural de detalle del área aledaña al puesto Llancaqueo. Referencias: AEC (par antiforme – antiforme El Chacay), FEC (falla El Chacay), ACS (antiforme Chacay Sur), FLL (falla Llancaqueo), SLL (sinclinal Llancaqueo, FILL (fallas inversas Llancaqueo), FCL (falla Cerro La Laja), FC (Falla Choique), SCC (sinforme Cerro Choique).

En su continuación al este, en el sector del puesto Llancaqueo, la falla Cerro La Laja constituye una zona de falla con sectores de al menos 40 m de potencia y rumbo general N295° que afecta a la rocas del Complejo Los Menucos y a la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo (Fig. 5.2). El núcleo de la zona de falla suele tener hasta 15 m de espesor y está caracterizado principalmente por harina y brechas de falla. Tanto en el núcleo como en la zona de daño, se advirtió la presencia de varias vetas de cuarzo + fluorita de hasta 1.5 m de potencia, geometría tabular e inclinaciones de 84°-89° al SO, dispuestas de manera subparalela al rumbo de la falla (Fig. 5.3c). Las paredes de las vetas presentan estrías de falla de actitud 55°/282° (inclinación y dirección de inclinación) y cinemática normal (Fig. 5.3d). Es común la presencia de brechas hidráulicas asociadas a estas vetas, que en algunos sectores conforman vetas de brechas hidráulicas de hasta 2 m de espesor.





**Figura 5.3.** . a) Fotografía de la falla Cerro La Laja afectando a las rocas del Complejo Los Menucos en un sector ubicado a 10 km al oeste del cerro La Laja. b) Detalle de la zona de falla Cerro La Laja. Nótese el fracturamiento paralelo al rumbo general de la falla y las vetillas de cuarzo macizo describiendo un diseño anastomosado. c) Fotografías que muestran la zona de falla Cerro La Laja en el sector del puesto Llancaqueo. Observe las vetas de cuarzo + fluorita ocupando la zona de falla según un rumbo paralelo a esta. d) Detalle de las paredes estriadas de las vetas. e)



Fotografía de los depósitos fluviales de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo que constituyen el bloque NE de la falla Cerro La Laja, donde se observa el engrosamiento de los estratos en dirección a la falla. f) Redibujo de la figura anterior donde se remarca la disminución, de base a techo, de los ángulos de buzamiento de los límites de los sets sedimentarios (los datos están expresados en Rbz). Nótese, también, el incremento tanto en la altura como en el apilamiento de los canales fluviales de izquierda a derecha; en cercanías de la falla, los canales son más espesos y el apilamiento de estos es mayor.

En el área del puesto Llancaqueo, se reconoció una variación lateral en la potencia de los depósitos fluviales de la secuencia homónima ubicados en el bloque noreste de la falla Cerro La Laja. Estos presentan sus mayores espesores en proximidades de la falla (espesores ~ 90 m), mientras que hacia el noreste, en un tramo de 2.3 km, los espesores disminuyen gradualmente hasta alcanzar valores que no superan los 20 m. Esta variación lateral de los espesores describiría una geometría cuneiforme para dichos depósitos, definida por el engrosamiento de los estratos en dirección a la falla. Además, en este mismo bloque nororiental y en cercanías de la falla, se advirtió una disminución gradual, de base a techo, del ángulo de buzamiento de los límites de sets de la secuencia sedimentaria cuyos valores varían de 16° a 0° (Fig. 5.3e y f) y la presencia de fallas menores de cuarto orden con geometrías de estratos de crecimiento (Fig. 5.8e y f). También se observó que los depósitos ignimbríticos de la secuencia Llancaqueo están restringidos casi exclusivamente al bloque ubicado al noreste de la falla, en el cual se encuentran sus máximas potencias (278 m) (Fig. 4.1b, c y 5.2). Finalmente, se reconoció que este bloque se encuentra en una posición relativamente más elevada respecto del bloque ubicado al suroeste de la misma (Fig. 5.3e).

Las observaciones señaladas en el párrafo anterior permitirían inferir que la falla Cerro La Laja habría ejercido un control activo durante la sedimentación de buena parte de los depósitos que integran la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, en el sector del puesto homónimo. Además, estas observaciones son consistentes con los resultados obtenidos del análisis sedimentológico de las facies sedimentarias de la sección inferior de la secuencia Llancaqueo y con las relaciones existentes entre las fallas y los cuerpos intrusivos de dicha

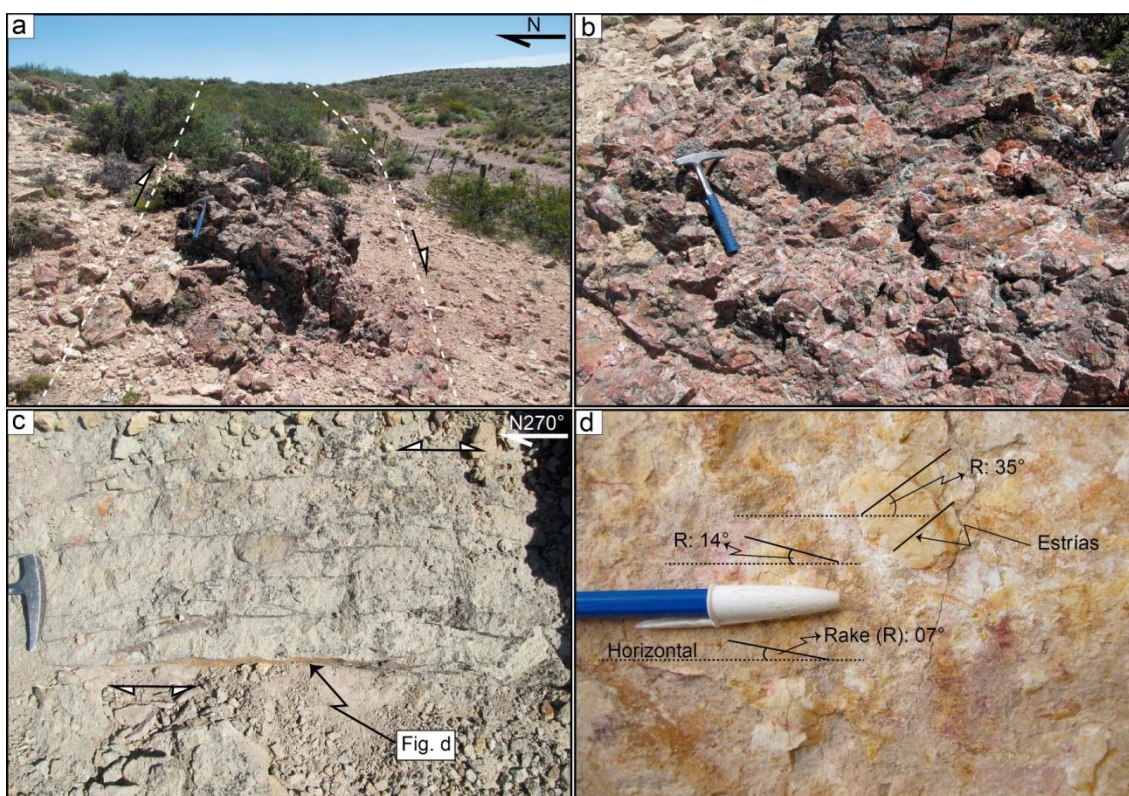
secuencia (Capítulo 4). En resumen, las evidencias que indicarían el control en la sedimentación por parte de la falla Cerro La Laja, serían: 1) la geometría cuneiforme de los depósitos sedimentarios de la sección inferior de la secuencia Llancaqueo, ubicados en el bloque nororiental de la falla, cuyos estratos se engrosan en dirección a la falla; 2) la disminución vertical, de base a techo, de los ángulos de inclinación de los estratos sedimentarios pertenecientes a la secuencia Llancaqueo ubicados en proximidad de la falla, en su bloque nororiental; 3) las direcciones de paleocorrientes medidas en los depósitos fluviales de alta energía de la sección inferior de la secuencia Llancaqueo, indican un patrón promedio de paleocorrientes en dirección N130°-138° (Vera *et al.* 2022, Capítulo 4), lo cual sugiere que los paleoflujos se desplazaban de manera oblicua hacia la falla y en una dirección subparalela a la dirección de engrosamiento de la cuña estratigráfica; 4) la localización preferente en el bloque ubicado al noreste de la falla de los depósitos ignimbríticos de la secuencia Llancaqueo, aflorantes en inmediaciones del puesto homónimo; 5) la presencia de cuerpos intrusivos pertenecientes a la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, emplazados de manera sincrónica con la actividad de las fallas (Vera *et al.* 2022, Capítulo 4); 6) la presencia de fallas menores sindeposicionales en el bloque noreste de la falla principal.

Si bien no se logró determinar con certeza, en el terreno, la dirección de inclinación de la falla Cerro La Laja en el sector del puesto Llancaqueo, de lo expuesto anteriormente se deduce que esta falla, al menos al momento de la depositación de las rocas volcánicas y sedimentarias de la secuencia Llancaqueo, se habría comportado como una falla con una importante componente de inclinación normal hacia el NE. Por otra parte, la posición relativamente elevada del bloque ubicado al noreste de la falla, el cual contiene las mayores potencias de los depósitos volcánicos y sedimentarios, respecto del bloque ubicado al suroeste de la misma, sugeriría que dicha estructura podría haber experimentado procesos de inversión tectónica positiva.

*Falla Cerro La Laja Norte:* es una falla de rumbo O-E, ubicada a 2 km al norte de la falla Cerro La Laja. A 6 km al noreste del cerro La Laja, esta falla desplazada dextralmente una secuencia estratificada de rocas volcánicas y

sedimentarias del Complejo Los Menucos. El rechazo horizontal mínimo medido en este sector es de 730 m. En la zona del puesto Llancaqueo, se puede inferir su interacción con la falla Cerro La Laja (Fig. 5.1).

Falla Choique: se trata de una falla de rumbo general O-E y al menos 50 km de longitud, ubicada a unos 2.5 km al sur de la falla Cerro La Laja. Tiene un diseño rectilíneo a levemente convexo hacia el norte. Su tramo oriental se encuentra bifurcado en dos ramas, una de las cuales tiene un rumbo N075 ° y cinemática dextral (Fig. 3.3 y 5.1). Son escasas las evidencias directas de esta falla en el terreno. En el sector del cerro La Mina se pudo advertir una zona caracterizada por un intenso fracturamiento y alteración hidrotermal, ubicada en inmediaciones de la traza de la falla, la cual podría corresponder a la zona de daño de la falla Choique. En esta área se estableció una estación de medición de indicadores cinemáticos con el objetivo de conocer las características cinemáticas de esta falla (Fig. 5.1).



**Figura 5.4.** Fotografías de fallas de segundo orden del dominio O-E en la zona del puesto Llancaqueo. a) zona de falla de componente dextral. b) Detalle de la zona de falla de la figura anterior, la cual está caracterizada por una brecha de atricción. c) zona de falla de la figura anterior, la cual está caracterizada por una brecha de atricción. d) Detalle de la zona de falla de la figura anterior, la cual está caracterizada por una brecha de atricción.

Zona de falla de cinemática tanto sinistral como dextral normal constituida por fracturas menores paralelas a la falla principal. d) detalle del plano de una de las fracturas menores, donde se observan dos juegos de estrías indicando cinemáticas opuestas (sinistral y dextral normal).

*Fallas de segundo orden:* en la región del puesto Llancaqueo se reconocieron y se mapearon varias fallas de rumbo O-E con longitudes comprendidas entre los 5 y los 20 km y rechazos de 50 m a 1000 m. Son comunes en los sectores centro sur y centro oeste de esta área, donde se presentan como fallas de desplazamiento principalmente lateral, de diseño rectilíneo y subparalelas entre sí (Fig. 5.2). En el terreno afloran como zonas de falla con inclinaciones de 60° - 90° que pueden alcanzar los 3 m de potencia. Están compuestas por brechas tectónicas o fracturas menores de alta frecuencia paralelas a las fallas principales (Fig. 5.4a-c). Las fallas con buzamientos cercanos a los 90° suelen presentar estrías subhorizontales, con valores de *rake* que rara vez superan los 15°. Es común la presencia de dos juegos de estrías en un mismo plano con direcciones de inclinación tanto al este como al oeste (Fig. 5.4c y d). La cinemática de estas estructuras es generalmente dextral u, ocasionalmente, sinistral. En las fallas con buzamientos cercanos a los 60°, las estrías suelen tener valores de *rake* de 30°- 55° y es frecuente su coexistencia con estrías subhorizontales. Por lo general exhiben una cinemática normal-dextral o dextral. En algunos lugares, estas fallas exhiben geometrías de dúplex que evidencian una cinemática dextral o dextral inversa. En general, esta situación ocurre en los lugares donde las estructuras O-E cambian su rumbo adquiriendo orientaciones ENE-OSO o en las zonas donde fallas cercanas y paralelas entre sí interactúan (Fig. 5.2).

### ***Dominio NE-SO a N-S***

En el área de estudio, este dominio está compuesto principalmente por fallas de segundo orden que rara vez alcanzan los 20 km de longitud y que afectan a las rocas del Complejo Los Menucos y a aquellas correspondientes a la sucesión Llancaqueo. El rumbo predominante de las estructuras que componen este dominio es NE-SO a NNE-SSO con variaciones N-S (Fig. 5.2). Son muy abundantes en la zona aledaña al puesto Llancaqueo, donde tienen un diseño

rectilíneo o convexo hacia el SE y cinemática dextral, dextral-normal u, ocasionalmente, sinistral/sinistral-inversa. En algunos sectores se observa que la convexidad de la traza de estas fallas está definida por el cambio de rumbo de las fallas O-E, que hacia sus tramos orientales se curvan al NE. El rechazo horizontal correspondiente a la componente de rumbo de las fallas es fácilmente observable en las imágenes satelitales y se han llegado a medir valores de rechazo de hasta 1.2 km, según una cinemática dextral.

A escala de afloramiento se presentan como zonas de falla de 0.04 m a 80 m de espesor, con un núcleo caracterizado por brechas tectónicas y fracturamiento de alta frecuencia. Cuando fue posible reconocer su actitud, estas presentaban inclinaciones de 45° - 89° hacia el NO o SE y estrías con *rake* de 05° - 42°. Minoritariamente se reconocieron estrías con valores de *rake* de 60° - 89° en fallas de tercer orden asociadas a las de segundo orden, con inclinaciones entre 60° y 30° y cinemática inversa o normal (Fig. 5.5a y b). También es frecuente tanto en el núcleo como en las zonas de daño, el desarrollo de zonas de silicificación, caolinitización y *boxworks* y la presencia de vetas y vetillas de cuarzo, calcita, calcedonia o cuarzo+fluorita. Las vetas y vetillas suelen estar dispuestas individualmente de manera paralela u oblicua a las zonas de falla principales, o conformando zonas de *stockwork* y brechas hidráulicas. La mayoría de las vetas de cuarzo paralelas a las fallas principales corresponden a vetas de cizalla y suelen tener una geometría tabular, espesores de hasta 5 m, inclinaciones de 29° - 60° y comúnmente presentan paredes con estrías de hasta 15° de *rake*. En algunos lugares se observaron vetas de cizalla de rumbo N29° - 45°E e inclinaciones de 29° - 37° que presentan estrías con valores de *rake* entre 80° y 90° y cinemática inversa.

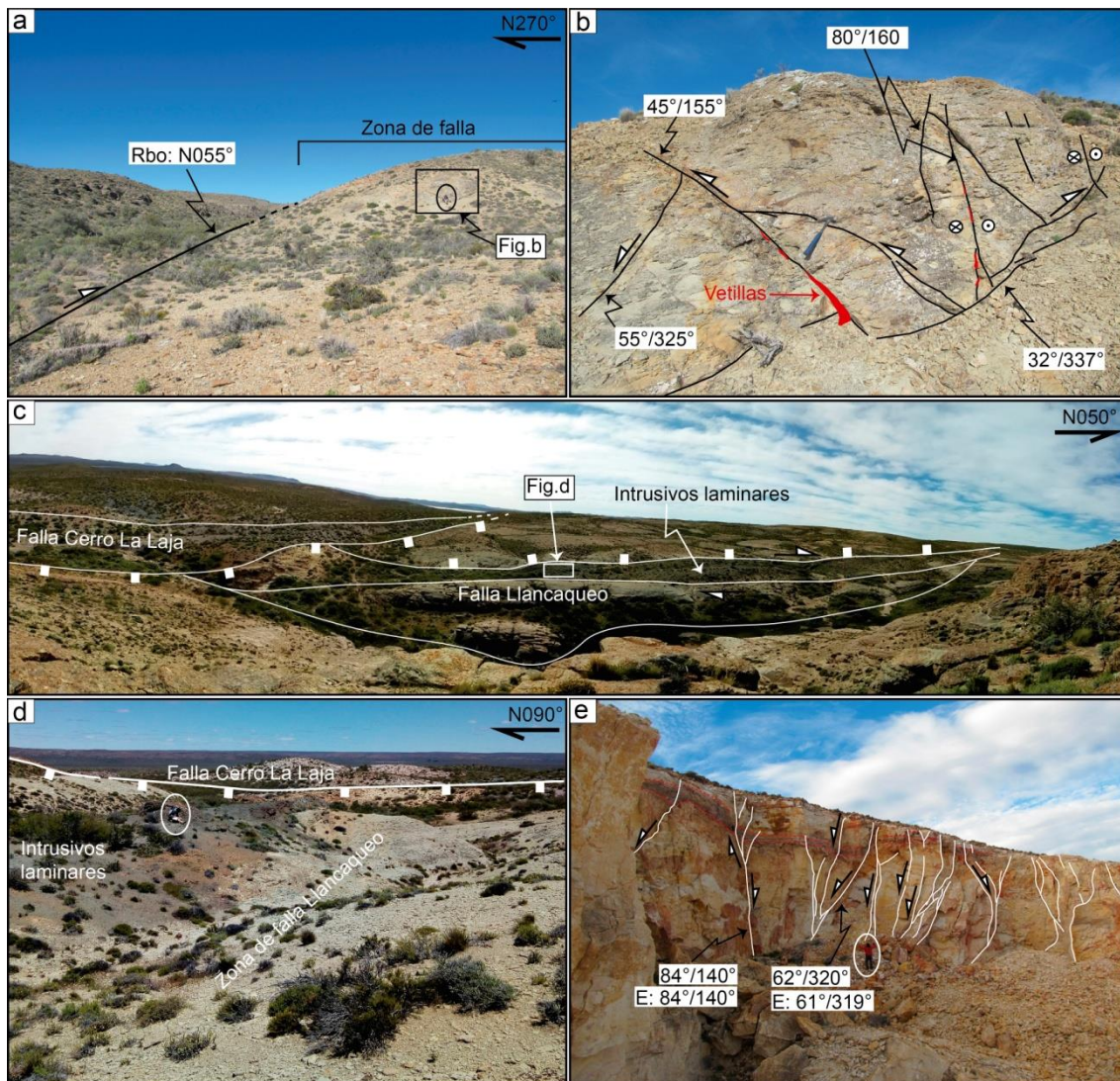
Entre los cerros La Laja y La Mina y el puesto Llancaqueo, se reconoció un lineamiento de escala regional orientado según un rumbo NE-SO, cuya longitud supera los límites del área de estudio, el cual podría corresponder a la estructura señalada por Rosenman (1975) y Corbella (1975), denominada falla Aguada de Guerra – Sierra Colorada (Fig. 3.3 y 5.1). Si bien no se han reconocido evidencias directas de esta estructura en el terreno, en el sector de los cerros La Laja y La Mina se observó un gran número de fallas

mesoscópicas de rumbo NE-SO y cinemática normal a normal-dextral, con rechazos verticales de hasta 5 m (Fig. 5.5e). Dichas fallas mesoscópicas de rumbo NE-SO, similar al rumbo de la falla Aguada de Guerra – Sierra Colorada, podrían estar relacionadas con esta estructura mayor. Por otra parte, en la zona del puesto Llancaqueo, este lineamiento coincide parcialmente con las fallas de rumbo NE-SO a NNE-SSO y con la anomalía magnética lineal de idéntico rumbo señalada por Giacosa *et al.* (2005, 2007) (Fig. 4). Además, la aparente curvatura hacia el NE que presentan las fallas de rumbo O-E en esta zona, podría deberse a la interacción de estas con el lineamiento regional Aguada de Guerra – Sierra Colorada (Fig. 3.3 y 5.1).

En general, el dominio NE-SO está también muy presente fuera de los límites del área de estudio, en las regiones ubicadas al sur, oeste y noroeste del mismo, donde está representado por fallas de diseño rectilíneo, megascópicas y con longitudes que alcanzan los 80 km (Fig. 3.3). Son estructuras fácilmente reconocibles en las imágenes satelitales, donde suelen exhibir una cinemática dextral.

Una de las estructuras que mejor representa el dominio NE-SO a NNE-SSO en el área de estudio se encuentra en inmediaciones del puesto Llancaqueo y fue denominada Falla Llancaqueo. A continuación se describen sus características más sobresalientes.





**Figura 5.5.** Fotografías de las fallas de segundo orden del dominio NE-SO a N-S que afectan a las rocas de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, aflorantes en las zonas del puesto Llancaqueo (a-d) y cerro La Mina (e). a) Zona de falla de componente dextral. b) detalle de la zona de falla caracterizada por una brecha de atricción y por fracturas de tercer orden paralelas al rumbo de la falla principal. Las fallas de tercer orden con inclinaciones cercanas a los  $90^\circ$  presentan una cinemática mayormente dextral, mientras que aquellas con buzamientos de  $32^\circ$ - $55^\circ$  presentan cinemáticas tanto normales como inversas. Las vetillas suelen ser de cuarzo o calcita. c) Zona de falla Llancaqueo cerca de su intersección con la falla Cerro La Laja. Nótese los cuerpos ígneos laminares alojados en la zona de falla. d) Detalle de la zona de falla Llancaqueo donde se observa una brecha de atricción y uno de los cuerpos ígneos laminares intruidos en la traza de la falla. e) Fallas de tercer orden de rumbo NE-SO y componente normal, aflorantes en el cerro La Mina, en inmediaciones del lineamiento

Aguada de Guerra – Sierra Colorada. Referencias: E (estrías). La actitud de los elementos estructurales está expresada en Rbz.

Falla Llancaqueo: es una falla de rumbo N030°, con una traza de geometría rectilínea a levemente irregular y una longitud de 7.3 km. Aflora en el sector centro-occidental del área del puesto Llancaqueo, lugar donde corta tanto a las rocas del Complejo Los Menucos como a aquellas pertenecientes a la sucesión volcánico-sedimentaria Llancaqueo (Fig. 5.2). En su extremo suroccidental está limitada por la falla Cerro La Laja y parece estar cortada por esta. Entre el puesto Llancaqueo y su extremo suroeste, la falla Llancaqueo constituye una zona de falla de 50 m de espesor compuesta por brechas tectónicas y planos de fallas menores de alta frecuencia paralelos o diagonales a la falla principal. Las fallas menores paralelas a la falla principal fueron interpretadas como múltiples zonas de núcleo asociadas a la estructura principal *sensu* Faulkner *et al.* (2010). Estas inclinan entre 45° - 89° al SE o NO y presentan estrías con valores predominantes de *rake* de 11° - 36° y en menor proporción entre 59° y 90°. Las estrías de bajo ángulo están asociadas a fallas dextrales, mientras que las de alto ángulo pertenecen a fallas inversas o normales. En este sector, se reconocieron cuerpos intrusivos laminares, mesosilícicos a básicos, intensamente fracturados, alojados en la traza de la falla (Fig. 5.5c y d).

En su tramo nororiental, la falla Llancaqueo evidencia una cinemática dextral fácilmente reconocible en las imágenes satelitales ya que produce un desplazamiento horizontal de las rocas ignimbríticas de la secuencia Llancaqueo, de al menos 930 m (Fig. 5.2). Por otra parte, en su tramo suroeste, se observó una diferencia en la altura de las rocas sedimentarias de la secuencia Llancaqueo ubicadas a uno y otro lado de la falla, donde el bloque suroriental se encuentra en una posición más elevada que el bloque noroccidental. Esta diferencia de altura de los bloques ubicados a ambos lados de la falla, el diseño rectilíneo de su traza y la actitud de las fallas menores paralelas a la falla principal, permite inferir que la falla Llancaqueo inclinaría en alto ángulo al NO y que presenta una componente de inclinación normal, además de la componente de desplazamiento lateral dextral observada más al



norte. El análisis de la historia cinemática de esta falla se tratará en detalle más abajo.

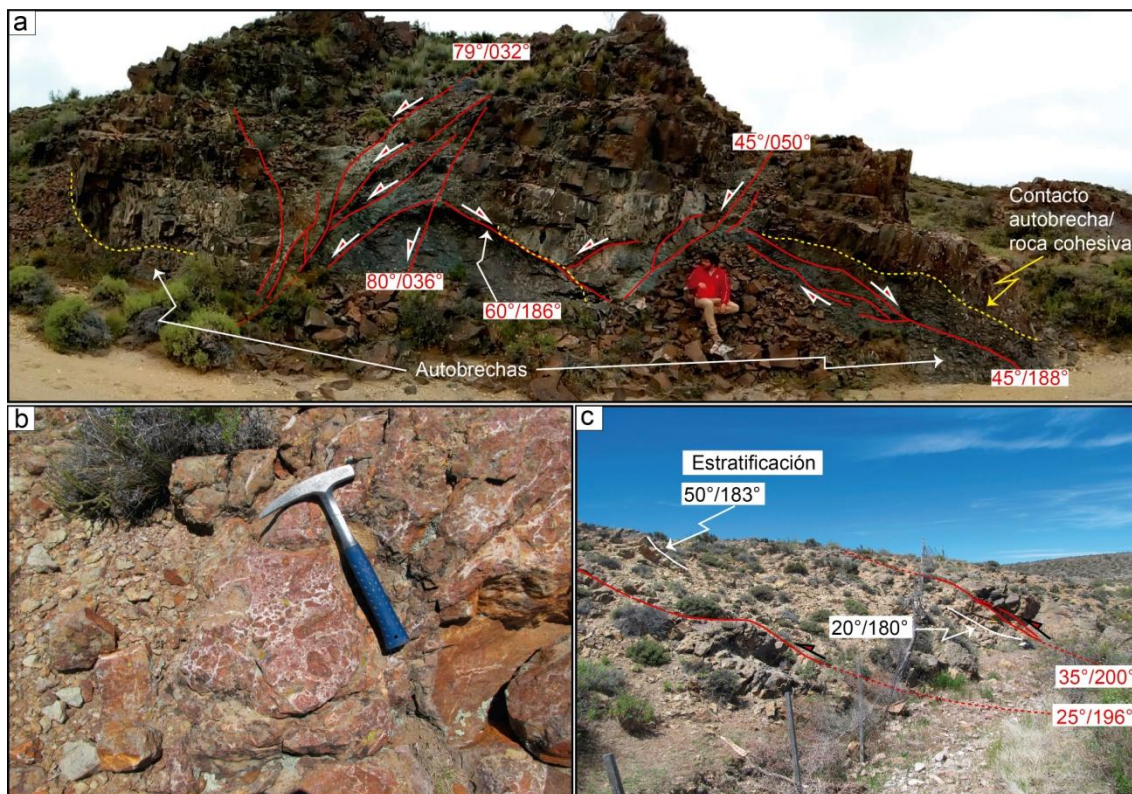
### ***Dominio NO-SE***

Este dominio está mayormente presente en la zona aledaña al puesto Llancaqueo, donde está representado por fallas megascópicas de rumbo predominante N315° que cortan y desplazan a las rocas del Complejo Los Menucos y a la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo (Fig. 5.2). En las imágenes satelitales se observan como fallas de diseño rectilíneo de al menos 16 km de longitud que exhiben una cinemática sinistral. Las evidencias de estas fallas en el terreno son escasas. Cuando son apreciables en el campo, se han observado zonas de falla o fajas de intenso fracturamiento y alteración hidrotermal. Las zonas de falla tienen espesores de al menos 40 m y están caracterizadas principalmente por brechas tectónicas y fallas de tercer y cuarto orden paralelas o diagonales a las estructuras principales, ubicadas preferencialmente en las zonas de daño de estas (Fig. 5.6a). En ocasiones se han reconocido brechas hidráulicas y vetas de brechas hidráulicas subparalelas a la zona de falla principal.

Dentro del dominio NO-SE se reconocieron dos grupos de fallas, las cuales fueron separadas según su ángulo de buzamiento y cinemática en los grupos 1 y 2 (G1 y G2, respectivamente). Las fallas de G1 son estructuras de alto ángulo, con buzamientos de 45°-90°, predominando los valores de inclinación superiores a 70°. En base a los datos cinemáticos medidos en las fallas secundarias paralelas a las fallas principales, se reconocieron dos grupos con estrías y cinemáticas diferentes: uno con valores predominantes de *rake* de 80°-90° y cinemática normal y otro con valores de *rake* de 0°-30° y cinemática sinistral. Ocasionalmente en las fallas de segundo a tercer orden, con buzamientos menores a 60°, coexisten al menos dos juegos de estrías y se han observado evidencias de inversión tectónica positiva. Por ejemplo, se identificaron estrías con predominio de la componente de inclinación, asociadas a movimientos inversos, que cortan a estrías subhorizontales relacionadas con movimientos levógiros. G1 constituye el grupo más representativo del dominio NO-SE en el área de estudio. Por su parte, G2 está integrado por fallas de bajo

ángulo, con buzamientos de 20°-46°, estrías con *rake* de 63°-90° y cinemática inversa. Las fallas que integran G2 son estructuras de segundo a tercer orden que, por lo general, cortan a G1 y a las fallas de los otros dominios.

Dentro de G1 se destaca la falla El Chacay, mientras que del grupo G2 se destacan dos fallas de segundo y tercer orden denominadas fallas inversas Llancaqueo (Fig. 5.2). A continuación se mencionan las características más sobresalientes de estas estructuras.



**Figura 5.6.** Fotografías de fallas de segundo orden del dominio NO-SE, afectando a rocas de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo en el sector del puesto homónimo. a) Zona de daño de una falla de segundo orden, caracterizada principalmente por fallas de tercer orden de cinemática normal y rumbo paralelo a la falla principal. b) Brecha hidráulica ubicada sobre la traza de la falla El Chacay. c) Zona de falla representativa de las fallas inversas Llancaqueo, en la que se destacan dos fallas de tercer orden de cinemática inversa. Nótese el pliegue de arrastre en el bloque de piso de la falla ubicada en el sector derecho de la imagen.

Falla El Chacay: es una estructura de segundo orden que se encuentra ubicada a 7.1 km al norte y noreste del puesto Llancaqueo, donde afecta principalmente

a las rocas del Complejo Los Menucos. En las imágenes satelitales se observa que su segmento noroccidental constituye un lineamiento de rumbo N315° de 8.3 km de longitud y geometría rectilínea a levemente sigmoidal, que hacia su extremo suroriental se curva y adquiere un rumbo casi N-S. En este sector, esta estructura conforma un caballo de falla de 4.2 km de longitud y exhibe un rechazo horizontal mínimo de 1.2 km según una cinemática sinistral (Fig. 5.2). El sentido de movimiento está evidenciado por la rotación antihoraria de los estratos en los bloques ubicados a ambos lados de la falla, asociada a los efectos del arrastre de la misma. A 7 km al este del puesto Llancaqueo, se observa una falla de 7.6 km de longitud, de idéntica orientación y cinemática que la falla El Chacay, la cual fue interpretada como la continuación de esta hacia el sureste. En su extremo suroriental interactúa con y está limitada por la falla Cerro La Laja. La longitud total mínima de la falla El Chacay es de 15.9 kilómetros.

Las evidencias de esta falla en el campo son muy escasas. En algunos lugares a lo largo de su traza, se han reconocido regolitos de brechas de falla, brechas hidráulicas, zonas de alteración hidrotermal y fallas secundarias subparalelas a la falla principal o ubicadas a bajo ángulo con respecto a esta (Fig. 5.6b). Las fallas secundarias suelen tener buzamientos de 70°-90°, estrías subhorizontales u oblicuas, con *rake* menores a 45° y cinemática sinistral o sinistral-normal. La actitud de las fallas secundarias, sobre todo de aquellas paralelas a la falla principal, podría ser comparable con la actitud general de la falla El Chacay, lo cual permitiría inferir que esta estructura se trata de una falla de alto ángulo y cinemática sinistral con una componente de inclinación normal.

Fallas inversas Llancaqueo: son dos fallas inversas, una ubicada a 300 m al sursuroeste del puesto Llancaqueo y la otra ubicada a 1.6 km al este de dicho puesto (Fig. 5.2). La primera tiene un rumbo general N316° y unos 2 km de longitud y geometría rectilínea. A escala de afloramiento constituye una zona de falla que inclina 25°-45° al SO a SSO y está caracterizada por un intenso fracturamiento y brechamiento tectónico. Las estrías medidas presentan *rake* de 72°-87°. La cinemática inversa de esta estructura está definida por un

pliegue de arrastre en el bloque de piso (Fig. 5.6c). La segunda tiene un rumbo predominante N320°, diseño rectilíneo a levemente convexo hacia el NE y 5.1 km de longitud. Son pocas las evidencias de esta estructura en el terreno, sin embargo se reconoció que su bloque occidental está en una posición más elevada que el oriental y pone en contacto rocas que pertenecen a una posición estratigráfica más baja con rocas estratigráficamente más altas. En algunos sectores se observó que incluso el bloque suroeste suprayace el bloque noreste, por lo cual se interpreta que se trata de una falla inversa que inclina al SO.

### **5.1.2. Fallas de tercer y cuarto orden**

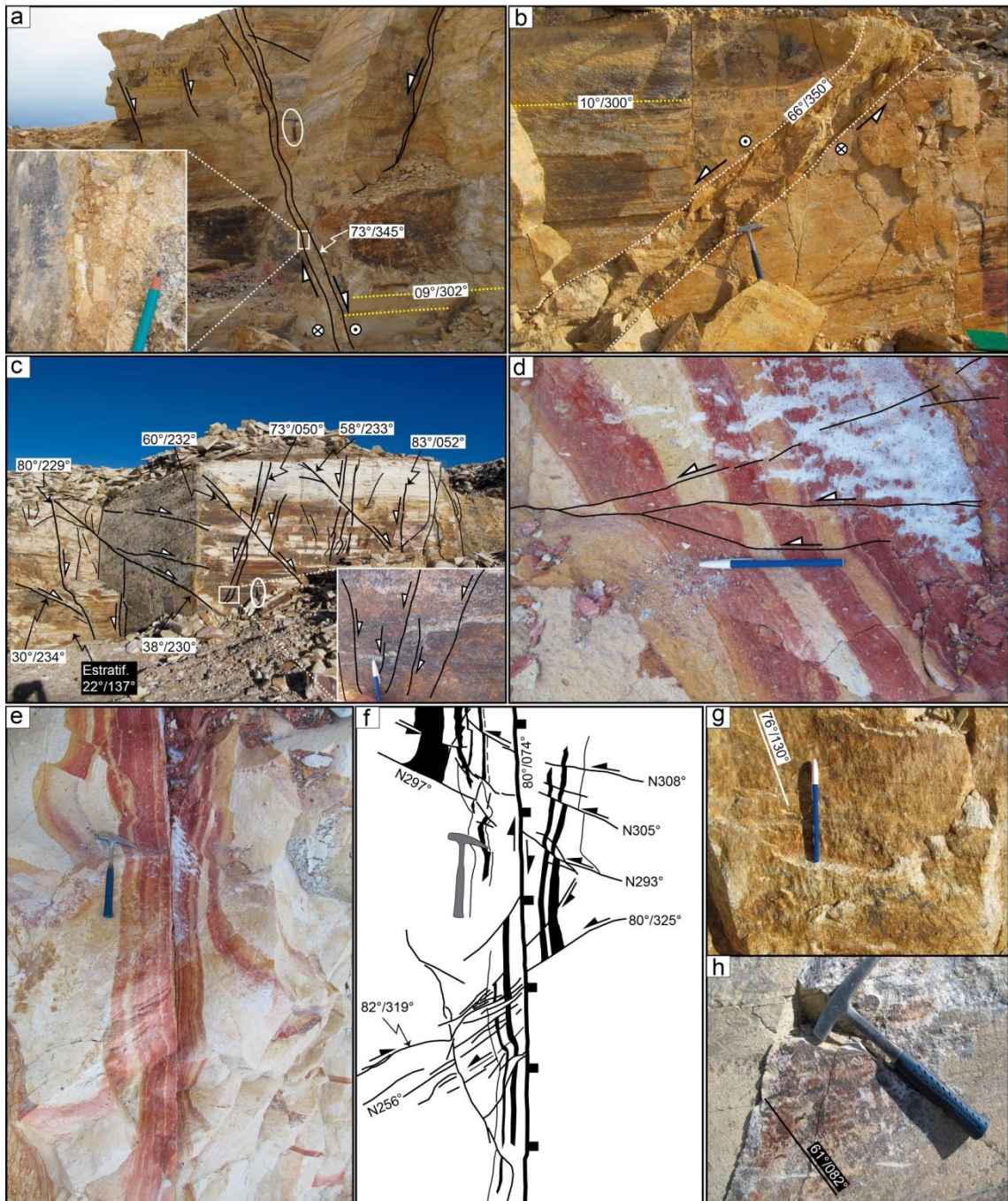
Las fallas de tercer y cuarto orden son estructuras mesoscópicas, fácilmente observables a escala de afloramiento (Fig. 5.7, 5.8 y 5.9). En el área de estudio, las fallas de tercer orden presentan longitudes de hasta 5 km y desplazamientos de hasta 50 m, mientras que las de cuarto orden exhiben valores de desplazamiento menores al metro. Las fallas de tercer orden suelen presentarse como zonas de falla de 1 – 12 m de espesor, caracterizadas por brechas tectónicas, harina de falla y fracturamiento de alta frecuencia (Fig. 5.5e, 5.6a y 5.7a-b). En la zona del puesto Llancaqueo es frecuente la presencia de vetas de cizalla formadas por cuarzo o cuarzo y calcedonia, asociadas a estas fallas que exhiben cinemáticas normales, inversas o de desplazamiento lateral (Fig. 5.9). También es común la presencia de zonas de alteración hidrotermal, vetas extensionales de cuarzo, calcedonia o cuarzo y fluorita, vetillas de cuarzo, brechas hidráulicas silíceas y vetas de brechas hidráulicas, dispuestas de manera paralela u oblicua a las fallas de tercer orden (Fig. 5.9c y d). Estas fallas presentan, en algunos casos, dos o más juegos de estrías en un mismo plano de cizalla, lo cual constituye una evidencia de reactivación (Fig. 5.9a). Por su parte, las fallas de cuarto orden se presentan como planos discretos o como pequeñas zonas de falla de unos pocos centímetros de potencia y rara vez exhiben evidencias de reactivación posterior (Fig. 5.7c-h, 5.8d-f y 5.9c-d).

En el área de estudio se relevaron 383 datos de indicadores cinemáticos, asociados a las fallas de tercer y cuarto orden (Fig. 5.10). El estudio de los

datos presentes en estructuras de esta escala es muy importante ya que, generalmente, se trata de fallas de neoformación que rara vez son reactivadas en subsiguientes eventos deformacionales (Homberg *et al.* 2002), por lo que pueden ser útiles para la evaluación de las condiciones del campo de deformación imperante durante su generación. En este caso, el análisis de dichos datos es de gran utilidad para el estudio de la evolución cinemática del área de estudio y de la región de Los Menucos en general.

Las fallas de tercer orden presentan una distribución de orientaciones coincidente con las fallas de primer y segundo orden, mientras que las fallas de cuarto orden presentan un mayor grado de dispersión en sus orientaciones, pero en general coinciden con los rumbos de las fallas de mayor escala. Dentro de las fallas de tercer orden se reconocieron tres grupos bien definidos de acuerdo a su cinemática: 1) normales; 2) inversas y 3) de desplazamiento lateral (Fig. 5.10). Estos grupos fueron definidos en base a los valores de *rake* correspondientes a las estrías medidas en los planos de falla. Aquellas fallas que presentaban valores de *rake* mayores a 45° se las clasificó como fallas con predominio de la componente de inclinación (normales o inversas, según corresponda), mientras que aquellas que presentaban estrías con *rake* menores a 45° se las trató como fallas con predominio de la componente de rumbo (dextrales o sinestrales, según corresponda).

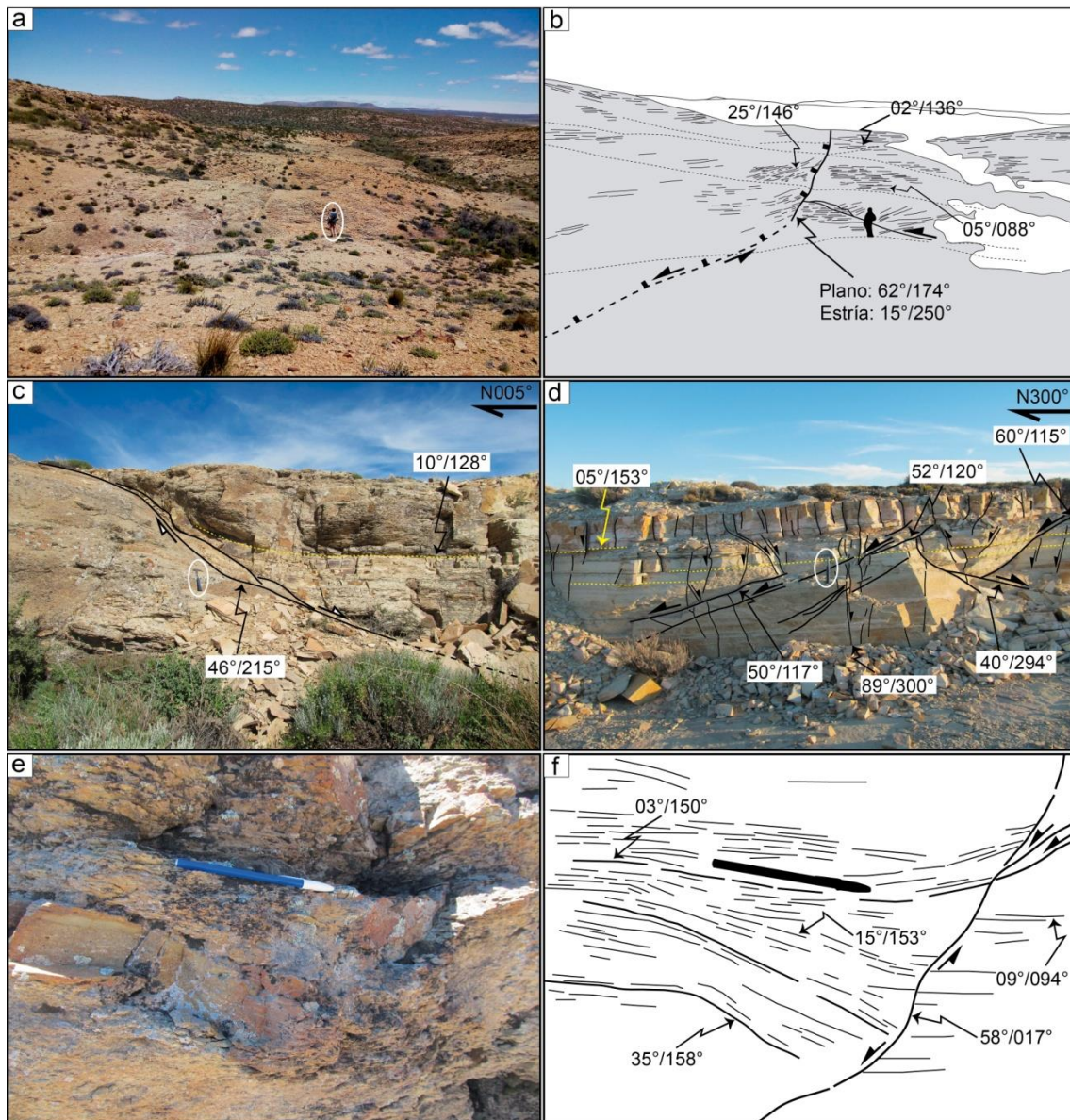




**Figura 5.7.** Fotografías de las fallas de tercer y cuarto orden, afectando a las rocas de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo en los sectores de los cerros La Laja y La Mina. a-b) Zonas de falla normal dextral (a) y normal sinistral (b), de tercer orden en el cerro La Laja. La zona de núcleo de estas fallas suele estar compuesta por brechas de atricción, harina de falla y fracturas secundarias. c) Fallas normales de cuarto orden en el cerro La Laja. d) Fallas de cuarto orden dextrales en el cerro La Mina. e) Fallas de cuarto orden en el cerro La Mina que cortan y desplazan bandas de Liesegang. Redibujó de la figura anterior donde se resalta una falla normal dextral



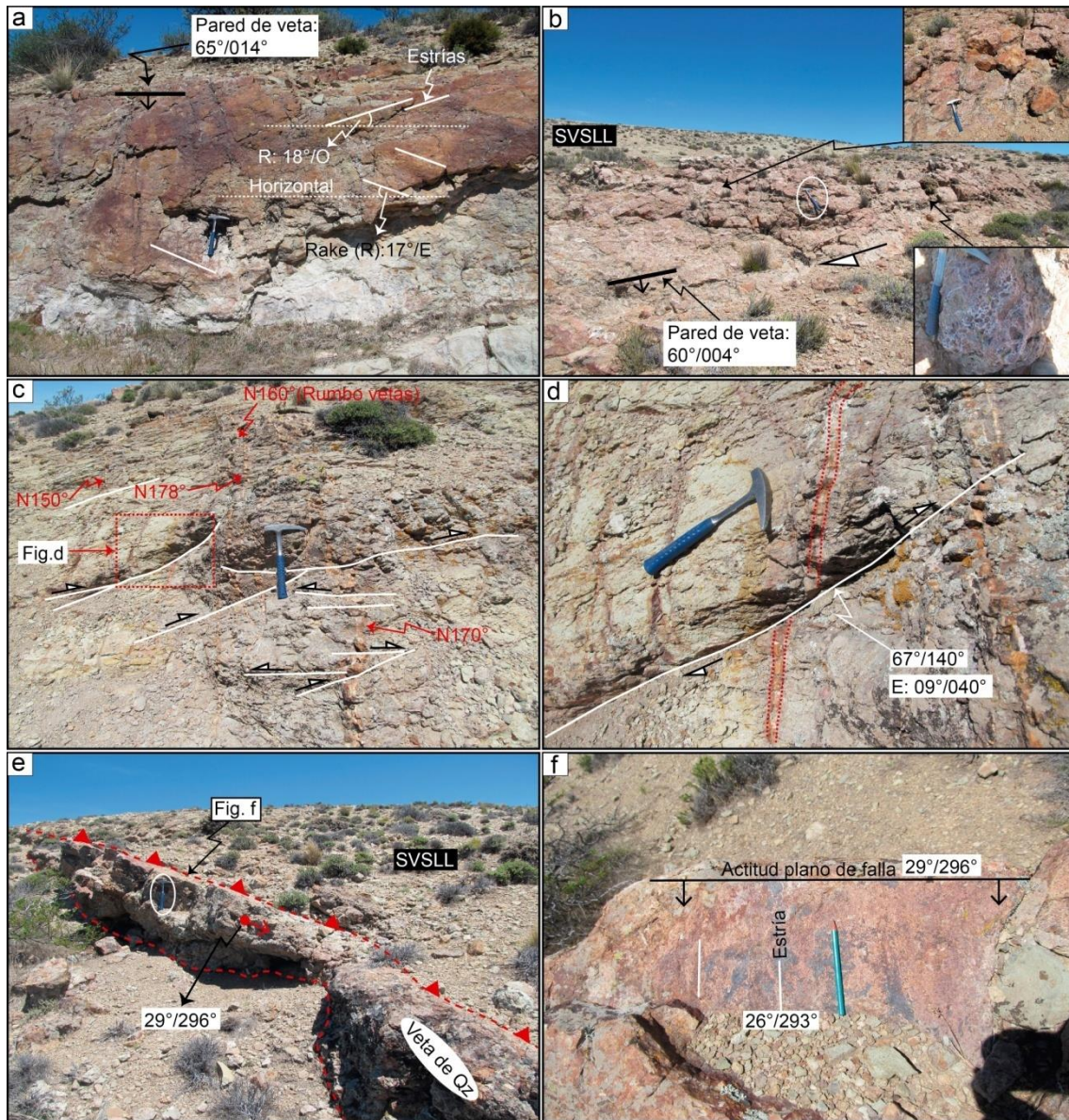
central y fracturas subordinadas. g y h) Estrías de falla ubicadas en dos planos de falla de cuarto orden de cinemática normal sinistral.



**Figura 5.8.** Fotografías de fallas de tercer y cuarto orden afectando a la sucesión volcánico-sedimentaria Llancaqueo en el sector del puesto homónimo. a) Falla normal de tercer orden de rumbo NE-SO con componente de desplazamiento lateral sinistral. b) redibujo de la figura anterior. Nótese el pliegue de arrastre normal desarrollado en las rocas estratificadas del bloque colgante. c) Falla normal de tercer orden de rumbo NO-SE. Véase el pliegue de arrastre normal indicando la componente de inclinación normal en el bloque colgante. d) Fallas de cuarto orden de rumbo predominante NO-SE con una importante componente de inclinación normal. e) Falla normal de cuarto orden y rumbo ONO-ESE que exhibe una geometría de estratos de crecimiento en el



bloque colgante. f) Redibujo de la figura anterior donde se resalta la falla, el engrosamiento de los estratos contra la falla y la disminución del ángulo de buzamiento de base a techo de las láminas sedimentarias ubicadas en el bloque colgante.



**Figura 5.9.** Fotografías de vetas de cizalla formadas por cuarzo, calcedonia o cuarzo+calcedonia, asociadas a fallas de tercer orden, zonas de alteración hidrotermal, vetillas extensionales de cuarzo, calcedonia o cuarzo+fluorita y brechas hidráulicas alojadas en las rocas de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, en el sector del puesto homónimo. a) veta de cizalla de rumbo ONO-ESE que exhibe dos juegos de estrías de falla en su pared NNE, presentando cinemáticas tanto dextral como sinistral. b) veta de cizalla de rumbo O-E y cinemática dextral. Fotografía superior derecha: zona de vetilleo y fracturación asociada a la veta; fotografía inferior

derecha: brecha hidráulica rellena por cuarzo macizo. c) zona de fracturación y alteración hidrotermal compuesta por vetas y vetillas subparalelas entre sí y de rumbo predominante NO-SE a NNO-SSE, cortadas y desplazadas por fallas dextrales o sinestrales, subverticales, de cuarto orden. d) detalle de la figura anterior donde se muestra una falla dextral de cuarto orden cortando y desplazando una vetilla extensional subvertical (línea discontinua roja). e) Veta de cizalla compuesta por cuarzo macizo, asociada a una falla inversa de tercer orden y rumbo NO-SE. f) Detalle del plano de falla que limita la pared nor-oriental de la veta donde se observan estrías indicando una importante componente de inclinación (*Rake* cercano a los 90°). Referencias: E (buzamiento y dirección de buzamiento de las estrías), SVSLL (sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo), Qz (cuarzo).

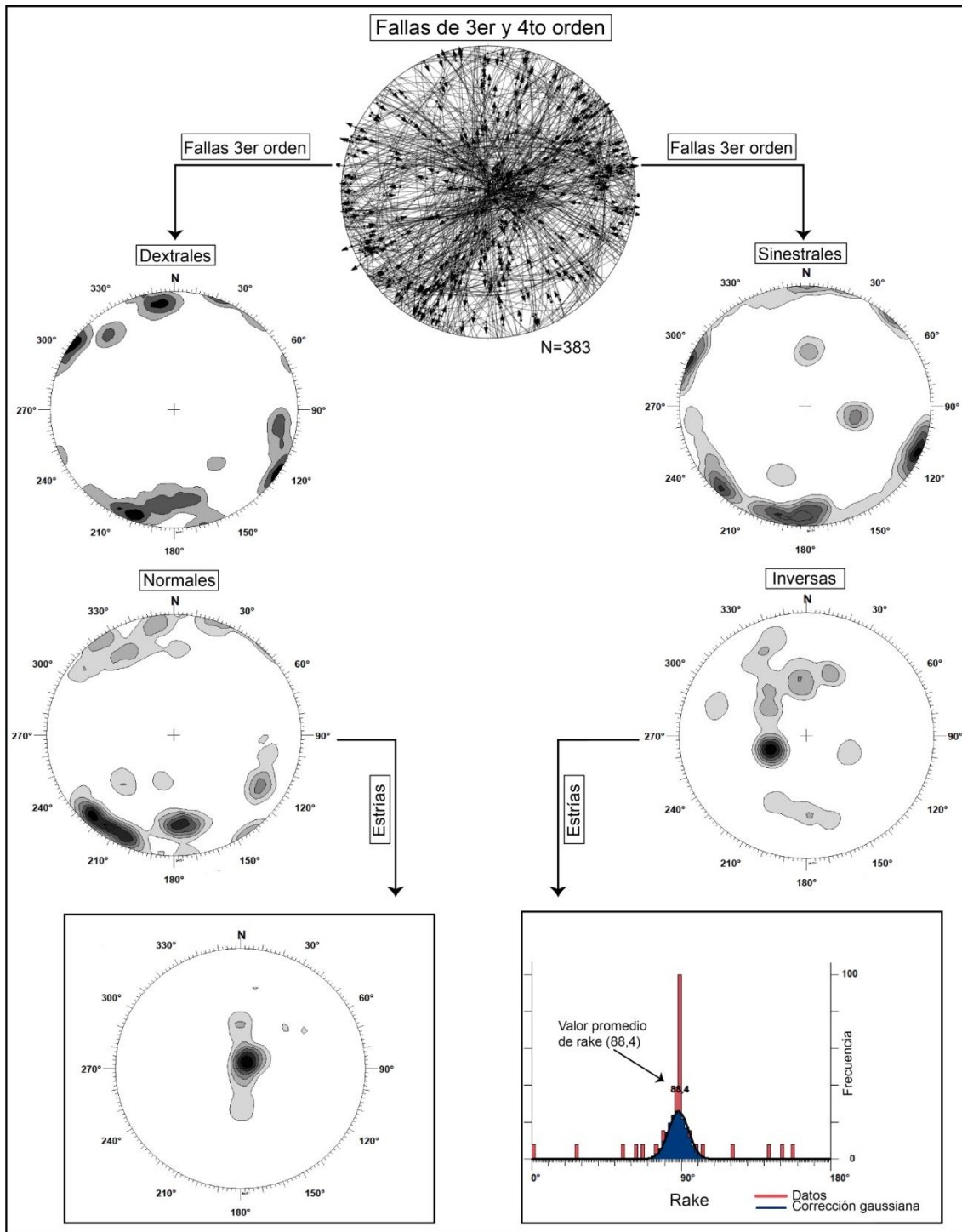
Las fallas normales presentan buzamientos de 45°-85°, predominando aquellos mayores a 60° y dos orientaciones bien definidas: 1) NO-SE a ONO-ESE e inclinaciones predominantes hacia el NE y 2) NE-SO con inclinaciones tanto al NO como al SE (Fig. 5.10). Ambos grupos de fallas presentan estrías con inclinaciones de alto ángulo (*rake*: 75°-90°). Tanto en los sectores de los cerros La Laja y La Mina como en el sector del puesto Llancaqueo, se reconoció un gran número de fallas normales, generalmente constituyendo sistemas conjugados, de orientaciones tanto NE-SO como NO-SE, que exhiben desplazamientos de hasta 5 m (Fig. 5.5e, 5.6a, 5.7a-b y 5.8a-c). Además, en el área del puesto Llancaqueo, en el bloque ubicado al noreste de la falla Cerro La Laja se reconocieron fallas normales sindepositacionales de cuarto orden y rumbo NO-SE a ONO-ESE que exhiben estratos de crecimiento en su bloque colgante (Fig. 5.8e y f).

Por su parte, las fallas inversas presentan una orientación preferencial N330°-335°, con inclinaciones predominantes de 20°-50° preferentemente hacia el SSO y estrías con *rake* de 80°-90° (Fig. 5.10). De manera subordinada, estas fallas presentan orientaciones N206°-270° con inclinaciones predominantes de 26°-60° tanto al NO como al SE y estrías con *rake* de 45° a 85° (Fig. 5.9e y f).

Con respecto a las fallas de desplazamiento lateral dextral, tienen dos orientaciones predominantes: 1) O-E, con variaciones al ONO-ESE y OSO-ENE y 2) NE-SO a N-S (Fig. 5.10). Finalmente las fallas sinestrales, presentan tres orientaciones preferenciales: 1) O-E con variaciones al ONO-ESE; 2) NO-

SE y 3) NNE-SSO. Ambos grupos de fallas de desplazamiento lateral, dextrales y sinestrales, presentan buzamientos de alto ángulo, con valores predominantes de  $80^{\circ}$ - $90^{\circ}$  y estrías con *rake* de  $0^{\circ}$ - $15^{\circ}$  y en menor medida, *rake* de  $20^{\circ}$ - $45^{\circ}$ .

En las fallas de rumbo O-E es común observar al menos dos juegos de estrías en un mismo plano de cizalla, con *rake* menores a  $45^{\circ}$  y direcciones de inclinación opuestas, que indica cinemáticas tanto dextrales como sinestrales (Fig. 5.9a). En ocasiones, se han observado estrías subhorizontales asociadas a un movimiento dextral coexistiendo en un mismo plano con estrías subverticales relacionadas con una cinemática normal.



**Figura 5.10.** Cuadro que exhibe la separación de las fallas de tercer orden del *set* total de datos de fallas de tercer y cuarto orden representados en el hemisferio inferior de la red de Schmidt. Se muestra la distribución y agrupamiento de los polos de las fallas de tercer orden, según una representación 1% areal. También se exhibe la distribución y agrupamiento en el hemisferio inferior de la red de Schmidt, de las estrías de las fallas normales y un histograma que representa gráficamente la frecuencia de los valores de *rake* correspondientes a las estrías de las fallas inversas.



### **5.1.3. Pliegues NO-SE a ONO-ESE**

Además de las fallas, se reconocieron varios pliegues de orientación NO-SE a ONO-ESE desarrollados tanto en las rocas del Complejo Los Menucos como en los depósitos pertenecientes a la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo. Se utilizaron los términos antiforme y sinforme para hacer referencia a aquellos pliegues desarrollados en estratos cuyas edades y posición relativa no ha podido ser determinada con certeza.

#### ***Par antiforme – antiforme El Chacay***

A unos 7 km al norte del puesto Llancaqueo se reconoció un par antiforme – antiforme con longitudes de onda de unos 1.5 km desarrollado en una secuencia estratificada del Complejo Los Menucos (Fig. 5.2). El antiforme suroccidental se trata de un pliegue abierto de rumbo N310°, asimétrico, con vergencia al SO y buzante suavemente al SE. Su flanco suroeste está limitado por una falla dextral de segundo orden y rumbo ONO-ESE, mientras que el nororiental está cortado por la falla El Chacay, de rumbo NO-SE y cinemática sinistral. Los flancos suroeste y noreste presentan inclinaciones promedio de 30° y 10°-15°, respectivamente. Por su parte, el antiforme nororiental es un pliegue abierto y simétrico, de rumbo N300°, con flancos que buzán entre 10° y 20°. Su flanco suroeste está limitado por la falla El Chacay, mientras que el limbo nororiental está cortado por una falla dextral de segundo orden y de rumbo NO-SE. Las relaciones observadas entre estos pliegues y las fallas que los cortan y limitan, sugieren que se trata de pliegues de arrastre relacionados con los desplazamientos predominantemente laterales de dichas fallas.

#### ***Antiforme El Chacay Sur***

Está ubicado a 3.3 km al nornoroeste del puesto Llancaqueo, inmediatamente al sur del par antiforme-antiforme y se encuentra desarrollado en las rocas estratificadas del Complejo Los Menucos (Fig. 5.2). Se trata de un pliegue abierto, mayormente simétrico, con una longitud de onda de unos 3 km, es suavemente buzante tanto al ONO como al ESE y presenta una traza axial de

rumbo N290°. El flanco suroccidental inclina 25°-30° al SE, mientras que el nororiental inclina unos 25° al NE.

### ***Sinforme Cerro Choique***

Se encuentra a 9 km al este del puesto Llancaqueo, al norte del cerro Choique y está desarrollado en las rocas del Complejo Los Menucos (Fig. 5.2). Esta estructura fue interpretada principalmente partir de imágenes satelitales y algunos datos de campo. Es un sinforme abierto y simétrico, con una longitud de onda de 8.4 km, una traza axial de rumbo N328° y eje aparentemente buzante al SE. Su limbo nororiental, en cercanía a la traza axial buza 17° al SSO. Ambos flancos están cortados por fallas sinestrales de segundo orden de rumbo NO-SE. Al sur está limitado por la falla Cerro La Laja.

### ***Sinclinal Llancaqueo***

Esta estructura está ubicada en inmediaciones del puesto Llancaqueo y está desarrollada principalmente en las rocas de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo (Fig. 5.2). Es un sinclinal con una traza axial de rumbo N355°-N360°, abierto y levemente asimétrico con limbo corto al oeste. Tiene una longitud de onda de 3.5 km y es suavemente buzante al S. El flanco oriental presenta inclinaciones promedio de 12°- 15° al O-SO, mientras que el occidental inclina 10°-25° al SE. Este sinclinal está limitado al sur por la falla Cerro La Laja y está cortado y desplazado por las fallas de los diferentes dominios.

#### **5.1.4. Pliegues NE - SO**

##### ***Pliegues mesoscópicos Llancaqueo***

En inmediaciones del puesto Llancaqueo se reconoció un conjunto de pliegues de escala mesoscópica, desarrollados en las rocas estratificadas de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo. En el puesto Llancaqueo se reconoció un anticlinal abierto y simétrico, de rumbo N055°, con una longitud de onda de 500 m y flancos noroccidental y suroriental que buzan 15°-20° al NO y SO, respectivamente. Por otra parte, en el flanco occidental del sinclinal

Llancaqueo, se reconocieron varios pliegues de unos 100 m de longitud de onda, desarrollados en las facies fluviales de la secuencia Llancaqueo. Estos pliegues corresponden a anticlinales o sinclinales abiertos y simétricos, con ejes subhorizontales y planos axiales de rumbo general N045°.

### ***Sinclinal Cerro La Laja***

Esta estructura se encuentra en el cerro homónimo donde afecta a rocas volcano-sedimentarias de la secuencia Llancaqueo y a las rocas del Complejo Los Menucos (Fig. 5.1). Se trata de un sinclinal abierto, simétrico, con plano axial de rumbo N045° y eje buzante levemente al SO. Tiene una longitud de onda de 2 km y sus flancos noroeste y sureste inclinan 8°-10° al SE y NO, respectivamente.

## **5.2. ANÁLISIS CINEMÁTICO DE FALLAS**

### **5.2.1. Antecedentes**

Giacosa *et al.* (2007), señalaron la compatibilidad geométrica y cinemática existente entre ciertas vetas cercanas a las fallas y los distintos estadios de la evolución progresiva de las principales fallas de rumbo de la región de Los Menucos. Tal es el caso de la veta de fluorita Don Gregorio en relación a la falla Lagunitas y las vetas La Casual y La Bienvenida con respecto a las fallas del sistema Piche. Dichos autores infirieron la naturaleza del régimen tectónico al momento de la formación de las vetas asociadas a las estructuras mayores, utilizando la metodología propuesta por McCoss (1986).

El estudio de la veta Don Gregorio, por parte de dichos autores, indica que en inmediaciones de la falla Lagunitas, al momento de la formación de la veta, el régimen tectónico dominante fue transtensional, con un vector de desplazamiento hacia el SSO (Az: N187°). Además, la orientación en planta de los ejes horizontales principales máximo y mínimo de *stress* ( $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ ) y las direcciones de máximo (Z) y mínimo (X) acortamiento, calculada es:  $\sigma_1$ , Z = N80°E;  $\sigma_3$ , X = S10°E. Por otro lado, para el caso de la veta La Casual, la construcción geométrica indica que, en inmediaciones de la falla que limita el



borde norte del *pull apart* Piche, el régimen dominante al momento de la formación de la veta fue de extensión plana hacia el SSE (azimut: N170°).

A partir del estudio de las vetas citadas, en conjunto con el análisis geométrico de las fallas más importantes que caracterizan la región de Los Menucos, Giacosa *et al.* (2007) infirieron un régimen tectónico transtensional con extensión regional de dirección NE-SO, en el marco del cual se habría originado el conjunto de estructuras mencionadas.

Regionalmente y en el área de estudio, las vetas de fluorita están alojadas tanto en las rocas permo-triásicas del Complejo Los Menucos como en las rocas del Triásico Tardío de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo. Esto significaría que la edad de emplazamiento de las vetas es sin- o post-Triásico Tardío.

Por otra parte, las edades obtenidas por Falco *et al.* (2021), para las rocas sedimentarias clásticas posiblemente vinculadas con la evolución del *pull apart* del sistema de fallas el Piche (Giacosa *et al.* 2007), indican que esta estructura habría experimentado reactivaciones tectónicas durante el Jurásico Temprano. En este sentido, la compatibilidad geométrica y cinemática existente ente la veta de fluorita La Casual y la falla norte del *pull apart* Piche, indicaría que estas estructuras podrían estar genéticamente relacionadas (Giacosa *et al.* 2007), lo cual sugiere que la veta La Casual se habría originado conjuntamente con los movimientos del Jurásico Temprano del sistema Piche. Lo antedicho, sumado a que en el área de estudio las vetas cortan a las rocas del Triásico Superior, indicaría que el régimen tectónico transtensional con dirección de extensión NE-SO, señalado por Giacosa *et al.* (2007) para la región de Los Menucos habría estado activo, al menos, durante el intervalo Triásico Tardío – Jurásico Temprano.

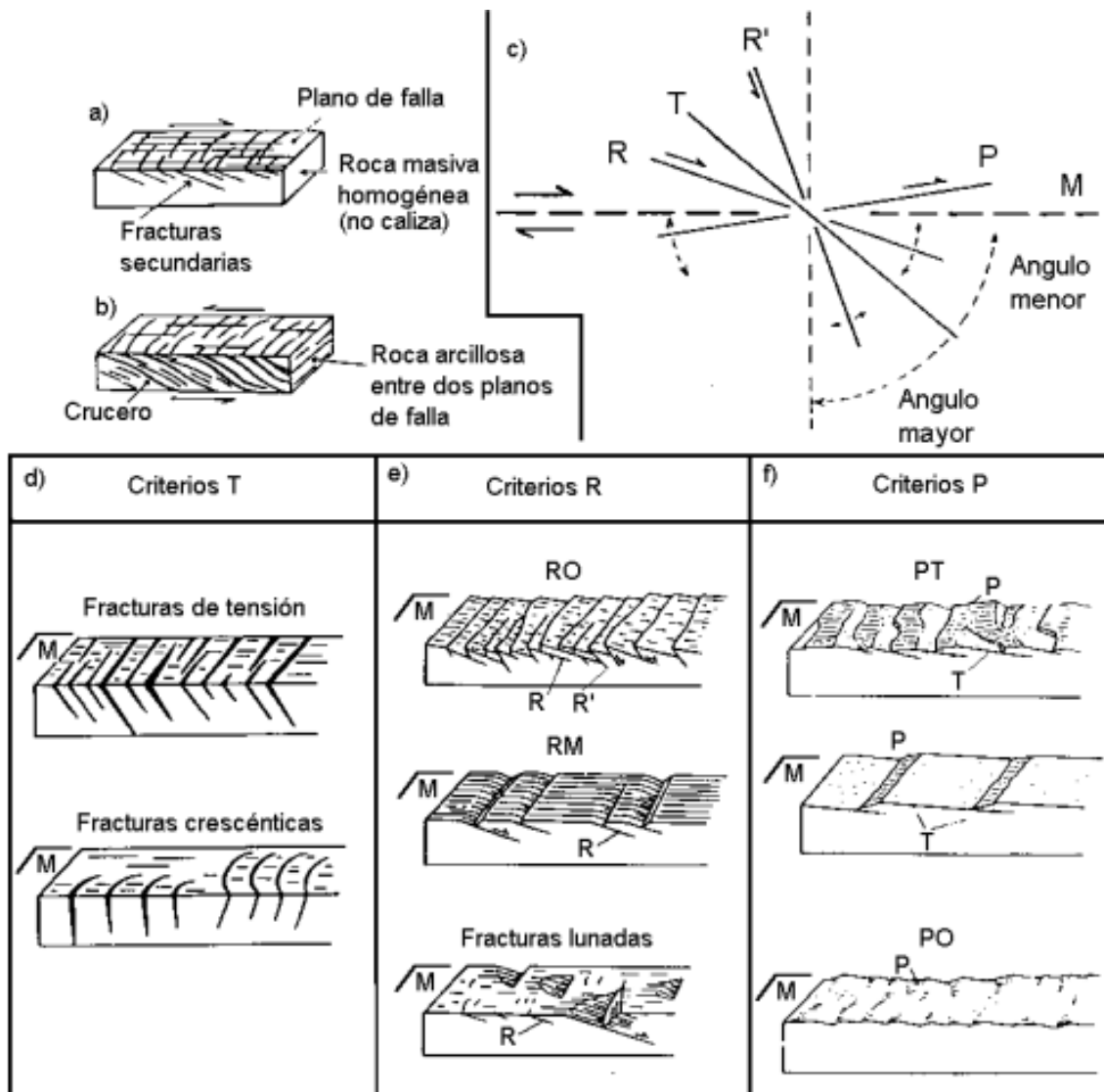
### **5.2.2. Datos de indicadores cinemáticos**

En el sector de los cerros La Laja y La Mina y en inmediaciones del puesto Llancaqueo, se establecieron varias estaciones de medición de indicadores cinemáticos asociados a fallas aflorantes de tercer y cuarto orden. Sobre los

planos de cizalla se midieron la dirección y el sentido de desplazamiento siguiendo los criterios propuestos por Petit (1987) (Fig. 5.11). La dirección del movimiento se midió utilizando estrías contenidas en los planos de falla, mientras que el sentido del desplazamiento se determinó utilizando los siguientes criterios: 1) el “criterio RM”, que considera la relación angular entre las cizallas secundarias de Riedel (R) y el plano de falla principal (M); 2) el sentido de crecimiento de fibras minerales, constituidas generalmente por calcita y 3) el desplazamiento relativo de los estratos a ambos lados de los planos de falla.

Se obtuvieron 383 datos cinemáticos de fallas de tercer y cuarto orden alojadas exclusivamente en las rocas de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, de edad triásica tardía. En general, los datos de las fallas menores provienen de estaciones cinemáticas ubicadas en las zonas de daño de las fallas de primer y segundo orden, lo cual permitió caracterizar la historia cinemática de las mismas.

Los datos cinemáticos alojados en rocas con inclinaciones muy variables fueron restaurados a su posición previa al basculamiento de las capas, rotando los datos de las fallas a partir de la horizontalización de los estratos que las contenían (*fold test* cf. Marret y Allmendinger 1990). Los datos crudos fueron procesados con el programa *FaultKinWin* (Marrett y Allmendinger 1990, Allmendinger *et al.* 2012). El procesamiento se realizó utilizando el método gráfico basado en distribuciones estadísticas de Bingham con la finalidad de obtener los tres ejes principales del elipsoide de deformación ( $\lambda_1 = X$ ,  $\lambda_2 = Y$  y  $\lambda_3 = Z$ ) asociado a cada estación de medición.



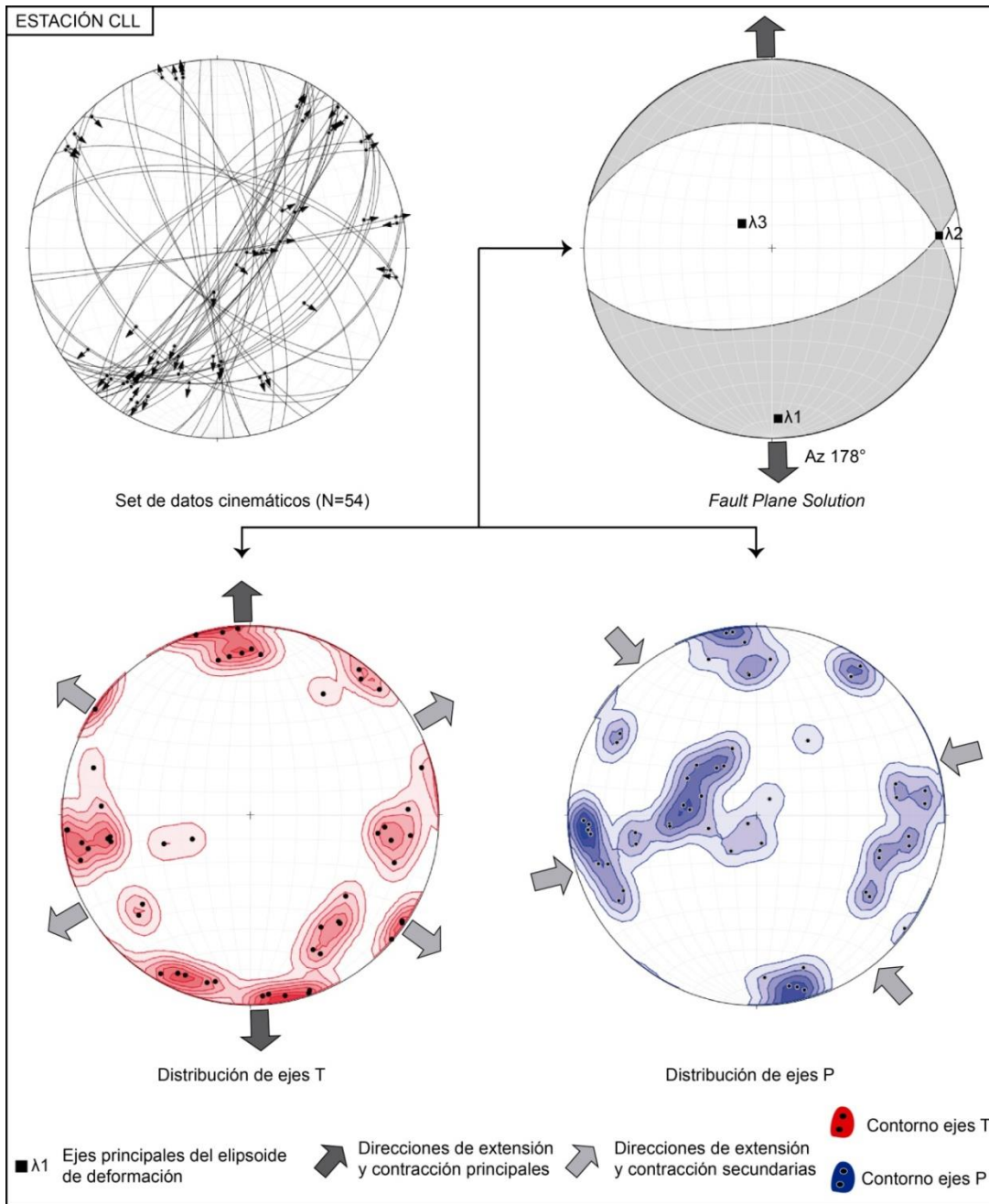
**Figura 5.11.** Síntesis con los criterios cinemáticos propuestos por Petit (1987). En la presente tesis se utilizaron mayormente lo criterios RM y el sentido de crecimiento de fibras minerales.

### 5.2.3. Cinemática de las fallas más representativas de cada dominio

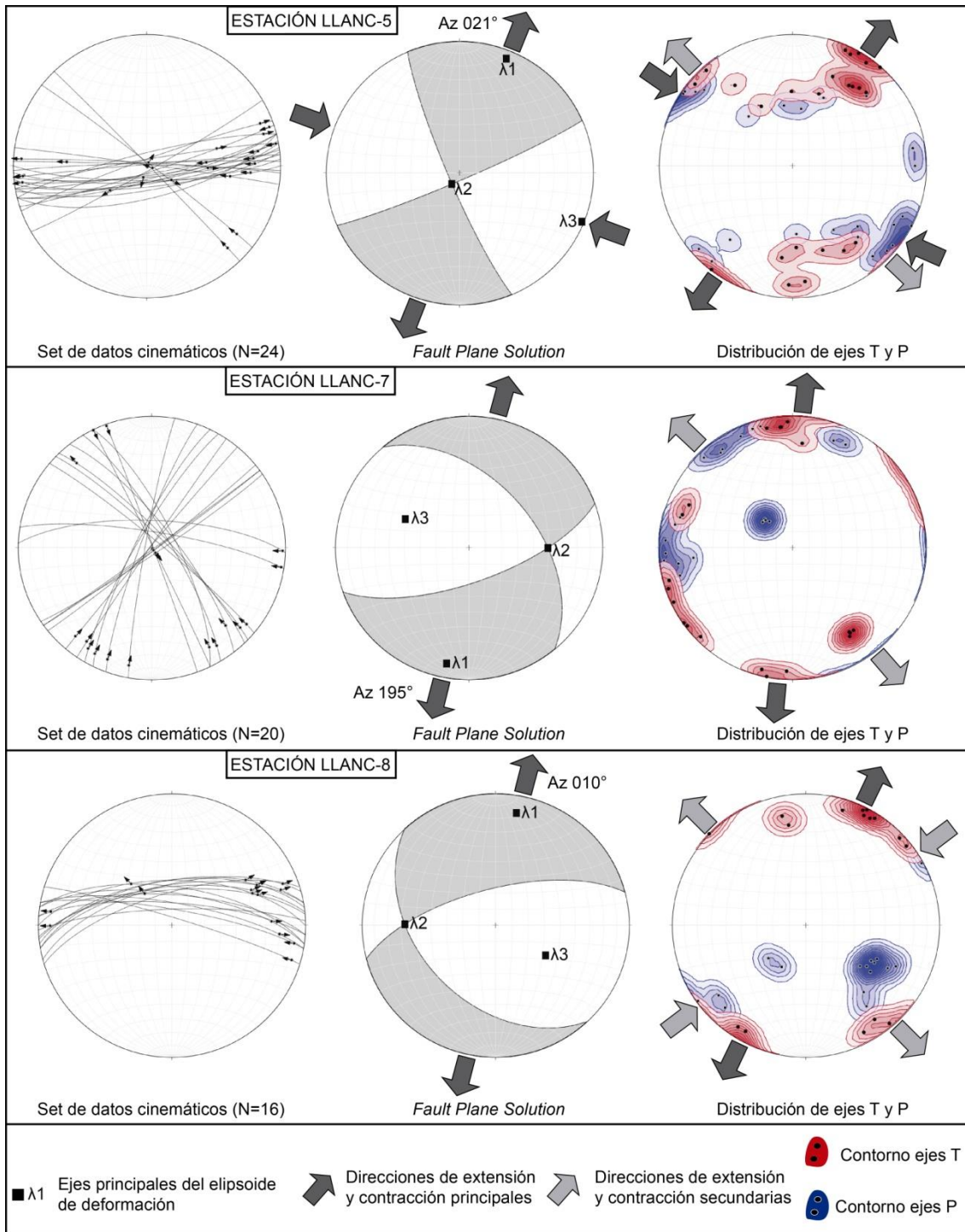
En general, las estaciones cinemáticas están ubicadas en las zonas de daño de las fallas de primer, segundo y, ocasionalmente, de tercer orden más representativas de cada dominio, lo cual permitió conocer sus características cinemáticas en detalle (Fig. 5.2).

Dentro del dominio O-E se caracterizó la cinemática de la falla de primer orden Cerro La Laja y de tres fallas de segundo orden aflorantes en inmediaciones del puesto Llancaqueo. En la estación CLL la falla Cerro La Laja presenta una

cinemática predominantemente extensional con los ejes máximo de extensión ( $\lambda_1$ ) e intermedio ( $\lambda_2$ ), subhorizontales, mientras que el eje de máximo acortamiento ( $\lambda_3$ ) presentan una posición subvertical (Fig. 5.12). La dirección de máxima extensión dominante es N-S a NNO-SSE (azimut:  $178^\circ$ ). Por otro lado, si bien el régimen tectónico dominante registrado en esta estación para la falla Cerro La Laja es extensional, la distribución de los ejes T y P muestra una marcada heterogeneidad cinemática definida por los patrones multimodales de agrupamiento de dichos ejes de extensión y de acortamiento. En este sentido, se destaca un agrupamiento bimodal subordinado de los ejes T en los cuadrantes SE y SO, que indica direcciones de extensión subhorizontal NO-SE y NE-SO. También los ejes P presentan un agrupamiento bimodal subordinado que indican direcciones de contracción subhorizontal ENE-OSO y NO-SE. Este agrupamiento en los ejes T y P indicaría una cinemática transcurrente tanto dextral como sinistral para la falla Cerro La Laja, además de la cinemática extensional general registrada en esta estación. Por otro lado, las fallas de segundo orden del dominio O-E aflorantes en el área del puesto Llancaqueo (estaciones Llanc-5, Llanc-7, Llanc-8), exhiben mayormente una cinemática transtensional con una componente de rumbo dextral (Fig. 5.13). Presentan direcciones de máxima extensión ( $\lambda_1$ ) subhorizontales, con una dispersión entre  $N010^\circ$  y  $N021^\circ$  y un valor acimutal promedio de  $15,3^\circ$ .  $\lambda_3$  por su parte, presenta inclinaciones variables entre  $0^\circ$  y  $53^\circ$  y orientaciones acimutales entre  $112^\circ$  y  $123^\circ$ , mientras que  $\lambda_2$  tiene inclinaciones entre  $30^\circ$  y  $81^\circ$  y una orientación preferencial O-E. En los datos correspondientes a estas fallas de segundo orden se reconoció, al igual que en la estación CLL, un agrupamiento subordinado de los ejes T y P, que indican extensión plana en dirección NO-SE (Fig. 5.13).



**Figura 5.12.** Datos cinemáticos de la estación CLL, ubicada en la zona de daño de la falla Cerro La Laja, donde se puede observar, en la parte superior derecha, el resultado cinemático único (*Fault Plane Solution*) para todo el set de datos, arrojado por el programa *FaultKinWin*®. Nótese el carácter extensional general calculado para el set total de datos con una dirección de extensión dominante de azimuth 178°. Además, se muestra la distribución de los ejes de estiramiento (T) en rojo y de acortamiento (P) en azul. Nótese el agrupamiento polimodal de los ejes T y P indicando al menos dos direcciones de extensión y contracción subordinadas, además de aquellas indicadas en el *Fault Plane Solution*. Ver ubicación de esta estación en la Figura 5.1.



**Figura 5.13.** Datos cinemáticos de las estaciones Llanc-5, Llanc-7 y Llanc-8, correspondientes a fallas de segundo orden del dominio O-E, ubicadas en inmediaciones del puesto Llancaqueo. Nótese que, en todos los casos, además del resultado único transtensivo con una dirección de extensión dominante NNE-SSO, arrojado por el programa para la totalidad del set de datos (*Fault Plane Solution*), la distribución de los ejes T (en rojo) y P (en azul) muestra agrupamientos polimodales

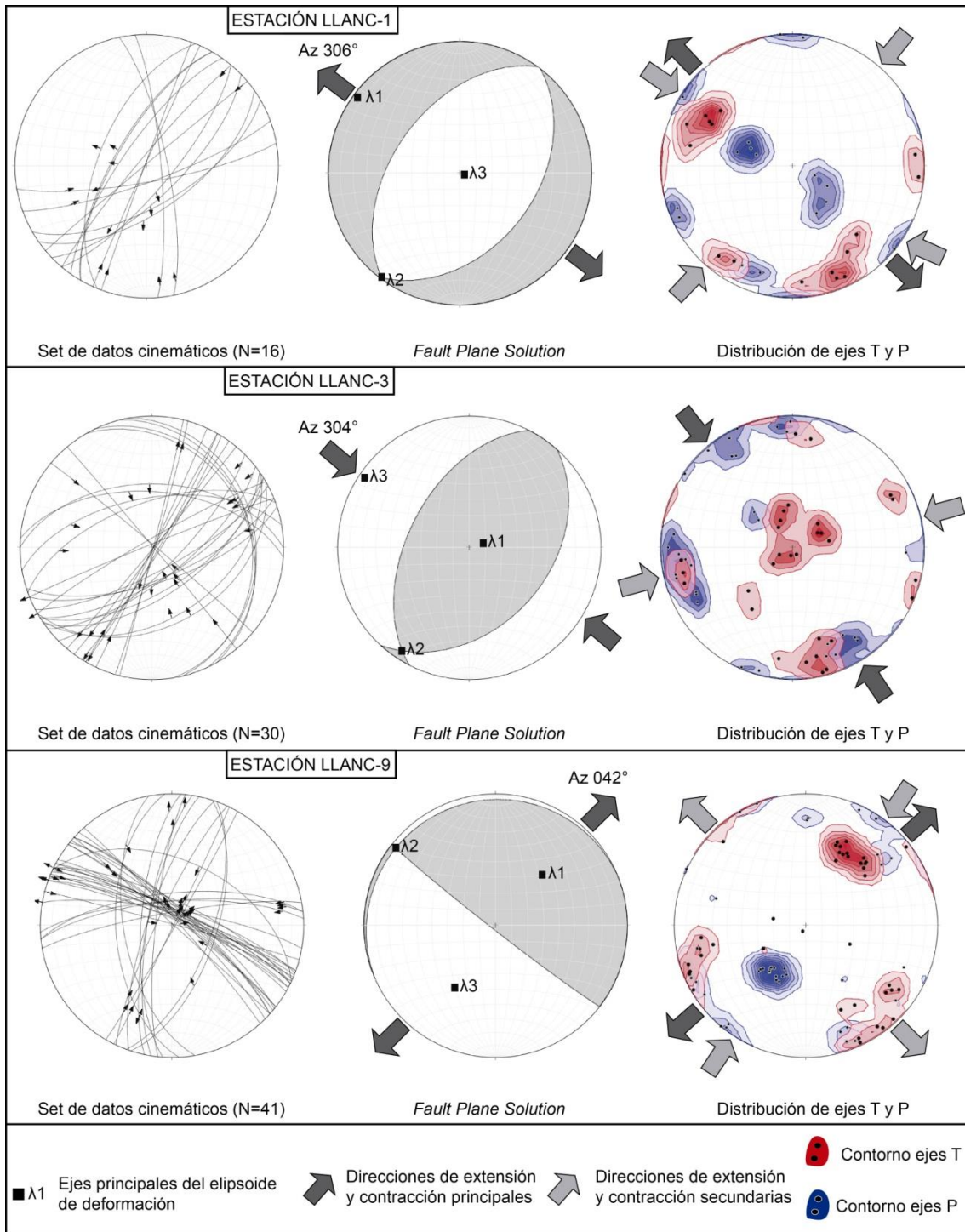
que indican otras direcciones de extensión y contracción, subordinadas. Ver ubicación de estas estaciones en la Figura 5.2.

Por otra parte, el análisis cinemático de las fallas del dominio NE-SO a NNE-SSO, exhibe una notable heterogeneidad cinemática definida por los patrones polimodales de agrupamiento de los ejes T y P. La falla Llancaqueo exhibe al menos dos poblaciones cinemáticas bien definidas que indican regímenes tectónicos tanto extensionales como contraccionales. Por ejemplo en la estación Llanc-1, los ejes máximos de extensión ( $\lambda_1$ ) y los intermedios ( $\lambda_2$ ) son horizontales, mientras que el eje de máximo acortamiento ( $\lambda_3$ ) presentan una posición vertical (cinemática extensional), indicando una dirección de extensión de azimuth  $306^\circ$  (Fig. 5.14). Por otra parte, en la estación Llanc-3 la falla Llancaqueo exhibe una cinemática contraccional con los ejes de máximo acortamiento ( $\lambda_3$ ) e intermedio ( $\lambda_2$ ) subhorizontales y el eje de máxima extensión ( $\lambda_1$ ) subvertical. La orientación de  $\lambda_3$  indica una dirección de contracción de azimuth  $304^\circ$ . Tanto en Llanc-1 como en Llanc-3 se reconoció un agrupamiento subordinado de los ejes P que indican contracción en dirección NE-SO a ENE-OSO. Por su parte, en los datos de la estación Llanc-9 se observa un agrupamiento bimodal de los ejes T, indicando direcciones de extensión tanto NE-SO (azimuth  $042^\circ$ , dominante) como NO-SE (subordinada). En cuanto a los ejes P, también presentan un patrón bimodal de agrupamiento, indicando direcciones de contracción NE-SO (dominante) y NO-SE (subordinada). La marcada heterogeneidad cinemática de la estación Llanc-9 podría deberse a que está ubicada en proximidades del cruce entre las fallas Cerro La Laja y la falla Llancaqueo, siendo la interacción entre estas la responsable de dicha heterogeneidad (Marret y Allmendinger 1990) (Fig. 5.2). Por otro lado, en la estación Llanc-10, se caracterizó la cinemática de una falla de segundo orden de orientación NNE-SSO, la cual exhibe una dirección de contracción horizontal ( $\lambda_3$ ) dominante según el azimuth  $321^\circ$  y otra subordinada de rumbo NE-SO (Fig. 5.15). En cuando  $\lambda_1$  presenta una orientación acimutal  $053^\circ$  y una inclinación promedio de  $39^\circ$ . La posición de los ejes cinemáticos sugiere un régimen tectónico dominante de carácter transpresivo para esta falla con direcciones de contracción NO-SE y NE-SO. Finalmente, en la estación Llanc-4 se obtuvieron datos de una falla de tercer orden de rumbo NE-SO, la



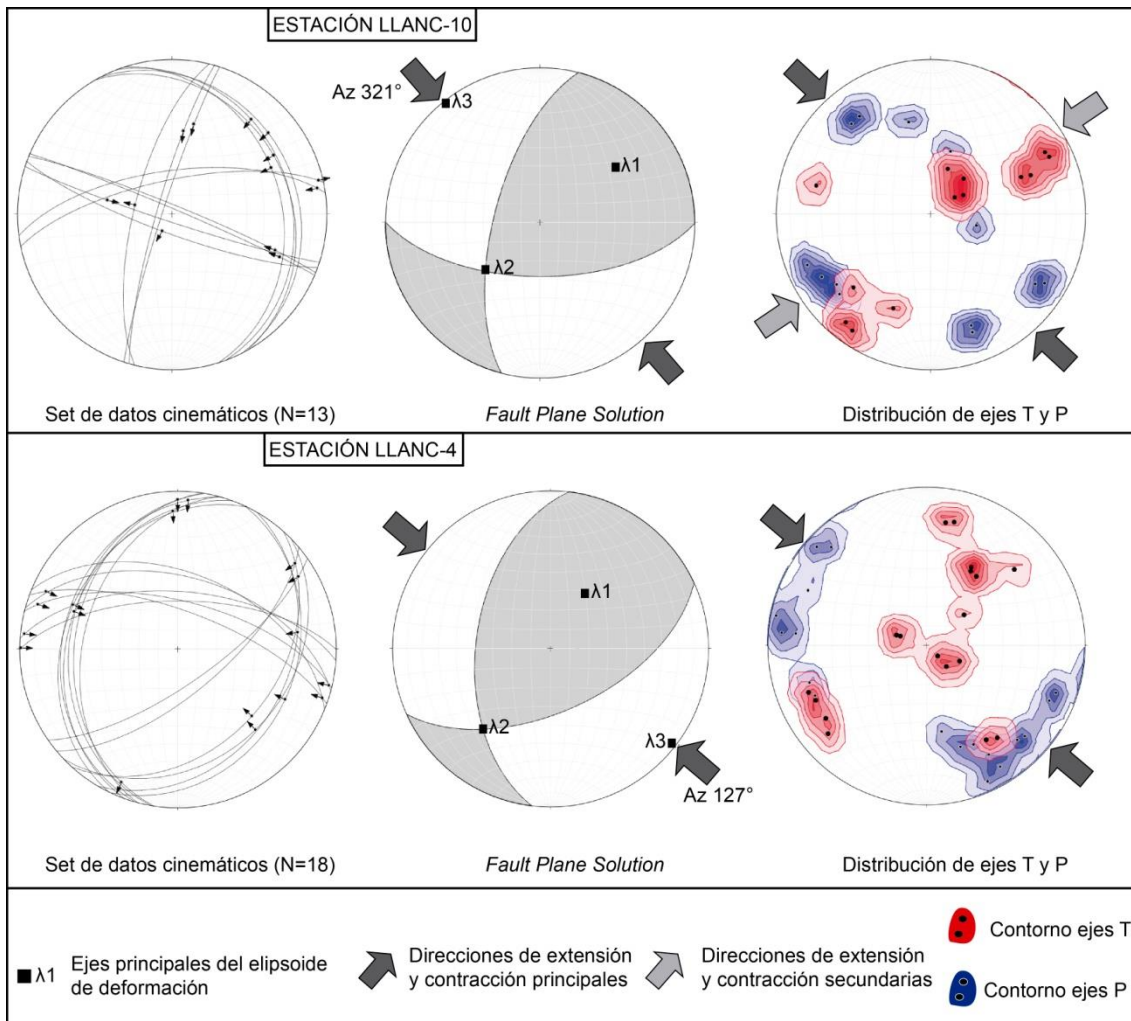
cual registra características cinemáticas similares a las obtenidas para la estación Llanc-10, con la diferencia de que, en este caso, se observó un predominio de la dirección de contracción NO-SE (Fig. 5.15).

Por otra parte, la estación CLM, ubicada en el cerro La Mina, se encuentra a unos pocos metros al sur de la falla Choique y en la zona del lineamiento posiblemente coincidente con aquel que Rosenman (1975) y Corbella (1975) denominaron falla Aguada de Guerra Sierra Colorada (Fig. 5.1). En esta estación se reconoció una gran cantidad de fallas de rumbo NE-SO, paralelas a dicho lineamiento. Los datos medidos en la estación CLM exhiben un patrón bimodal en el agrupamiento de los ejes T y P (Fig. 5.16). La moda dominante indica un régimen tectónico transtensional con el eje  $\lambda_1$  orientado según un azimut  $340^\circ$  y el eje  $\lambda_3$  de rumbo  $135^\circ$  e inclinaciones de  $35^\circ$  y  $52^\circ$ , respectivamente. Por su parte, el eje intermedio  $\lambda_2$  presenta una posición subhorizontal inclinando en bajo grado hacia el azimut  $241^\circ$ . De manera subordinada, los ejes T se agrupan indicando una dirección de extensión subordinada NE-SO, mientras que los ejes P se agrupan indicando direcciones de contracción NO-SE y NE-SO. Esta complejidad cinemática podría deberse a la interacción entre la falla Choique y el lineamiento Aguada de Guerra – Sierra Colorada.

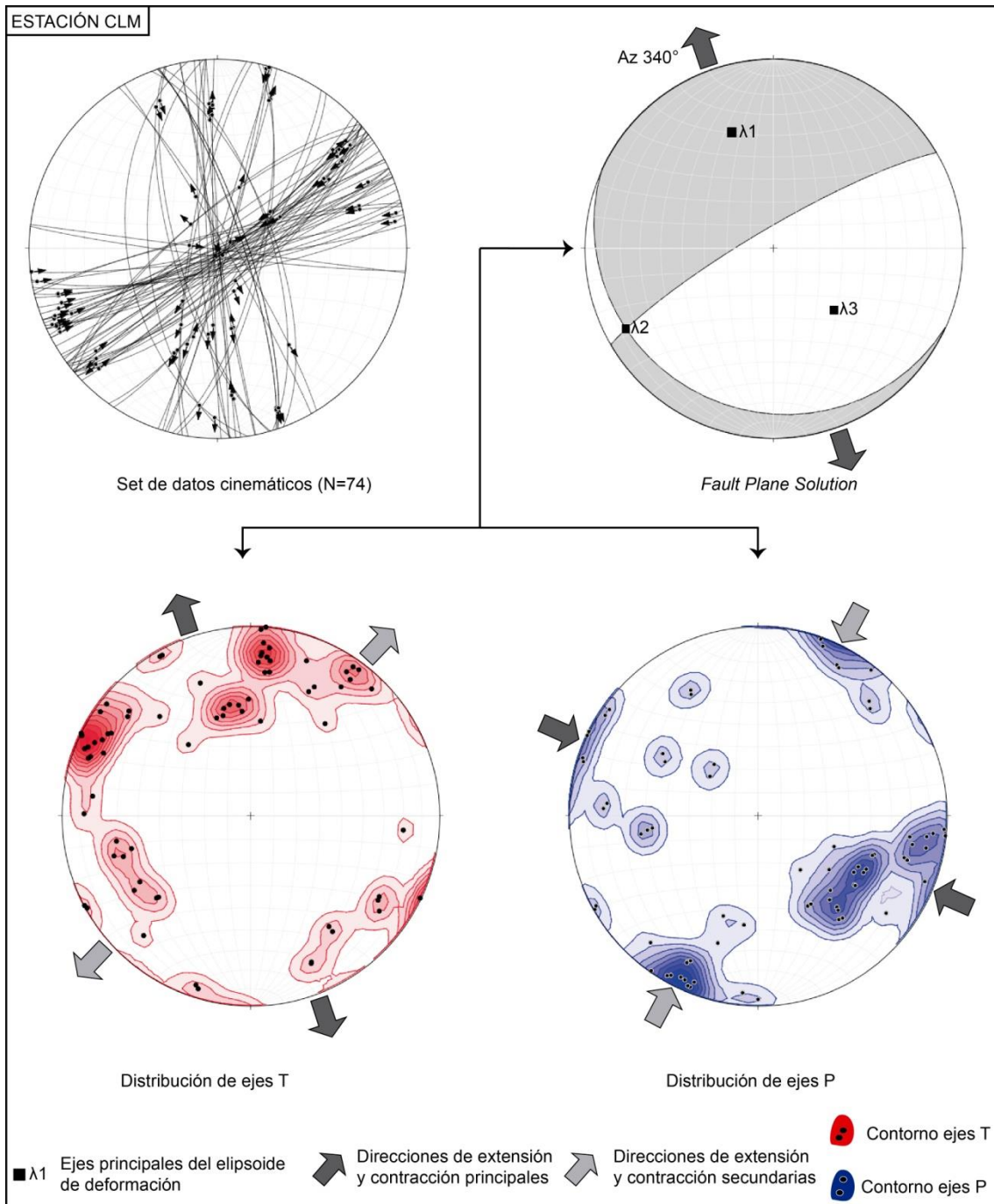


**Figura 5.14.** Datos cinemáticos de las estaciones Llanc-1, Llanc-3 y Llanc-9, correspondientes a la falla Llancaqueo perteneciente al dominio NE-SO a NNE-SSO. Las estaciones Llanc-1 y Llanc-3 exhiben características cinemáticas extensionales y contraccionales, respectivamente, con direcciones de extensión y contracción NO-SE. Por su parte, la estación Llanc-9 presenta una mayor complejidad cinemática respecto de las anteriores indicando una dirección de extensión dominante NE-SO. Nótese la gran complejidad cinemática definida por los patrones polimodales de agrupamiento

de los ejes T y P en todas las estaciones, los cuales indican direcciones de extensión y contracción subordinadas, además de las direcciones “promedio” calculadas por el programa (*Fault Plane Solution*). Ver la ubicación de esta estación en la Figura 5.2.



**Figura 5.15.** Datos cinemáticos de las estaciones Llanc-10 y Llanc-4 correspondientes a fallas de segundo y tercer orden, respectivamente, del dominio NE-SO a NNE-SSO en la zona del puesto Llancaqueo. Ambas estaciones muestran una cinemática predominantemente transpresiva con una dirección de acortamiento predominante NO-SE. La estación Llanc-10 exhibe, además, una dirección de contracción subordinada NE-SO, definida por el agrupamiento de los ejes P en el cuadrante SO. Ver ubicación de estas estaciones en la Figura 5.2.

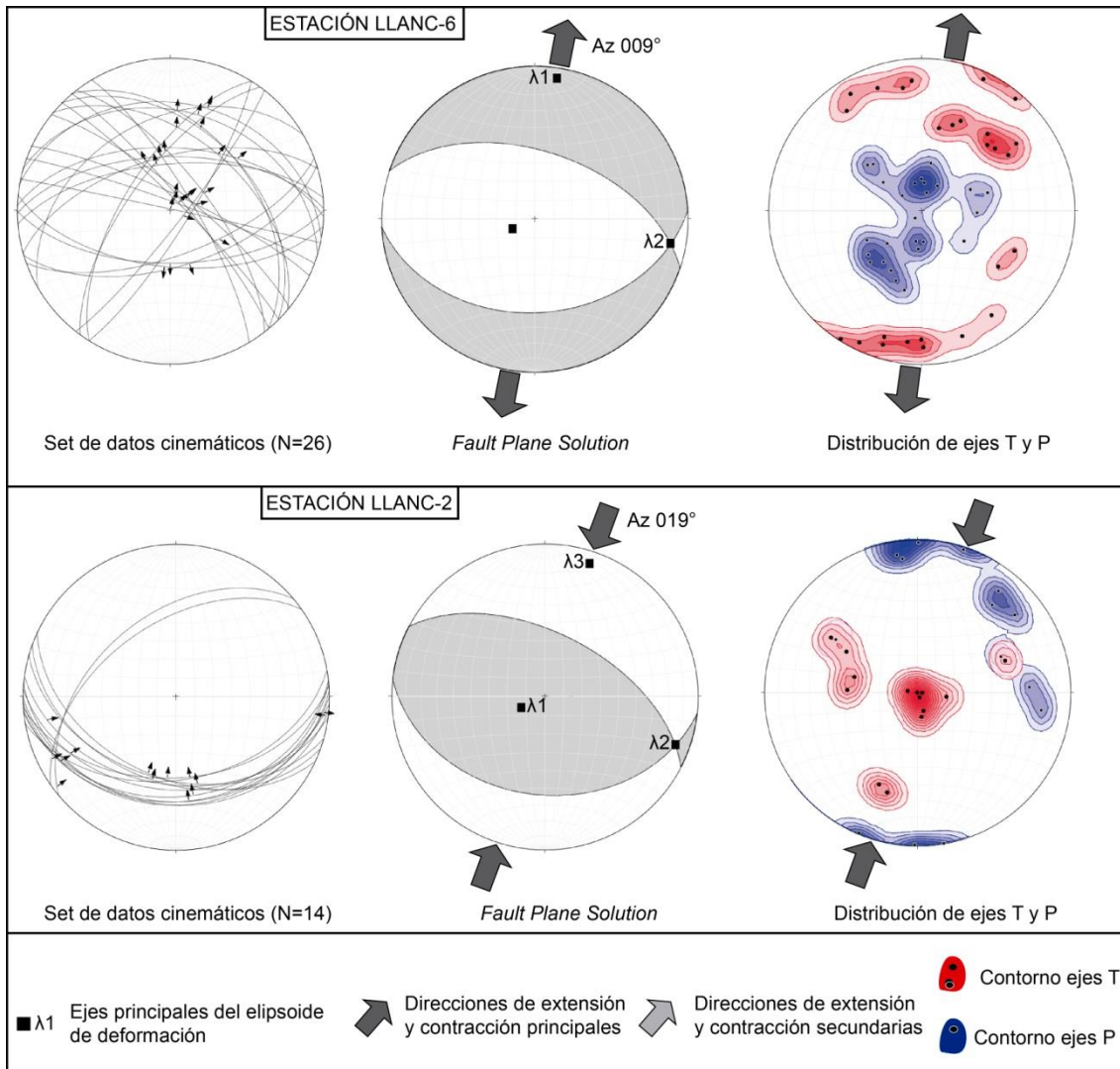


**Figura 5.16.** Datos cinemáticos de la estación CLM. El resultado único arrojado por el programa para el set total de datos de esta estación (*Fault Plane Solution*) exhibe una cinemática mayormente transtensional con una dirección de extensión dominante de azimuth 340°. Por otra parte, la distribución de los ejes T y P muestran un patrón de agrupamiento bimodal, indicando, además de la dirección de extensión NNO-SSE dominante arrojada por el programa, direcciones de extensión y de contracción subordinadas NE-SO. Ver ubicación de esta estación en la Figura 5.1.

Respecto del dominio NO-SE, se ha logrado caracterizar una falla de segundo orden de alto ángulo perteneciente al grupo G1, aflorante en el área del puesto Llancaqueo y se han obtenido datos de varias fallas de tercer orden del grupo G2. En la estación Llanc-6, la falla de segundo orden registra un régimen tectónico extensional, con el eje  $\lambda_1$  buzando  $7^\circ$  hacia el azimut  $009^\circ$ , el eje  $\lambda_2$  inclinado  $10^\circ$  hacia  $N100^\circ$  y el eje  $\lambda_3$  buzante  $77^\circ$  hacia  $N244^\circ$  (Fig. 5.17). La posición de los ejes indica una dirección de extensión NNE-SSO. En lo que concierne a las fallas de G2 (estaciones Llanc-2), muestran un régimen tectónico contraccional con los ejes  $\lambda_3$  y  $\lambda_2$  buzantes  $10^\circ$  y  $9^\circ$  hacia los azimut  $18^\circ$  y  $110^\circ$ , respectivamente; mientras que el eje  $\lambda_1$  buza  $75^\circ$  hacia  $N243^\circ$  (Fig. 5.17). Los datos pertenecientes al grupo G2 presentan un mejor agrupamiento de ejes T y P sin ser rotados.

Por otra parte, la aplicación del *fold test* a los datos provenientes de estaciones cinemáticas ubicadas en rocas con inclinaciones de los estratos muy variables, arrojó resultados diversos para las diferentes poblaciones cinemáticas. Por lo general, los datos que indican extensión y contracción plana N-S a NE-SO y NO-SE a ONO-ESE, respectivamente, exhiben un mejor agrupamiento de los ejes cinemáticos T y P luego de ser rotados a la posición anterior al basculamiento de los estratos; mientras que los datos que indican un régimen contraccional con dirección de acortamiento NE-SO muestran un mejor agrupamiento de los ejes T y P sin ser rotados. Esto significaría que las fallas que indican dichas direcciones de extensión y contracción plana se habrían originado con anterioridad a, o sincrónicamente con el basculamiento de los estratos, mientras que aquellas que indican un régimen contraccional con dirección de acortamiento NE-SO se habrían formado con posterioridad al basculamiento de las capas.





**Figura 5.17.** Datos cinemáticos de las estaciones Llanc-6 y Llanc-2, ubicadas en las zonas de daño de fallas del dominio NO-SE. La estación Llanc-6 corresponde a una falla de segundo orden de G1 y muestra una clara cinemática de carácter extensional con una dirección de extensión dominante de azimuth 009°. La estación Llanc-2 está ubicada en la zona de daño de una falla inversa de segundo orden del grupo G2 y muestra una cinemática contraccional con una dirección de acortamiento dominante de azimuth 019°. Nótese la consistencia con respecto a las soluciones únicas arrojadas por el programa, del patrón de agrupamiento de los ejes T y P. Ver ubicación de estas estaciones en la Figura 5.2.

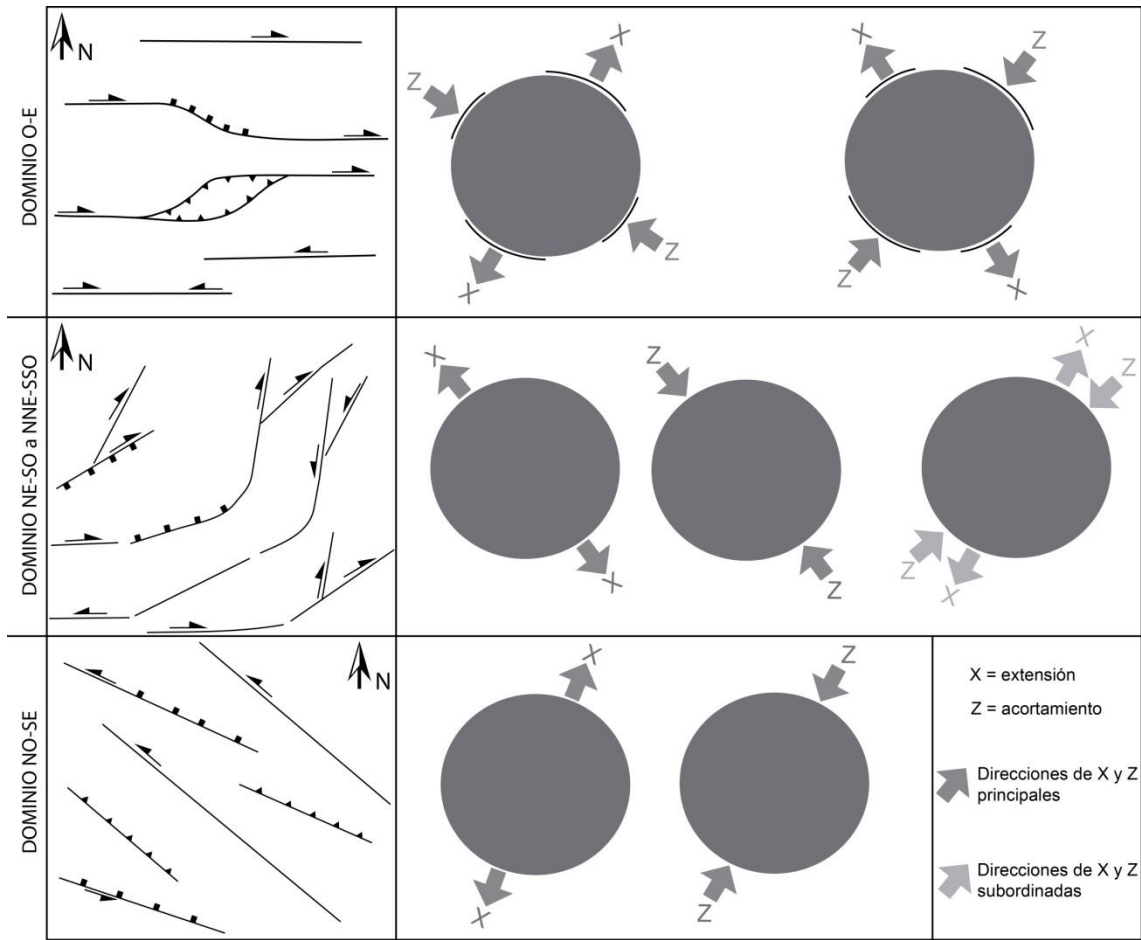
En síntesis, se realizó una caracterización cinemática de algunas de las fallas, mayormente de primer y segundo orden, que representan a cada uno de los dominios de fallas definidos en la zona de estudio (Fig. 5.18). Todas las fallas correspondientes al dominio O-E analizadas presentan direcciones dominantes

de extensión y contracción subhorizontales N-S a NE-SO y NO-SE, respectivamente. De manera subordinada, presentan direcciones de extensión subhorizontales NO-SE a NNO-SSE y contracción, también subhorizontales, NE-SO con variaciones al NNE-SSO y ENE-OSO. De manera particular, la falla Cerro La Laja, además de compartir con el resto de las fallas mayores las características mencionadas, registra una cinemática marcadamente extensional con una dirección de extensión N-S (azimut: 177°). La orientación de estas direcciones de extensión y contracción en relación con el rumbo general O-E de las fallas de este dominio, permite asignarles una cinemática extensional con una componente de rumbo predominantemente dextral y, de manera subordinada, sinistral.

Las fallas correspondientes al dominio NE-SO a NNE-SSO, presentan cinemáticas tanto extensionales/transtensionales como contraccionales/transpresivas con direcciones de extensión y contracción NO-SE. De manera subordinada, las fallas de este dominio presentan direcciones de extensión y contracción subhorizontales NE-SO.

Finalmente, las fallas del dominio NO-SE que pudieron ser caracterizadas registran regímenes tectónicos tanto extensionales como contraccionales con direcciones de extensión y contracción dominantes NNE-SSO y NE-SO, respectivamente.





**Figura 5.18.** Cuadro que sintetiza las características cinemáticas más sobresalientes de las fallas de primer y segundo orden de cada dominio. El dominio O-E registra dos poblaciones cinemáticas principales, de carácter mayormente transcurrente: la primera indica direcciones de extensión y contracción N-S a NE-SO y NO-SE, respectivamente; mientras que la segunda indica extensión y acortamiento en direcciones NO-SE a NNO-SSE y NNE-SSO a ENE-OSO, respectivamente. El dominio NE-SO a NNE-SSO registra regímenes tanto extensionales como contraccionales, con una dirección de extensión NO-SE, para el primero y una dirección de acortamiento NO-SE, para el segundo. De manera subordinada este dominio presenta direcciones de extensión y contracción NE-SO. Finalmente, el dominio NO-SE registra un régimen extensional con dirección de extensión NNE-SSO y un régimen contraccional con una dirección de contracción NE-SO a NNE-SSO.

### 5.3. DISCUSIÓN

#### 5.3.1. Utilidad del estudio de las fallas menores

El análisis cinemático de las fallas menores se utiliza para obtener información cinemática o dinámica de la deformación de una región determinada. Los datos utilizados para este estudio son la orientación de los planos de cizalla y sus vectores de deslizamiento, los cuales se obtienen a partir de la medición de fallas en el afloramiento. Cada uno de los datos medidos se considera como deformaciones internas y rotaciones finitas que brindan información sobre el tensor de velocidad de deformación (Twiss y Unruh 1998, Gapais *et al.* 2000). Este concepto utilizado en conjunto con la hipótesis cinemática de Marrett y Allmendinger (1990), permite determinar la orientación y la magnitud relativa de los ejes principales de velocidad de deformación obtenidos a partir de las concentraciones máximas de ejes de extensión (T) y de acortamiento (P) de un gran volumen de datos cinemáticos.

El análisis de las fallas menores es particularmente útil para discriminar y estudiar eventos tectónicos en ambientes estructurales complejos, como por ejemplo zonas de reactivación de debilidades previas, regiones que experimentaron varias etapas o fases de deformación o sectores internos de un depocentro extensional (Giambiagi *et al.* 2009, Bechis y Giambiagi 2010, Bechis *et al.* 2010). Por lo general, las fallas principales asociadas a un evento tectónico particular suelen sufrir reactivaciones o ser cubiertas en eventos deformacionales subsiguientes, mientras que las fallas de pequeña escala son menos susceptibles a experimentar reactivaciones, suelen ser más abundantes y se encuentran mejor expuestas en afloramiento (Homborg *et al.* 2002, Schlische *et al.* 1996). Considerando que las fallas menores se pueden aproximar a una deformación infinitesimal o incrementos finitos muy pequeños en la deformación, es decir que registran la deformación instantánea al momento de su formación, la comparación de los ejes T y P obtenidos para cada una de las fallas nos permitirá realizar deducciones sobre la deformación finita. La integración de los datos de fallas mayores (de primer y segundo orden) con los datos de fallas menores nos permitirá obtener conclusiones sobre las direcciones de extensión y contracción de una región.

Además, el estudio cinemático de fallas menores sirve para determinar la dirección de extensión y contracción de las fallas principales de una región

cuando no es posible la medición directa sobre estas y para determinar el patrón general de deformación (Sperner y Zweigel 2010). Esto es especialmente útil en regiones donde las fallas principales se encuentran cubiertas o experimentaron reactivaciones sucesivas, tal como ocurre en la región de Los Menucos, donde las fallas presentan desplazamientos kilométricos y están mayormente cubiertas, siendo muy escasas las evidencias de fallamiento en el terreno. En el área de estudio se logró obtener una buena cantidad de datos estructurales correspondientes a fallas menores asociadas a las zonas de daño a las fallas principales, lo cual permitió conocer su historia cinemática e inferir, en conjunto con otras estructuras como pliegues y fallas regionales citadas en la bibliografía, los eventos de deformación responsables de la configuración estructural de dicha área.

### **5.3.2. Integración de los datos de fallas de distintas escalas y pliegues**

En el área de estudio se reconocieron y se mapearon, cuando fue posible, fallas de diferentes escalas cuyas características geométricas y cinemáticas fueron señaladas más arriba. También se reconocieron pliegues de diferentes orientaciones desarrollados tanto en las rocas del Complejo Los Menucos como en la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo. A continuación se realizará una integración de las estructuras reconocidas en el área de estudio y se las comparará también con otras estructuras de la región de Los Menucos ya citadas en la bibliografía. La integración de los datos de fallas de diferentes escalas y los pliegues, permitió obtener conclusiones acerca de la evolución deformacional del área de estudio, como así también de las orientaciones y variaciones de las direcciones de extensión y contracción del campo de deformación regional.

Las fallas de primer y segundo orden presentes en el área de estudio se agruparon en tres dominios definidos según sus orientaciones dominantes: 1) O-E con variaciones ONO-ESE y ENE-OSO; 2) NE-SO a NNE-SSO y 3) NO-SE. En general, los tres dominios y, particularmente, los dominios 1 y 2 presentan una marcada heterogeneidad cinemática definida por patrones poli-modales de agrupamiento de los ejes de extensión (T) y contracción (P), indicando variaciones en sus direcciones de extensión y contracción. Las

características cinemáticas obtenidas a partir del análisis de fallas menores asociadas a las zonas de daño de las fallas principales, en general son coherentes con la cinemática observada para estas fallas en el terreno y en las imágenes satelitales. Con respecto a estas fallas de tercer y cuarto orden, si bien presentan un mayor grado de dispersión en cuanto a sus orientaciones en comparación con las de orden mayor, presentan rumbos y cinemáticas similares a estas.

La evaluación integral de las características geométricas y cinemáticas de las estructuras relevadas en el área de estudio, permitió establecer dos escenarios tectónicos diferentes en los cuales se habría originado el conjunto de estructuras analizado. Dichos escenarios estarían dominados por una tectónica transcurrente, caracterizada mayormente por fallas O-E, asociada a extensión y contracción en direcciones oblicuas a las fallas principales. En este sentido, las configuraciones tectónicas planteadas serían comparables con los modelos clásicos de extensión y contracción oblicuos o transtensión y transpresión, respectivamente (Harland 1971, van der Pluijijm y Marshak 2004, entre otros). Teniendo en cuenta estos modelos, se considera que en el área de estudio existen elementos estructurales que indican la existencia de un régimen tectónico transtensivo con direcciones de extensión y contracción subhorizontales NNE-SSO a NE-SO y ONO-ESE a NO-SE, respectivamente; y elementos que sugieren una posterior transpresión con una dirección de contracción dominante NE-SO.

***Estructuras relacionadas con transurrencia/transtensión dextral: extensión NE a NNE y contracción ONO a NO***

Las fallas del dominio O-E son regional y localmente las estructuras más representativas de la deformación transcurrente dextral. En el área de estudio, estas fallas registran direcciones de extensión y contracción subhorizontales N-S a NE-SO y NO-SE, respectivamente. La relación entre estas direcciones de extensión y contracción y el rumbo general de las fallas y la cinemática marcadamente dextral de las mismas, son compatibles con una tectónica transtensional dextrógira.

Por otra parte, tanto las fallas de alto ángulo del dominio NO-SE (grupo G1) como gran parte de las fallas de orientación NE-SO a NNE-SSO, también serían geométrica y cinemáticamente compatibles con un escenario tectónico transtensional dextrógiro. Las primeras exhiben una marcada cinemática sinistral y registran direcciones de extensión y contracción subhorizontal similares a las de las fallas O-E, las cuales son NNE-SSO y NO-SE, respectivamente. Estas fallas presentan orientaciones y características cinemáticas comparables con fracturas de cizalla secundarias respecto del dominio O-E, similares a las cizallas de Riedel ( $R'$ ). Además, se ha observado en el terreno que, algunas de estas fallas exhiben una componente de inclinación normal, las cuales podrían ser interpretadas como fallas normales perpendiculares a la dirección de extensión NE-SO.

Por su lado, gran parte de las fallas de orientación NNE-SSO a NE-SO, presentan características estructurales compatibles con fracturas conjugadas de aquellas correspondientes a G1. Son fallas predominantemente de alto ángulo con una cinemática dextral bien definida. Sin embargo, el análisis cinemático de algunas de las fallas que integran el dominio NNE-SSO a NE-SO muestran una notable heterogeneidad cinemática que indica regímenes tectónicos transtensionales y transpresivos con direcciones de extensión y contracción tanto NO-SE como NE-SO. Esta complejidad cinemática también fue observada en el terreno, donde estas fallas presentan cinemáticas dextral, dextral-normal o sinistral-inversa. Por este motivo, se interpretó que estas fallas corresponderían, en principio, a cizallas conjugadas de aquellas correspondientes a G1 y que la heterogeneidad cinemática que presentan podría estar reflejando episodios de reactivaciones en eventos de deformación subsiguientes (Marrett y Allmendinger 1990). Además, la dispersión de sus orientaciones desde NNE-SSO a NE-SO posiblemente esté relacionada con los efectos de la rotación (Hippolyte *et al.* 2012, Fernández y Díaz-Azpiroz 2022) en sentido horario generada por la deformación progresiva dextral de las fallas mayores O-E o podría estar vinculada a un posible control por parte de estructuras previas, probablemente correspondientes a estructuras penetrativas del basamento pre-Mesozoico. Este último punto será discutido más abajo.

Finalmente, la orientación de los pliegues de rumbo NE-SO, cuyas trazas axiales están ubicadas a 45°-55° con respecto a las fallas O-E y perpendiculares a la dirección de contracción NO-SE, permitiría interpretarlos como pliegues oblicuos relacionados con el escenario transtensional general. Esta interpretación es consistente con las contribuciones de Sanderson y Marchini (1984), quienes señalan la ocurrencia común de fallas inversas y pliegues ubicados de manera oblicua en relación a fallas transcurrentes.

### ***Estructuras indicando contracción/transpresión NE-SO***

Las fallas transcurrentes O-E registran, además de las direcciones de extensión relacionadas con transtensión plana en dirección NNE-SSO a NE-SO, direcciones de contracción subhorizontales NE-SO con variaciones NNE-SSO y ENE-OSO y de extensión subhorizontales NO-SE a NNO-SSE. Estas últimas orientaciones de las direcciones de extensión y contracción son compatibles con el desplazamiento en sentido sinistral observado en varias de estas fallas tanto en el área de estudio como en otros sectores de la región de Los Menucos, por ejemplo en la falla norte del sistema Piche. También se ha observado que es muy común la ocurrencia de dos juegos de estrías en un mismo plano que indican cinemáticas tanto dextrales como sinestrales. Esto sugiere que las fallas de orientación O-E, predominantemente dextrales, habrían experimentado reactivaciones con un sentido de movimiento sinistral. De esta manera, se interpreta que las relaciones existentes entre las direcciones de contracción NE-SO registradas en las fallas O-E, el rumbo general de dichas estructuras y los movimientos en sentido sinistral observados en estas fallas en varios lugares dentro y fuera del área de estudio, son compatibles con una tectónica transpresiva levógira asociada a un acortamiento general en dirección NE-SO con variaciones NNE-SSO y ENE-OSO.

En este sentido y tal como se mencionó anteriormente, la prueba de *fold test* aplicado a los datos cinemáticos de fallas menores, sugiere que los datos que indican extensión y contracción plana N-S a NE-SO y NO-SE a ONO-ESE, respectivamente, exhiben un mejor agrupamiento de los ejes cinemáticos T y P luego de ser rotados a la posición anterior al basculamiento de los estratos; mientras que los datos que indican un régimen contraccional con dirección de

acortamiento NE-SO muestran un mejor agrupamiento de los ejes T y P sin ser rotados. Esto indicaría que las fallas relacionadas a transtensión con extensión N-S a NE-SO serían anteriores a los movimientos y estructuras que indican acortamiento oblicuo en dirección NE-SO.

Considerando estas relaciones temporales relativas, las direcciones de contracción NE-SO y de extensión NO-SE registradas en las fallas del dominio NE-SO a NNE-SSO, constituirían una evidencia de la reactivación de estas estructuras, formadas previamente, durante la transpresión con acortamiento NE-SO. Otra evidencia de esto es la complejidad cinemática que presentan estas estructuras en el terreno, donde exhiben sentidos de movimiento variables entre dextral, dextral-normal, u ocasionalmente sinistral o sinistral-inverso. En este sentido, las orientaciones de estas fallas, formadas previamente durante la deformación transtensional, con respecto a la dirección de acortamiento general NE-SO, habrían favorecido sus reactivaciones según una cinemática dextral y dextral-normal. Esta situación también explicaría las direcciones de extensión NO-SE registradas en algunas fallas del dominio NE-SO a NNE-SSSO.

Por otro lado, el análisis cinemático de las fallas inversas de bajo ángulo del dominio NO-SE (grupo G2) indica un régimen contraccional con una dirección de contracción horizontal NE-SO. La geometría de estas fallas y la consistencia en sus características cinemáticas permiten interpretarlas como fallas de neoformación asociadas a una dirección de acortamiento NE-SO. Además, se han reconocido, ocasionalmente, evidencias de inversión tectónica positiva en algunas de las fallas del grupo G1 del dominio NO-SE, específicamente en aquellas con buzamientos menores a 60°. Por ejemplo, se reconocieron estrías de inclinación asociadas a movimientos inversos cortando estrías relacionadas a movimientos levógiros. Estas evidencias de inversión positiva parcial de algunas de las fallas sinistral de rumbo NO-SE, son consistentes con la tectónica transpresiva con acortamiento en dirección NE-SO que aquí se postula.

Otras estructuras que indicarían un acortamiento regional oblicuo en dirección NE-SO son algunos de los pliegues de orientación NO-SE a ONO-ESE,



reconocidos en el área de estudio. En el sector del puesto Llancaqueo, estos pliegues serían el antiforme Chacay sur, el sinforme Cerro Choique y el sinclinal Llancaqueo. El antiforme Chacay sur tiene una orientación ONO-ESE, la cual es algo diferente al rumbo general NO-SE del resto de los pliegues. Esto podría deberse a la rotación en sentido antihorario generada por la deformación progresiva asociada con la transpresión NE-SO.

Por otra parte existen otras estructuras en la región de Los Menucos, citadas en la bibliografía, que *a priori* presentan compatibilidad geométrica y cinemática con un acortamiento en dirección NE-SO. Una de estas es el sinforme Piche (Giacosa *et al.* 2005), el cual presenta un rumbo NO-SE, similar a la orientación general de los pliegues presentes en el área del puesto Llancaqueo (Fig. 4). Si bien el sinforme Piche fue interpretado por Giacosa *et al.* (2005, 2007) como un pliegue de arrastre relacionado con los movimientos de la falla que limita el bloque austral de la depresión del Piche, no se descarta la posibilidad de que pueda tener alguna relación genética con las estructuras que indican contracción NE-SO. Otra estructura que podría estar relacionada con esta contracción NE-SO es la falla Lenzaniyeu, descrita por Giacosa *et al.* (2007) (Fig. 4). Dichos autores señalaron una marcada componente de inclinación para esta falla, la cual expone la base de la secuencia volcano-sedimentaria del Complejo Los Menucos apoyando sobre el basamento. Estos autores también advirtieron sobre posibles procesos de inversión tectónica positiva en toda la región y particularmente en inmediaciones de la falla Lenzaniyeu, relacionados con la compresión andina. En este sentido, tanto el rumbo general NO-SE como la cinemática sinistral – inversa definida por Giacosa *et al.* (2007) para la falla Lenzaniyeu, serían compatibles con una tectónica transpresiva con acortamiento en dirección NE-SO.

### **5.3.3. Posible control de las estructuras del basamento pre-Mesozoico en la deformación**

Giacosa *et al.* (2005) señalaron que la deformación transcurrente de fallas O-E de la región de Los Menucos, tuvo un control importante de estructuras paleozoicas. Esta postulación es consistente con las observaciones realizadas por otros investigadores en relación a las orientaciones de las estructuras que

constituyen la fábrica de basamento pre – Mesozoico de la región de Los Menucos – La Esperanza, algunas de las cuales coinciden con la orientación de las estructuras de rumbo O-E analizadas por Giacosa *et al.* (2005, 2007). Por ejemplo, Labudía y Bjerg (1994) indicaron que en el sector ubicado al norte del bajo de Lenzaniyeu, las rocas metamórficas de bajo grado correspondientes al basamento cámbrico temprano de la Formación Colo Niyeu, tienen una estructura planar de orientación O-E e inclinaciones de 20° al S. También, Martínez Dopico *et al.* (2017) reportan una foliación metamórfica para dicha unidad, de rumbo O-E e inclinaciones de 20°-70° al S, en una zona ubicada inmediatamente al sur del *pull-apart* Piche. Por su parte, Cucchi *et al.* (2001) advirtieron que en inmediaciones del puesto Sánchez, la fábrica planar de la Formación Colo Niyeu tiene una actitud N60°-65°E con inclinaciones de 80°-85° al SO. Finalmente, Lema *et al.* (2009), señalaron que la fábrica interna de la Granodiorita Prieto, en inmediaciones de la estancia La Esperanza, está caracterizada por delgadas fajas de cizalla dúctil de rumbo N20°-30°E.

En lo que respecta al área de estudio, se reconocieron y describieron estructuras con orientaciones coincidentes con la actitud de algunas de las estructuras del basamento pre- Mesozoico. Por ejemplo, el rumbo del dominio de fallas O-E es consistente con la orientación de la foliación metamórfica de la Formación Colo Niyeu, reportada por Labudía y Bjerg (1994) y Martínez Dopico *et al.* (2017). Por su parte, el dominio de fallas NE-SO a NNE-SSO es consistente en cuanto a sus orientaciones y ángulos de inclinación con la actitud de la fábrica planar de las rocas de la Formación Colo Niyeu señalada por Cucchi *et al.* (2001) para la zona del puesto Sánchez y con la orientación de las fajas de cizalla dúctil que caracterizan la fábrica interna de la Granodiorita Prieto en inmediaciones de la estancia La Esperanza (Lema *et al.* 2009). Además, esta orientación NE-SE a NNE-SSO de varias de las fallas presentes en el área de estudio y en toda la región de Los Menucos también es consistente con el rumbo NE-SO de algunas de las estructuras pertenecientes a la fábrica metamórfica de las unidades del basamento paleozoico aflorantes en las zonas de Valcheta y Nahuel Niyeu, en el sector nororiental del Macizo Norpatagónico (Caminos y Llambías 1984, Chernicoff y Caminos 1996, Giacosa 1999, von Gosen 2003). Con respecto a las estructuras de rumbo NO-

SE reconocidas en el área de estudio, no existen en la literatura geológica antecedentes de estructuras correspondientes al basamento pre – Mesozoico de la región de Los Menucos – La Esperanza que tengan orientaciones similares a estas. Sin embargo, en el sector nororiental del Macizo Norpatagónico, principalmente en la zona de Aguada Cecilio, Valcheta y Yaminué, se han descrito estructuras paleozoicas orientadas según un rumbo NO-SE (Caminos y Llambías 1984, Chernicoff y Caminos 1996, Giacosa 1999, von Gosen 2003).

De lo dicho anteriormente se puede inferir que la deformación presente en el área de estudio y en la región de Los Menucos, en general, habría estado condicionada por estructuras del basamento pre-Mesozoico. El mayor control ejercido por las estructuras previas habría sido la influencia en las orientaciones de las principales fallas aflorantes en la región de Los Menucos, sobre todo de aquellas orientadas según un rumbo O-E. Por otra parte, si bien las fallas de los dominios NO-SE y NNE-SSO a NE-SO presentan características geométricas y cinemáticas compatibles con cizallas secundarias del modelo de Riedel, no se descarta que la generación de dichas cizallas secundarias haya estado favorecida por las orientaciones de estructuras de basamento previas.

## CAPÍTULO 6

### DISCUSIÓN

En el presente capítulo se abordarán las discusiones referentes a los dos bloques temáticos más importantes de esta tesis: la estratigrafía y la geología estructural del área de estudio y de la región de Los Menucos, en general.

#### 6.1. ESTRATIGRAFÍA

##### 6.1.1. CONSIDERACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD

###### *Propuesta estratigráfica*

Las rocas aflorantes en las inmediaciones del puesto Llancaqueo han sido incluidas en diversas unidades: Formación Los Menucos (Stipanovic *et al.* 1968), Grupo Los Menucos (Labudía *et al.* 1995) y Complejo Los Menucos (Cucchi *et al.* 2001). En esta contribución y bajo la denominación informal de sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, se propone separar las rocas volcanoclásticas y volcánicas del área tipo Llancaqueo de las unidades mencionadas. Esta separación se fundamenta en sus relaciones estratigráficas, espesores, contenido fosilífero y edad. El estudio de otras rocas con similares características que afloran en varios sectores de la región, permitirá, eventualmente, una designación de carácter formal.

En cuanto a sus relaciones estratigráficas, la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo se apoya en discordancia angular y erosiva sobre las rocas volcánicas y volcanoclásticas del Complejo Los Menucos de edad pérmica-triásica temprana (Falco *et al.* 2018, Luppó *et al.* 2018). Las huellas de *Pentasauropus* provenientes de los niveles volcanoclásticos aflorantes en la localidad tipo puesto Llancaqueo fueron asignadas al Triásico Superior por Citton *et al.* (2018), por comparación con la edad de otras unidades estratigráficas que contienen *Pentasauropus* en Sudáfrica y Estados Unidos, lo cual permitiría considerar una posible edad triásica tardía para la secuencia

volcano-sedimentaria Llancaqueo. La edad asignada a las huellas provenientes del área de estudio, es consistente con la edad del registro global más representativo del icnogénero *Pentasauropus*, el cual está asociado a rocas del Triásico Superior (Olsen y Galton 1984, Lockley y Hunt 1995, Gaston *et al.* 2003, Marsicano y Barredo 2004, Domnanovich 2008, Sciscio *et al.* 2017, Citton *et al.* 2018, entre otros), a excepción de las huellas presentes en rocas del Triásico Medio pertenecientes a la Formación Cerro de las Cabras (Tassi *et al.* 2015, Lagnaoui *et al.* 2019). En el caso de las huellas aflorantes en el puesto Llancaqueo, indicarían una edad similar a los  $211 \pm 1$  Ma calculados por Falco *et al.* (2018), mediante el método U-Pb, para una ignimbrita ubicada en el cerro La Mina, un área cercana a la localidad tipo puesto Llancaqueo, donde aflora una sucesión de rocas muy parecidas y probablemente equivalentes a las aquí tratadas. Por su parte, Lema *et al.* (2008) obtuvieron una edad por isocrona Ar-Ar, de  $206,9 \pm 1,2$  Ma, para un pórfiro monzonítico cuarzoso aflorante en inmediaciones del cerro La Laja y puesto Cuya, áreas próximas al puesto Llancaqueo. Los estudios de estos últimos autores dan cuenta de la existencia de un magmatismo en la región de Los Menucos, cuya edad sería consistente con la edad triásica tardía señalada por Citton *et al.* (2018) para las huellas de *Pentasauropus* presentes en las rocas del área tipo del puesto Llancaqueo. Esto permitiría considerar, tentativamente, que las rocas volcánicas y volcanoclásticas aflorantes en el área de estudio podrían estar relacionadas temporal y espacialmente con el magmatismo triásico tardío referido por Lema *et al.* (2008).

Aparte del área tipo aquí estudiada, se reconocieron evidencias estratigráficas y estructurales de campo y satelitales, que permitieron identificar la discordancia que separa estos dos grupos de roca en otras localidades aledañas a Los Menucos (Fig.4.1b). Tal es el caso de los cerros La Laja y La Mina, así como otras dos zonas ubicadas a unos pocos kilómetros al noroeste y suroeste de dicha localidad. En todos estos lugares, la discordancia está desplazada por fallas de rumbo O-E con variaciones NE-SE y NO-SE (Fig.4.1b y c). El reconocimiento de esta discordancia en estos sectores, permite estimar la forma y dimensiones de la cuenca, la cual ocuparía un área de unos 450 km<sup>2</sup> y tendría una morfología elongada, con el eje mayor orientado según un rumbo

NE-SO a NNE-SSO, paralelo a la orientación preferencial de la discordancia que separa la base de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo del Complejo Los Menucos (Fig.4.1b).

Además de las diferencias geocronológicas entre la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo y las rocas del Complejo Los Menucos, existen fuertes contrastes en cuanto a sus espesores y el contenido fosilífero. Con respecto a los espesores medidos en el complejo, Lema *et al.* (2005) reconocieron una potencia mínima de 2 km para una secuencia homoclinal de rumbo NE, en la que no se registran repeticiones tectónicas, aflorante en la zona del puesto Mansilla, al sur del límite austral del sistema de fallas El Piche. Dicho espesor mínimo calculado en el complejo contrasta significativamente con los 368 m de potencia reconocidos en la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo. Otro rasgo distintivo del Complejo Los Menucos es la presencia de la facies filoniana de composición riolítica, la cual se encuentra muy bien representada por numerosos enjambres de diques, ubicados sobre todo en el sector occidental y noroccidental del complejo (Lema *et al.* 2008). En cercanías al puesto Llancaqueo y cerro La Laja, los diques riolíticos conforman enjambres longitudinales de rumbo N-S o E-O que están alojados exclusivamente en las rocas del Complejo Los Menucos, sin afectar a las rocas aquí tentativamente asignadas al Triásico Superior (Fig.4.1b y c). En cuanto al contenido fosilífero del complejo, se encuentran intercalados en la secuencia volcánica niveles sedimentarios portadores de la flora *Dicroidium* (Artabe 1985a, 1985b) y del icnogénero *Dicynodontipus* (Melchor y de Valais 2006, Citton *et al.* 2021), mientras que las rocas sedimentarias aflorantes en el puesto Llancaqueo contienen las antes mencionadas icnitas denominadas *Pentasauropus* presuntamente pertenecientes al Triásico Superior (Citton *et al.* 2018).

### **Correlaciones regionales**

La edad triásica tardía propuesta para la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, orienta nuestra búsqueda de correlaciones regionales hacia las secuencias piroclásticas, volcánicas y epiclásticas que conforman el Ciclo Precuyano o sus equivalentes laterales en la cuenca Neuquina.

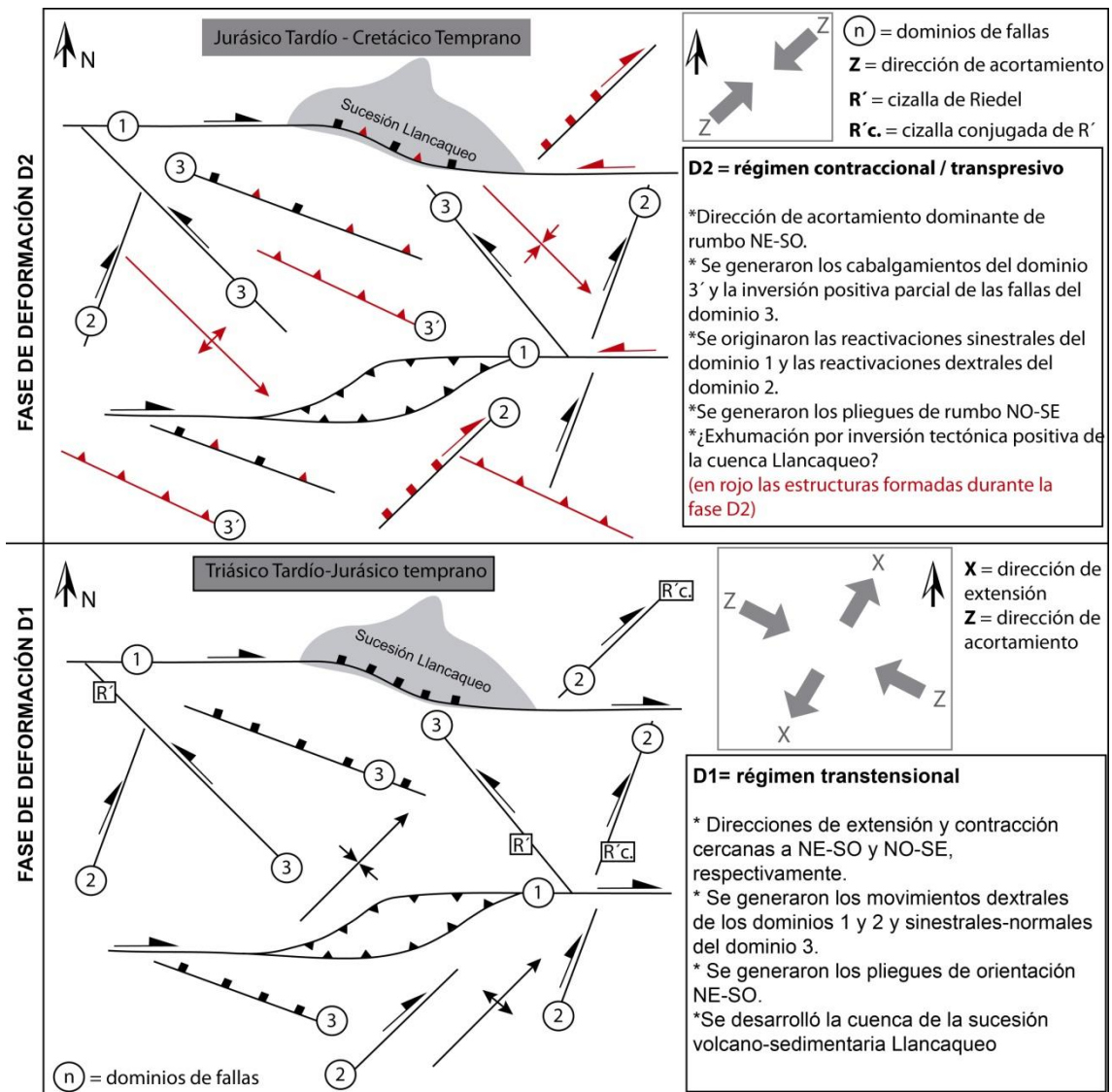
El Ciclo Precuyano definido por Gulisano (1981), de uso común en la jerga estratigráfica de la cuenca Neuquina, reúne un grupo de unidades identificadas litoestratigráficamente como Formaciones Remoredo, Sañicó, Piedra del Águila, Lapa, Ñireco, Cordillera del Viento, entre otras, cuyos rasgos comunes son su geometría en cuña, sus variaciones de espesor en cortas distancias y su compleja naturaleza volcanoclástica (Carbone *et al.* 2011). La mayoría de las unidades mencionadas comparten varias características litológicas con la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, dado que, al igual que éstas, aquellas están compuestas por areniscas, conglomerados, pelitas, tobas, rocas volcánicas mesosilícicas con diques y cuerpos subvolcánicos asociados, coladas andesítico-dacíticas y depósitos piroclásticos riolíticos, con espesores que varían entre 86 y 1300 m (Fossa Mancini 1937, Lambert 1946, Zöllner y Amos 1955, 1973, Gulisano y Pando 1981, Lanés y Salani 1998, Morel *et al.* 2000, Leanza *et al.* 2005, D'Elía y Franzese 2005, Franzese *et al.* 2007, D'Elía 2010, Spalletti *et al.* 2010, entre otros). Los afloramientos pertenecientes al Ciclo Precuyano más cercanos al área de estudio son aquellos ubicados en la zona aledaña a Piedra del Águila, en el sudeste de la provincia de Neuquén y referidos como Formación Sañicó por Galli (1953, 1969). Estos depósitos fueron estudiados primeramente por Gulisano y Pando (1981) y luego por D'Elía (2010) y D'Elía *et al.* (2012), quienes describen un conjunto de rocas de edad triásica tardía-jurásica temprana caracterizado por aglomerados volcánicos, tobas, ignimbritas con textura fluidal, coladas andesíticas a riolíticas y depósitos sedimentarios, que constituiría el relleno de depocentros de *rift* controlados por fallas normales (D'Elía *et al.* 2012). Con respecto a la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, si bien no se ha identificado claramente en el terreno evidencias de deformación sinsedimentaria, su probable edad triásica tardía y sus características litológicas, similares a las atribuidas a la Formación Sañicó por los autores mencionados, indicarían su equivalencia con las rocas pertenecientes al Ciclo Precuyano de la cuenca Neuquina.

## **6.2. ESTRUCTURA**

### **6.2.1. Fases de deformación**



A partir de la evaluación integral de: 1) las características geométricas y cinemáticas de las diferentes estructuras en sus diversas escalas, reconocidas en el área de estudio; 2) las características de las estructuras regionales presentes en la región de Los Menucos y citadas en la literatura geológica y considerando la posible influencia ejercida por la fábrica de basamento pre-Mesozoico en esta deformación, se postula que el conjunto de estructuras analizado en esta tesis, se habría formado en, al menos, dos fases de deformación sucesivas (D1 y D2) (Fig. 6.1). Estas fases de deformación fueron recientemente propuestas por Vera *et al.* (2022). Siguiendo los criterios cinemáticos de Marrett y Allmendinger (1990) se infiere, en principio, que la marcada heterogeneidad cinemática que presentan las fallas de primer y segundo orden pertenecientes a los dominios principales, posiblemente se deba a una superposición de episodios de deformación diferentes y sucesivos, a reactivaciones de estructuras o debilidades previas o a una combinación de ambas situaciones. Como ya se mencionó anteriormente, dicha complejidad cinemática presente en las fallas principales guarda compatibilidad con la geometría y cinemática de otras estructuras locales y regionales como fallas y pliegues.



**Figura 6.1.** Cuadro que resume la evolución estructural del Triásico - Cretácico del área de estudio, confeccionado en base a la integración de las estructuras en sus distintas escalas. Referencias: 1 (dominio O-E), 2 (dominio NE-SO a NNE-SSO), 3 (dominio NO-SE; fallas sinistresales/normales de alto ángulo), 3' (dominio NO-SE; fallas inversas de bajo ángulo).

### **Fase de deformación D1**

Esta fase estaría relacionada con un régimen tectónico transtensional dextral asociado a direcciones de extensión N-S a NE-SO y contracción NO-SE a ONO-ESE (Fig. 6.1). Durante esta fase de deformación se habrían originado las grandes fallas dextrales de rumbo O-E que caracterizan el área de estudio y la región de Los Menucos, en general. Asociadas a las fallas O-E se habrían

originado las fallas sinestrales y normales del dominio NO-SE. De estas últimas, las primeras (sinestrales) presentan orientaciones y características cinemáticas comparables con fracturas de cizalla de segundo orden respecto del dominio O-E, similares a las cizallas de Riedel ( $R'$ ); mientras que las segundas (normales) corresponderían a fallas normales perpendiculares a la dirección de máxima extensión promedio (NNE-SSO). Por su parte, las fallas del dominio NE-SO a NNE-SSO son geométrica y cinemáticamente compatibles con fracturas conjugadas de aquellas correspondientes al dominio NO-SE y se habrían originado también durante esta fase de deformación. En asociación con las fallas de los dominios principales, se habrían originado los pliegues de rumbo NE-SO, los cuales corresponderían a pliegues oblicuos relacionados con la tectónica transtensional.

La fase de deformación D1 aquí propuesta es consistente con los resultados obtenidos por Giacosa *et al.* (2007), quienes proponen que la tectónica transcurrente de la región de Los Menucos responde a un régimen de extensión oblicua, asociada a una dirección de extensión cercana a NE-SO.

### ***Fase de deformación D2***

Por otra parte, D2 tendría un carácter transpresivo sinistral y estaría vinculada a un acortamiento general en dirección NE-SO con variaciones NNE-SSO a ENO-OSO (Fig. 6.1). Durante esta fase de deformación se habrían originado las fallas inversas de bajo ángulo de inclinación del dominio NO-SE (grupo G2) y la inversión positiva parcial de las fallas NO-SE del grupo G1. También durante esta fase deformacional se habrían producido las reactivaciones sinestrales y dextrales de varias de las fallas de los dominios O-E y NE-SO a NNE-SSO, respectivamente.

Finalmente, otras estructuras presentes en la región de Los Menucos como el sinforme Piche y la falla Lenzaniyeu (Giacosa *et al.* 2005, 2007), presentan en principio compatibilidad geométrica y cinemática con la orientación de las direcciones de contracción y extensión de la fase de deformación D2, por lo cual se infiere que la evolución de dichas estructuras podría estar vinculada con D2.

Las fases de deformación D1 y D2 habrían actuado sobre una importante estructuración previa definida por las estructuras penetrativas del basamento paleozoico, la cual habría condicionado la deformación posterior de las rocas mesozoicas. Esto habría favorecido que gran parte de la deformación presente en la región de Los Menucos se localice principalmente en las grandes fallas transcurrentes O-E generando los desplazamientos kilométricos descritos. También, es posible que la marcada heterogeneidad cinemática que caracteriza a las fallas de los dominios principales presentes en el área de estudio, sobre todo los dominios O-E y NE-SO a NNE-SSO, esté relacionada con la reactivación sucesiva de estructuras de basamento pre-existentes, las cuales habrían actuado como zonas de debilidad durante las fases de deformación subsiguientes (Marrett y Allmendinger 1990, Tron y Brun 1991, Morley 1999, Clifton *et al.* 2000, Morley *et al.* 2004, Bellahsen *et al.* 2006, entre otros).

### **6.2.2. Relación entre deformación – sedimentación – magmatismo**

En el área de estudio se reconocieron elementos que indicarían una vinculación temporal y genética entre la depositación de las rocas triásicas superiores de la sucesión volcano – sedimentaria Llancaqueo y la actividad de las fallas. Por ejemplo, como se mencionó en la caracterización geométrica, en el área del puesto Llancaqueo se reconocieron evidencias estructurales, sedimentológicas y estratigráficas que permiten inferir que la falla Cerro La Laja habría ejercido un control activo en la sedimentación de los depósitos que integran la sucesión volcano – sedimentaria Llancaqueo. Además, en esta misma área se reconocieron cuerpos ígneos intrusivos pertenecientes a la sucesión Llancaqueo emplazados de manera sincrónica con la actividad de las fallas (Vera *et al.* 2022). También, en el bloque nororiental de la falla Cerro La Laja, se advirtió la presencia de fallas normales sindepositacionales de tercer y cuarto orden y rumbo predominantemente NO-SE, que presentan estratos de crecimiento en sus bloques colgantes.

Por otro lado, es destacable la orientación preferencial NE-SO a NNE-SSO de la cuenca que contiene los depósitos de la secuencia volcano-sedimentaria Llancaqueo. Esta orientación de la cuenca es coincidente con el rumbo de las

fallas que integran el dominio NE-SO a NNE-SSO en la región de Los Menucos y con algunas de las estructuras penetrativas del basamento pre-Mesozoico tanto de la región de Los Menucos como de otros sectores del Macizo Norpatagónico. Una de las estructuras más importantes de rumbo NE-SO es el lineamiento que Rosenman (1975) y Corbella (1975) denominaron falla Aguada de Guerra Sierra Colorada, el cual atraviesa el área de estudio y está ubicado preferencialmente en cercanías del borde nororiental de la cuenca, en inmediaciones de los cerros La Mina y La Laja. En la estación cinematográfica CLM1, muy cerca de este lineamiento, se obtuvieron direcciones de extensión variables entre NO-SE y N-S a NE-SO. Estas direcciones de extensión, NO-SE combinada con aquellas orientadas según un rumbo N-S a NE-SO, podrían indicar que el lineamiento Aguada de Guerra – Sierra Colorada se trataría de una falla con un desplazamiento oblicuo normal – dextral. Si bien no se identificaron elementos estratigráficos que indiquen una relación genética entre este lineamiento y las rocas de la secuencia Llancaqueo, la similitud entre la orientación general de la cuenca y el rumbo de esta estructura permitiría inferir que esta última podría haber ejercido un control estructural activo sobre aquella. Teniendo en cuenta esta posibilidad y considerando que la mayor parte de los afloramientos de la sucesión Llancaqueo se encuentran al SE del lineamiento, se interpretó que esta estructura podría corresponder a una falla normal-dextral con inclinación al SE. Por otro lado, Giacosa *et al.* (2005, 2007) señalan la presencia subsuperficial de una anomalía magnética lineal de rumbo NE-SO, la cual, en el área del puesto Llancaqueo, es coincidente con la falla Llancaqueo de idéntico rumbo. La orientación de esta anomalía también coincide con el rumbo general NE-SO de la cuenca Llancaqueo.

En síntesis, en base a lo expuesto anteriormente, se interpretó que existe una vinculación temporal y genética entre el desarrollo de la cuenca que contiene los depósitos de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo y la actividad de las fallas que caracterizan el área de estudio. También se infiere que el desarrollo de la secuencia Llancaqueo habría ocurrido principalmente durante la fase de deformación D1, ya que las estructuras representativas de la fase D2 cortan tanto a las rocas de dicha secuencia como a las fallas y pliegues correspondientes a D1.

### 6.2.3. Edad de la deformación

Giacosa *et al.* (2007) señalaron la existencia de evidencias que indican que la actividad de las fallas de la región de Los Menucos estaría temporalmente vinculada con el desarrollo del Complejo Los Menucos, de edad permo-triásica. Como se mencionó en el Capítulo 3, algunas de estas evidencias son: la presencia de intrusivos alojados a lo largo de las trazas de falla y en varios casos foliados paralelamente a dichas trazas (ej. fallas Lagunitas y cerro La Laja); afloramientos de lavas en los bajos estructurales asociados a zonas dilatantes como la depresión Las Lagunitas y el *pull apart* Piche; la presencia de sedimentitas clásticas con alta concentración de conglomerados en el interior del *pull apart* Piche (Corbella 1973, Cucchi *et al.* 2001); la presencia de un espesor kilométrico de rocas volcano-sedimentarias al este de la falla Lenzaniyeu, en su intersección con el borde sur del sistema de fallas Piche, entre otras.

Recientemente Falco *et al.* (2021), realizaron estudios geocronológicos según el método U-Pb en circones detríticos de las rocas clásticas aflorantes en el interior del *pull apart* Piche, previamente señaladas por Corbella (1973) y Cucchi *et al.* (2001), las cuales estarían temporalmente vinculadas con la evolución de la depresión estructural Piche (Giacosa *et al.* 2007). Estos estudios arrojaron una edad máxima de depositación de 185 Ma para dichas rocas sedimentarias.

Por otra parte, como se señaló en los capítulos 4 y 5, las fallas O-E de la región de Los Menucos, cortan y desplazan a las rocas de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, aflorante en los cerros La Laja y La Mina y en inmediaciones del puesto Llancaqueo, la cual fue asignada al Triásico Superior (Vera *et al.* 2022). Además, tal como se describió en el Capítulo 5 y se mencionó en el apartado “Relación entre deformación – sedimentación – magmatismo”, existen evidencias que sugieren una vinculación genética y temporal entre las fallas reconocidas en el área de estudio y los depósitos sedimentarios y volcánicos de la sucesión Llancaqueo. Por su parte y en concordancia con estas observaciones, Vera *et al.* (2022) señalaron que los cuerpos intrusivos del Triásico Superior pertenecientes a dicha sucesión se

habrían emplazado de manera sintectónica con respecto de la actividad de las fallas aflorantes en inmediaciones del puesto Llancaqueo.

Con respecto a las rocas cretácicas y cenozoicas de la región, no presentan evidencias de deformación tectónica importante (Giacosa *et al.* 2007, Lema *et al.* 2009). Sin embargo, la presencia de *necks* basálticos cenozoicos alojados en algunos tramos de las fallas, indican una reactivación local de las fallas, generada por presión magmática, lo que implica fracturación extensional local (Giacosa *et al.* 2007).

En conclusión, la relación temporal y genética existente entre algunos de los elementos del Complejo Los Menucos y las fallas O-E de la región de Los Menucos, indica que estas se habrían originado conjuntamente con el desarrollo del complejo durante el permo-triásico. Por otro lado, las evidencias de deformación sincrónica con la depositación y el emplazamiento de la secuencia volcano-sedimentaria Llancaqueo de probable edad triásica tardía y la edad jurásica temprana de las rocas sedimentarias clásticas posiblemente vinculadas con la evolución del *pull apart* del sistema de fallas el Piche, indican que varias de las fallas presentes en el área de estudio y en la región de Los Menucos, habrían focalizado la deformación transtensiva correspondiente a la fase D1, durante el Triásico Tardío – Jurásico Temprano. También estas falla habrían localizado parte de la deformación transpresiva de la fase D2 durante el Jurásico Tardío – Cretácico Temprano (Vera *et al.* 2022), tal como lo indican las estructuras asignadas a esta fase y la ausencia de signos de deformaciones tangenciales de importancia tanto en rocas cretácicas tardías como cenozoicas.

#### **6.2.4. Consideraciones regionales**

Como se mencionó más arriba, la probable edad triásica tardía de las rocas que integran la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, permitieron establecer similitudes entre estas y las rocas pertenecientes al Precuyano de la cuenca Neuquina. Las rocas del ciclo Precuyano (Triásico Superior – Jurásico Inferior) constituye el registro estratigráfico más representativo, en el dominio de la cuenca Neuquina, de la fase de deformación extensional que afectó gran



parte del norte de la Patagonia (Franzese y Spalletti 2001, Benedini *et al.* 2022) durante el intervalo Triásico Medio – Jurásico Temprano. La evolución tectono-estratigráfica del ciclo Precuyano estuvo enmarcada en un régimen de extensión generalizado de rumbo predominante NE-SO con variaciones NNE-SSO y ENE-OSO (Franzese *et al.* 2006, 2007, Llambías *et al.* 2007, Muravchik *et al.* 2008, Giambiagi *et al.* 2009, Bechis *et al.* 2009, 2014, 2020, Cristallini *et al.* 2009, D'Elia *et al.* 2012, Hernández *et al.* 2015, 2022, entre otros).

La estructuración más importante referente al ciclo Precuyano registrada en el sector rionegrino de la cuenca Neuquina está caracterizada por fallas normales de rumbo predominantemente NO-SE a ONO-ESE que controlan hemigrabenes de dimensiones kilométricas (Cristallini *et al.* 2009, García 2015). Las formaciones Los Molles y Lajas, ubicadas en la base y parte media del Grupo Cuyo, inmediatamente por encima de los depósitos precuyanos, también presentan evidencias de actividad extensional sincrónica con la sedimentación, asociadas a las estructuras precuyanas. Esta deformación fue particularmente observada por Roberts González (2018) inmediatamente al oeste del sector de estudio propuesto, en el bloque sísmico Estación Fernández Oro, donde está vinculada a la falla Río Negro. Este autor describe un importante control estructural por parte de dicha falla sobre la sedimentación de los depósitos que integran las unidades basales del Grupo Cuyo. La falla Río Negro se habría generado como una zona de fallas normales de rumbo ONO-ESE en un contexto de extensión generalizada durante el Triásico Tardío – Jurásico Temprano (Orchuela y Ploszkewicz 1984, García 2015). Estas estructuras constituyen el límite sur de importantes hemigrabenes rellenos por los depósitos precuyanos y por aquellos correspondientes al sector inferior del Grupo Cuyo (García 2015, Roberts González 2018). Además, García (2015) reconoció esta estructura en el bloque sísmico General Roca y señaló reactivaciones relacionadas con deformación compresiva/transpresiva entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano tardío. Por su parte, Cristallini *et al.* (2009) y Pino (2015) identificaron sectores con evidencias de reactivación transpresiva de las fallas normales precuyanas en otros lugares de la cuenca Neuquina para el tiempo de sedimentación de los depósitos clásticos de la Formación Punta Rosada, la unidad superior del Grupo Cuyo.

Por otro lado, en la región de El Cuy, a unos 200 km al norte de la zona de Los Menucos y a 50 km al sur de General Roca, Mizerit *et al.* (2014) identificaron estructuras idénticas a las descritas para la zona de Los Menucos y dan cuenta de la continuidad regional de las fallas de rumbo O-E hasta el borde mismo del Macizo Norpatagónico. En esta zona, las fallas se encuentran afectando a las rocas del Complejo Plutónico Volcánico de Curaco, de edad triásica superior (Saini-Eidukat *et al.* 2004) y a dos fajas miloníticas del Jurásico Inferior (Saini-Eidukat *et al.* 1999, 2004 y Báez *et al.* 2016) denominadas La Seña y Pangaré (Gregori *et al.* 2015) que están cubiertas por las rocas sedimentarias del Cretácico Superior.

De lo antes expuesto queda evidenciada la existencia de similitudes en cuanto a las características geométricas y cinemáticas, entre varias de las fallas de la región de Los Menucos-El Cuy, señaladas por Giacosa *et al.* (2005, 2007), Mizerit *et al.* (2014), Vera *et al.* (2022) y descritas en la presente tesis y las estructuras reconocidas en el dominio de la cuenca Neuquina, particularmente la falla Río Negro, muy cerca del borde norte del Macizo Norpatagónico. Además, los estudios presentados en esta tesis, conjuntamente con los antecedentes respecto de la tectónica de las mencionadas regiones, sugieren que tanto en la cuenca Neuquina como en el sector nor-occidental del Macizo Norpatagónico habría dominado, en primera instancia, un régimen de extensión cortical generalizado de dirección NE-SO durante el Triásico Tardío – Jurásico Temprano, equivalente a lo que aquí y en Vera *et al.* (2021) se propone como fase de deformación D1. Considerando las observaciones realizadas por Robert González (2018) y García (2015) en el sector de la falla de Río Negro, se estima que D1 habría actuado hasta el final de la depositación del sector inferior del Grupo Cuyo. Seguidamente, durante el Jurásico – Cretácico Temprano tardío, habría ocurrido un evento de deformación transpresiva (propuesta en Vera *et al.* 2021 y en esta tesis como fase de deformación D2) que generó la reactivación de las estructuras formadas previamente. D2 sería inmediatamente posterior a la sedimentación de los depósitos del sector inferior del Grupo Cuyo en el ámbito de la falla Río Negro y podría estar vinculada a las evidencias de reactivaciones de fallas precuyanas, relacionadas con deformación compresiva/transpresiva, señaladas por Cristallini *et al.* (2009),

Pino (2015) y García (2015) en varios lugares de la cuenca Neuquina para el intervalo Jurásico Tardío – Cretácico Temprano tardío.

## CAPÍTULO 7

### CONCLUSIONES

Se realizaron estudios estratigráficos, sedimentológicos, macropetrográficos, estructurales y tectónicos a las rocas del Triásico Superior aflorantes en el área aledaña al puesto Llancaqueo y en las zonas de los cerros La Laja y La Mina, en inmediaciones de la localidad rionegrina de Los Menucos.

Se presentaron las características sedimentológicas, macropetrográficas y estratigráficas del conjunto de rocas sedimentarias y volcánicas aflorantes en el área de estudio, especialmente en el área tipo del puesto Llancaqueo, ubicada a 6 km al NE de la localidad de Los Menucos.

Se definieron dos secciones para la secuencia volcano-sedimentaria en el área tipo del puesto Llancaqueo: i) sección inferior compuesta por brechas, conglomerados, areniscas, pelitas, tobas retrabajadas y ritmitas con composiciones exclusivamente volcánicas; ii) sección superior compuesta por coladas y cuerpos subvolcánicos de composición mesosilícica a básica e ignimbritas riódacíticas.

El sistema depositacional de la sección inferior incluye tres ambientes: abanicos aluviales, ríos entrelazados de alta energía y ríos sinuosos con llanura de inundación. Los depósitos pertenecientes a los dos primeros ambientes se habrían acumulado en pequeñas cuencas, durante la etapa inicial del desarrollo de un ambiente volcánico vinculado con el magmatismo registrado en la sección superior, en un período sineruptivo; mientras que los ríos sinuosos con llanura de inundación se habrían desarrollado durante un período inter-eruptivo, caracterizado por una marcada disminución de la tasa de suministro de material volcánico. El magmatismo de la sección superior está representado por coladas mesosilícicas a básicas depositadas en ambientes subaéreos, diques mesosilícicos a básicos, un cuerpo intrusivo fenoandesítico

e ignimbritas riódacíticas generadas a partir de corrientes de densidad piroclásticas vinculadas a erupciones de tipo *boiling-over*.

Utilizando la denominación informal de sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, se propuso separar la secuencia volcano-sedimentaria del área tipo Llancaqueo del conjunto de rocas volcánicas y sedimentarias perteneciente al Complejo Los Menucos de edad pérmica-triásica temprana. Esta separación se fundamenta en sus relaciones estratigráficas, espesores, contenido fosilífero y edad.

Las características litológicas de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo y su probable edad triásica tardía, indicarían su equivalencia con las rocas pertenecientes al Ciclo Precuyano de la cuenca Neuquina.

Se describió en detalle la geometría estructural de las principales fallas y pliegues aflorantes en el área de estudio y se prestó especial atención a aquellas estructuras que afectan a las rocas del Triásico Superior.

Se definieron tres dominios de fallas de primer y segundo orden, según sus rumbos: 1) dominio O-E; 2) dominio NE-SO a NNE-SSO y 3) dominio NO-SE.

Se caracterizó la cinemática de las fallas de primer y segundo orden a partir del análisis cinemático de fallas menores (tercer y cuarto orden) asociadas a las zonas de daño de las fallas mayores.

Se reconoció que las fallas de primer y segundo orden de todos los dominios presentan, de manera dominante, direcciones de extensión subhorizontal NE-SO a NNE-SSO. Además, los dominios O-E y NE-SO presentan direcciones de contracción NO-SE a ONO-ESE.

Se determinó que las fallas de primer y segundo orden de los tres dominios presentan, además de indicios de extensión NE-SO, una dirección de acortamiento NE-SO y de extensión NO-SE.

Se identificaron elementos estructurales y estratigráficos que indican una sincronidad entre la actividad de la falla Cerro La Laja, perteneciente al

dominio O-E, y la sedimentación y emplazamiento de la secuencia volcano-sedimentaria Llancaqueo.

Se realizó una integración de las fallas reconocidas en diferentes escalas y los pliegues y se establecieron dos escenarios tectónicos diferentes en los cuales se habrían originado el conjunto de estructuras analizado: 1) transtensión dextral con direcciones de extensión y contracción subhorizontales NNE-SSO a NE-SO y ONO-ESE a NO-SE, respectivamente y 2) transpresión sinistral, con una dirección de acortamiento dominante NE-SO.

Sobre la base de relaciones de corte entre las estructuras, observadas en el campo y utilizando criterios cinemáticos (Marrett y Allmendinger 1990), se determinó que el escenario transtensivo asociado a extensión NNE-SSO a NE-SO habría precedido a la transpresión relacionada a acortamiento NE-SO.

A partir del estudio de la información disponible en la bibliografía sobre las características estructurales de la fábrica de basamento pre-Mesozoico, sobre todo en las regiones nor-oriental y nor-occidental del Macizo Norpatagónico, se infirió que estas habrían ejercido un control estructural, principalmente, en las orientaciones de las fallas estudiadas en el área de estudio y en la región de Los Menucos, en general.

Considerando la geometría y cinemática de las estructuras reconocidas en el área de estudio, las características de las estructuras regionales presentes en la región de Los Menucos, citadas en la literatura y teniendo en cuenta la posible influencia de la fábrica de basamento pre-Mesozoico en la deformación estudiada en esta tesis, se propusieron dos fases de deformación sucesivas (D1 y D2). D1 estaría relacionada con un régimen tectónico transtensional, asociado a direcciones de extensión y contracción N-S a NE-SO y contracción NO-SE a ONO-ESE, respectivamente. Por su parte, D2 tendría un carácter transpresivo y estaría vinculada con un acortamiento en dirección NE-SO a NNE-SSO.

Se estableció el *timing* entre deformación – sedimentación – magmatismo. En este sentido, se reconocieron evidencias estratigráficas y estructurales que

indican un control en la sedimentación y emplazamiento de los elementos de la secuencia volcano-sedimentaria Llancaqueo, por parte de las fallas, especialmente de la falla Cerro La Laja.

Se determinó que el desarrollo de la cuenca que contiene los depósitos de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo habría ocurrido en el marco de la fase de deformación D1.

Se acotó la edad de D1 al intervalo Triásico Superior – Jurásico Inferior y la edad de D2 al intervalo Jurásico Superior – Cretácico Inferior alto.

Se compararon las características estructurales y estratigráficas del área de estudio con las regiones de El Cuy y la cuenca Neuquina y se reconoció una gran similitud tectónica entre estas regiones. Tanto en la cuenca Neuquina como en toda la región nor-occidental del Macizo Norpatagónico, habría dominado, en primera instancia, un régimen de extensión cortical generalizado de dirección NE-SO durante el Triásico Tardío – Jurásico Temprano, equivalente a lo que en esta tesis y en Vera *et al.* (2021) se propone como fase de deformación D1. Seguidamente, durante el Jurásico – Cretácico inferior alto, habría ocurrido un evento de deformación transpresiva, comparable con la fase de deformación D2 (propuesta en esta tesis y en Vera *et al.* 2021) que generó la reactivación de las estructuras formadas previamente.



## **Agradecimientos**

En primer lugar quiero agradecer a mis directores, Raúl y Pablo, que me dirigieron y acompañaron en este proceso de aprendizaje para la realización de esta tesis. Gracias por su constante apoyo y disponibilidad.

Mi mayor agradecimiento es para mi compañera de vida Dani y para mi hijo Juan, gracias por su amor y apoyo incondicional y por mostrarme en cada momento el genuino valor y el sentido profundo de la vida.

A mi familia por su incondicional apoyo y acompañamiento en todos los momentos de mi vida. Gracias a mis padres Sandra y Rubén, a mis hermanos Marina y Daián, a mis abuelos Héctor, Lola y Julia.

A la Rata, incondicional amigo y maestro de vida.

A Estela y Rubén, mi segunda familia en Roca. Gracias por su calidez humana y por todos estos años de entrañable amistad.

Gracias a mis compañeras de oficina Romi y Sam, por las mañanas y las tardes de trabajo, debate y hermosas conversaciones compartidas.

También quiero agradecer a mis colegas y amigos Ale, Ricardo, Lucas y Diego, por su apoyo y por su predisposición para discutir y compartir ideas que fueron de gran ayuda para la confección de esta tesis. Particularmente gracias a Lucas por su colaboración en las tareas de campo y por haber compartido conmigo las primeras sorpresas y desconciertos geológicos en el campo.

Especialmente quiero agradecer a mi gran amigo Marco, por tantos años de fructífera amistad y por su colaboración en los trabajos de campo y por ser una referencia constante para compartir, discutir y generar ideas, pero sobre todo, para compartir la alegría de vivir.

De manera particular quiero agradecer a mis colegas y amigos Gerson y Santiago, por su gran colaboración desinteresada en el proceso de investigación que derivó en esta tesis. Sin su apoyo y empuje no hubiera sido posible este trabajo.

A los jurados José Allard, Darío Orts y Walter Báez por sus correcciones y sugerencias tan valiosas y sobre todo por haberse tomado el tiempo de leer con dedicación y cordialidad esta tesis.

Finalmente, agradezco a las familias Tscherig y Llancaqueo por habernos permitido trabajar en el ámbito de sus campos.

## BIBLIOGRAFÍA

Abdul Aziz, H., Sanz-Rubio, E., Calvo, J.P., Hilgen, F.J., Krijgsman, W. 2003. Palaeoenvironmental reconstruction of a middle Miocene alluvial fan to cyclic shallow lacustrine depositional system in the Calatayud Basin (NE Spain). *Sedimentology* 50: 211–236.

Alexander, J., Bridge, J.S., Cheel, R.J. y LeClair, S.F. 2001. Bedforms and associated sedimentary structures formed under supercritical water flows over aggrading sand beds. *Sedimentology* 48: 133-152.

Allen, J.R.L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, barcomplexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology* 33: 237–293.

Allmendinger, R.W., 1999. Introduction to Structural Geology. Lectures Notes Course GEOL 326 (inédito), Cornell University, 279 p.

Allmendinger, R. W., Cardozo, N. y Fisher, D. 2012. Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology: Cambridge University Press (book to be published in early 2012).

Aragón, E., Rodríguez, A.M.I. y Benialgo, A., 1996. A calderas field at the Marifil Formation, new volcanogenic interpretation, Norpatagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 9, 321- 328. [http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811\(96\)00017-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(96)00017-X)

Ardolino, A., 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroccidental de la meseta de Somún Curá, provincia del Chubut. *Actas 8º Congreso Geológico Argentino*, 3:7-23. Buenos Aires.

Ardolino, A. y Franchi, M. 1993. El vulcanismo cenozoico de la meseta de Somún Curá, provincias de Río Negro y Chubut. *Actas 12º Congreso Geológico*

Argentino y 2º Congreso Argentino de Exploración de Hidrocarburos, 4:225-235. Buenos Aires.

Artabe, A.E. 1985a. Estudio sistemático de la tafoflora triásica de Los Menucos, provincia de Río Negro, Argentina. Parte I. Ameghiniana 22(1-2): 3-22.

Artabe, A.E. 1985b. Estudio sistemático de la tafoflora triásica de Los Menucos, provincia de Río Negro, Argentina. Parte II. Ameghiniana 22(3-4): 197-212.

Báez, A., Paz, M., Pino, D., Cábana, C., González, P., Giacosa, R., García, V. y Bechis, F. 2013. Geología del sector oriental del Complejo plutónico volcánico Alessandrini (Triásico Superior), Río Negro. 2º Simposio de Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada, Actas: 8-9, San Luis.

Báez, A.D., Paz, M., Pino, D.A., González, P.D., Cábana, M.C., Giacosa, R.E., García, V.H. y Bechis, F. 2016. Geología del sector oriental del Complejo Plutónico Volcánico Curaco (Triásico Superior), Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 73 (2): 183-194.

Báez, W., de Silva, S., Chiodi, A., Bustos, E., Giordano, G., Arnosio, M., Suzaño, N., Viramonte, J.G., Norini, G. y Gropelli, G. 2020. Pulsating flow dynamics of sustained, forced pyroclastic density currents: insights from a facies analysis of the Campo de la Piedra Pómez ignimbrite, southern Puna, Argentina. Bulletin of Volcanology 82: 53.

Barrionuevo, M., Arnosio, M. y Llambías, E.J. 2013. Nuevos datos geocronológicos en subsuelo y afloramientos del Grupo Choiyoi en el oeste de La Pampa: implicancias estratigráficas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 70: 31-39.

Bechis, F., Giambiagi, L.B., Lanés, S., García, V.H. y Tunik, M., 2009. Evidencias de extensión oblicua en los depósitos de sinrift del sector norte de la Cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65 (2), 293-310.

Bechis, F. y Giambiagi, L., 2010. Kinematic análisis of small-scale faults and its application to the study of an extensional depocentre, Neuquén basin, west-central Argentina. *Trabajos de Geología* 29: 106-111. Universidad de Oviedo.

Bechis, F., Giambiagi, L., García, V., Lanés, S., Cristallini, E. y Tunik, M., 2010. Kinematic analysis of a transtensional fault system: the Atuel depocentre of the Neuquén basin, Central Andes, Argentina. *Journal of Structural Geology* 32: 886-899.

Bechis, F., Cristallini, E.O., Giambiagi, L., Yagupsky, D., Guzmán, C. y García, V.H. 2014. Transtensional tectonics induced by oblique reactivation of previous lithospheric anisotropies during the Late Triassic to Early Jurassic rifting in the Neuquén basin: Insights from analog models. *Journal of Geodynamics* 79: 1-17.

Bechis F., Giambiagi L.B., Tunik M.A., Suriano J., Lanés S. y Mescua J.F. 2020. Tectono-Stratigraphic Evolution of the Atuel Depocenter During the Late Triassic to Early Jurassic Rift Stage, Neuquén Basin, West-Central Argentina. En: Kietzmann D., Folguera A. (eds) *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*. Springer Earth System Sciences. Springer.

Bellahsen, N., Fournier, M., d'Acromont, E., Leroy, S. y Daniel, J.M. 2006. Fault reactivation and rift localization: Northeastern Gulf of Aden margin. *Tectonics* 25: TC1007, doi: 10.1029/2004TC001626. 14p.

Bellido Mulas, F. 1998. Informe preliminar de la campaña Los Menucos-Sierra Colorada. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, 13 p., (inérito). Buenos Aires.

Benedini, L., Barros, M., Pavón Pivetta, C., Stremel, A., Gregori, D., Marcos, P., Bahía, M., Scivetti, N., Strazzere, L. y Geraldés, M. 2022. New insights the Jurassic polyphase strain partition on the Patagonian back-arc; constraints from structural analysis of ancient volcanic structures. *Tectonophysics* 836: 229430.

Besser, M.L., Gouveia Vasconcellos, E.M. y Ranalli Nardy, A.J. 2018. Morphology and stratigraphy of Serra Geral silicic lava flows in the northern

segment of the Torres Trough, Paraná Igneous Province. *Brazilian Journal of Geology*, 48(2): 201-219.

Bjerg, E. A., Gregori, D. A. y Labudía, C. H., 1997. Geología de la región de El Cuy, Macizo de Somoncurá, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (3): 387-399.

Blair, T. y McPherson, J. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Petrology* A64: 450-489.

Blatt, H., Middleton, G. y Murray, R. 1980. *Origin of Sedimentary Rocks*. Englewood Cliffs, pp. 782, New Jersey, Prentice-Hall.

Bodnar, J, Falco, J.I. 2017. Fossil conifer woods from Cerro Piche graben (Triassic-Jurassic?) North Patagonian massif, Rio Negro Province, Argentina. *Ameghiniana* doi: 10.5710/AMGH.14.12.2017.3158.

Bogan, S. Taverne, L., Agnolin, F. 2013. First triassic and oldest record of a South American amiiform fish: *Caturus* sp. from the Los Menucos Group (lower Upper Triassic), Rio Negro province, Argentina. *Geologica Belgica*, vol. 16, no. 3, 2013, p. 191-203.

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

Brand, B.D., Mackaman-Lofland, C., Pollock, N.M., Bendaña, S., Dawson, B. y Wichgers, P. 2014. Dynamics of pyroclastic density currents: Conditions that promote substrate erosion and self-channelization-Mount St Helens, Washington (USA). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 276: 189–214.

Bridge, J.S. 1993. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology* 40: 801-810.

Bridge, J.S., Jalfin, G.A. y Georgieff, S.M. 2000. Geometry, lithofacies, and spatial distribution of Cretaceous fluvial sandstone bodies, San Jorge Basin, Argentina: outcrops analog for the hydrocarbon-bearing Chubut Group. *Journal of Sedimentary Research* 70: 319-337.

Bridge, J.S. 2006. Fluvial facies models: recent developments. En: Walker, R.G. y Posamentier, H. (eds.), *Facies Models Revisited*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special publication 84: 85-170, Tulsa.

Bristow, C.S. 1987. Brahmaputra River: channel migration and deposition. En: Ethridge, F.G., Flores, R.M. y Harvey, M.D. (eds.), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. Special Publication 39: 63–74.

Burgisser, A. y Bergantz, G.W. 2002. Reconciling pyroclastic flow and surge: the multiphase physics of pyroclastic density currents. *Earth and Planetary Science Letters* 202: 405-418.

Busteros, A., Giacosa, R. y Lema, H., 1998. Hoja 4166-IV, Sierra Grande, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 75 pp.

Caminos, R. 1983. Informe preliminar de las Hojas 39-g, Cerro Tapiluke y 39-h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, 41 p., (inédito). Buenos Aires.

Caminos, R., 1983. Descripción geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapiluke y 39h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires.

Caminos, R. y Llambías, E.J., 1984. El Basamento Cristalino. En: Ramos, V.A. (Ed.) IX Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, 37-63.

Caminos, R., Llambías, E.J., Rapela, C.W. y Parica, C.A. 1988. Late Paleozoic early Triassic magmatic activity of Argentina and significance of new Rb-Sr



ages from northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 1 (2): 137-145.

Caminos, R. y Parica, C.A. 1985. El significado de nuevas edades Rb-Sr de rocas ígneas de Patagonia septentrional. Departamento de Geología Universidad de Chile, Comunicaciones, 35:41-43. Santiago.

Caminos, R., 2001. Hoja Geológica 4166-I, Valcheta, provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales - Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 73 pp.

Cant, D.J. y Walter, R.G. 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology* 25: 625-648.

Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D. y Martínez, R. 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío- Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 67-68, Neuquén.

Casamiquela, R.M., 1964. Estudios icnológicos. Problemas y métodos de la icnología con aplicación al estudio de pisadas mesozoicas (Reptilia, Mammalia) de la Patagonia. Talleres Gráficos Colegio Industrial Pío IX, 229 pp, Buenos Aires.

Casamiquela, R.M., 1975. Nuevo material y reinterpretación de las icnitas mesozoicas (Neotriásicas) de Los Menucos, Provincia de Río Negro (Patagonia). 1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía Actas 1:555-580, Tucumán.

Cas, R.A. y Wright, J.V. 1987. *Volcanic Successions, Modern and Ancient*. Allen and Unwin, pp. 528, Londres.

Cas, R.A.F. y Wright, J.V. 1988. *Volcanic Successions. Modern and Ancient. A Geological Approach to Processes, Products and Successions*. Allen and Unwin Hyman, pp. 528, Londres.

Cas, R.A., Wright, H.M., Folkes, C.B., Lesti, C., Porreca, M., Giordano, G. y Viramonte, J.G. 2011. The flow dynamics of an extremely large volume pyroclastic flow, the 2.08-Ma Cerro Galán Ignimbrite, NW Argentina, and comparison with other flow types. *Bulletin of Volcanology* 73(10): 1583–1609.

Cheel, R.J. 1990. Horizontal lamination and the sequence of bed phases and stratification under upper-flow-regime conditions. *Sedimentology* 37: 517-529.

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

Citton, P., de Valais, S., Díaz Martínez, I., González, S., Greco, G., Cónsole-Gonella, C. y Leonardi, G. 2021. Age-constrained therapsid tracks from a mid-latitude upland (Permian–Triassic transition, Los Menucos Complex, Argentina). *Journal of South American Earth Science* 110: 103367.

Chernicoff, C.J. y Caminos, R., 1996. Estructura y relaciones estratigráficas de la Formación Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico oriental, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51, 201-212.

Chernicoff, C., 1999. Interpretación geológico-geofísica preliminar del área de Los Menucos, provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Serie Contribuciones Técnicas, Proyecto Río Negro N° 1, Buenos Aires.

Clifton, A.E., Schlische, R.W., Withjack, M.O. y Ackermann, R.V. 2000. Influence of rift obliquity on fault-population systematics: results of clay modeling experiments. *Journal of Structural Geology* 22: 1491-1509.

Corbella, H. 1973. Basaltos nefelínicos asociados al graben del cerro Piche, Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28(3): 209-218. Buenos Aires.

Corbella, H., 1975. Hallazgo de un complejo alcalino vinculado a megatrazas de fracturas corticales en la sierra de Queupuniyeu, Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro, Argentina. Actas 2º Congreso Ibero-americano de Geología Económica, 4: 45-68. Buenos Aires.

Corbella, H., 1982. Naturaleza litológica del complejo alcalino sierra de Queupuniyeu, Patagonia extrandina norte, Argentina. Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología, 2: 197-211. Buenos Aires

Corbella, H., 1984. El vulcanismo de la Altiplanicie del Somuncurá. Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino. Buenos Aires.

Corbella, H., 1987. Sierra de Queupuniyeu: quimismo de sus volcanitas alcalinas. Patagonia extrandina, Río Negro, Argentina. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, 4: 180- 182. Tucumán.

Corbella, H., 1989. Sierra de Queupuniyeu, North Extrandean Patagonia, Río Negro: The chemistry of the alkaline volcanic rocks. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44 (1-4) : 111-126. Buenos Aires.

Cortés, J., 1981. El substrato precretácico del extremo noreste de la Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 36, 217-235.

Cristallini, E., Tomezzoli, R., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J.M., Quiroga, J., Buhler, M., Bechis, F., Barredo, S. y Zambrano, O. 2009. Controles Precuyanos en la Estructura de la Cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65 (2): 248-264.

Cucchi, R. J., 1992. Secuencias plutónicas en el margen occidental del Macizo Nordptagónico, provincia de Río Negro. Actas 3er Congreso Geológico de España y 8º Congreso Latinoamericano de Geología, 4: 179-183.

Cucchi, R.J., 1998. Hoja geológica 4169-I Piedra del Águila. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 242, 74 p. Buenos Aires.

Cucchi, R., Busteros, A. y Lema, H. 2001. Hoja Geológica 4169 - II, Los Menucos, Provincia de Río Negro. IGRM-SEGEMAR, Boletín 265: 1-105, Buenos Aires.

D'Elía, L. y Franzese, J.R. 2005. Caracterización litológica y estructural de ignimbritas precuyanas en la sierra de Chacaico, Neuquén, con énfasis en su potencial petrolero. 6º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos técnicos, Actas CD Room, Mar del Plata.

D'Elía, L. 2010. Caracterización estratigráfica y estructural de la evolución temprana (sin-rift y post-rift inicial) del margen sur de la Cuenca Neuquina entre Sañicó (Neuquén) y el río Limay (Río Negro). Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata, 235 pp., La Plata.

D'Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J.R. y López, L. 2012. 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.

De Vincenzi, M.J., 1980. Geología de la zona de la estancia La Esperanza, departamento 25 de mayo, provincia de Río Negro. Trabajo final de licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. 102 p., (inédito). Buenos Aires.

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

Domnanovich, N.S., 2003. Análisis paleobiológico de una asociación de huellas de tetrápodos del Triásico Superior de Patagonia (Los Menucos, Provincia de Río Negro). Tesis de Grado (Inédita). Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, p. 134.

Domnanovich, N.S., Marsicano, C.A., 2006. Tetrapod footprints from the triassic of Patagonia: reappraisal of the evidence. *Ameghiniana* 43 (1), 55-70.

Domnanovich, N.S., Tomassini, R., Manera de Bianco, T. y Dalponte, M. 2008. Nuevos aportes al conocimiento de la icnofauna de tetrápodos del Triásico Superior de Los Menucos (Complejo Los Menucos), provincia de Río Negro, Argentina. *Ameghiniana* 45(1): 221-224.

Doronzo, D.M. 2012. Two new end members of pyroclastic density currents: forced convection-dominated and inertia-dominated. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 219: 87–91

Díaz-Martínez, I., Citton, P., de Valais, S., Cónsole-Gonella, C., González, S.N., 2019. Late Permian-Early Jurassic vertebrate tracks from Patagonia: biochronological inferences and relationships with southern African realms. *Journal of African Earth Sciences* 160: 103619.

Dingwell, D.B. 1998. The glass transition in hydrous granitic melts. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 107: 1-8.

Dingwell, D.B., Romano, C. y Hess, K.U. 1996. The effect of water on the viscosity of a haplogranitic melt under P-T-X- conditions relevant to silicic volcanism. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 124: 19-28.

Ellenberger, P. 1970. Les niveaux paléontologiques de première apparition des mammifères primordiaux en Afrique du Sud et leur ichnologie. Establishment de zones stratigraphiques détaillées dans le Stormberg du Lesotho (Afrique du Sud) (Trias supérieur à Jurassique). 2° Gondwana Symposium. Proceedings and Papers: 343-370. Pretoria, Sudáfrica.

Emerman, S.H. y Marrett, R. 1990. Why dikes? *Geology* 18: 231–233.

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

Falco, J.I., Bodnar, J. y Del Río, D. 2020. Revisión estratigráfica del Grupo Los Menucos, Pérmico Tardío - Triásico Temprano del Macizo Nordpatagónico,

provincia de Río Negro, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 77 (4): 530-550.

Falco, J.I., Hauser, N., Olivera, D. y Bodnar, J. 2021. A multi-proxy study of the Cerro Piche Graben - A Lower Jurassic basin in the central North Patagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 109: 103287.

Farrell, K.M. 1987. Sedimentology and facies architecture of overbank deposits of the Mississippi River, False River region, Louisiana. En: Ethridge, F.G., Flores, R.M. y Harvey, M.D. (eds.), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*, Special Publication 39: 111–120.

Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J. y Withjack, M.O. 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology* 32 (2010) 1557-1575.

Fernández, C. y Díaz-Azpiroz, M. 2022. Extension structures as kinematic indicators in monoclinic transpression and transtension zones. *Journal of Structural Geology* 161: 104639.

Feruglio, E., 1949. Descripción Geológica de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales II.1-349. Buenos Aires.

Fielding, C.R. 2006. Upper flow regime sheets, lenses and scour fills: Extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology* 190: 227-240.

Fisher, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments. *Earth Science Reviews* 1: 287-298.

Fossa Mancini, E. 1937. La formación continental de Paso Flores en el Limay. *Notas del Museo de La Plata, Geología*, 2(3): 89-96.

Franzese, J.R. y Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.

Franzese, J.R., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Fanning, M., 2002. Nuevas Evidencias Geocronológicas sobre el magmatismo Gondwanico en el noroeste del Macizo Nordpatagónico. XV Congreso Geológico Argentino, Actas, 5p.

Franzese, J.R., Veiga, G.D., Schwarz, E. y Gómez Pérez, I. 2006. Tectono-stratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system: the Chachil depocenter, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 163: 1-15. Londres

Franzese, J.R., Veiga, G.D., Muravchik, M., Ancheta, M.D. y D'Elía, L. 2007. Estratigrafía de 'sin-rift' (Triásico Superior – Jurásico Inferior) de la Cuenca Neuquina en la sierra de Chacaico, Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 34(1): 49-62.

Gallego, O.F., 2010. A new crustacean clam shrimp (Spinicaudata: Eosestheriidae) from the Upper Triassic of Argentina and its importance for "conchostracan" taxonomy. *Alcheringa* 34:1-17.

Galli, C.A. 1953. Acerca de una nueva interpretación de las formaciones rético-liásica de la Patagonia septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 8 (4): 220-235.

Galli, C.A. 1969. Descripción Geológica de la Hoja 38c, Piedra del Águila (provincias del Neuquén y Río Negro). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 111: 1-67, Buenos Aires.

Gapais, D., Cobbold, P.R., Bourgeois, O., Rouby, D., de Urreiztieta, M., 2000. Tectonic significance of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 22: 881-888.

Gelós, E.M. y Labudía, C.H. 1981. Estudio de los basaltos con anfíboles y rocas asociadas de la sierra de Queupu Niyeu, provincia de Río Negro, República Argentina. Actas 8º Congreso Geológico Argentino, 4: 921-933. Buenos Aires.

García, V. 2015. Caracterización cinemática de la falla Río Negro en el bloque sísmico General Roca, Cuenca Neuquina, provincia de Río Negro. XVI Reunión de Tectónica, Actas (170). General Roca.

Gaston, R., Lockley, M.G., Lucas, S.G. y Hunt, A.P. 2003. Grallator dominated fossil footprints assemblages and associated enigmatic footprints from the Chinle Group (Upper Triassic), Gateway Area, Colorado. *Ichnos* 10: 153–163.

Getino, P.R., 1995. Estratigrafía del sector sur-occidental de la Meseta de Colitoro, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 243-256. Buenos Aires.

Giacosa, R., 1987. Caracterización de un sector del basamento metamórfico-migmatítico en el extremo suroriental del Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro, Argentina. En: X Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, Actas, 51-54.

Giacosa, R., 1994a. Geología y petrología de las rocas pre-Cretácicas del área arroyo Salado arroyo Tembrao, sector oriental del Macizo Nordpatagónico, Río Negro. Ph. D. thesis, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Comodoro Rivadavia, 200.

Giacosa, R., 1994b. Evolución tectónica pre-Cretácica del margen Atlántico del Macizo Nordpatagónico, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil I, 687-700.

Giacosa, R., 1999. El basamento pre-silúrico del extremo este del Macizo Nordpatagónico y del Macizo del Deseado. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales – SEGEMAR, Buenos Aires, 118-123.

Giacosa, R., 2001. Zonas de cizalla frágil-dúctil neopaleozoicas en el nordeste de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56, 131-140.

Giacosa, R., Lema, H., Busteros, A., Zubia, M., Cucchi, R. y Di Tomasso, I. 2005. Tectónica transcurrente asociada al Triásico de Los Menucos, Macizo



Nordpatagónico (Río Negro). 16º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 363-366, La Plata.

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

Giacosa, R.E., González, S.N y Greco, G.A. 2022. A.2. Regiones Geológicas. XXI Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 34-44, Puerto Madryn.

Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E. y Bottesi, G., 2009. Kinematic models of basement/cover interactions: insights from the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. Journal of Structural Geology 31: 1443-1457.

Giordano, G., Doronzo, D.M. 2017. Sedimentation and mobility of PDCs: a reappraisal of ignimbrites' aspect ratio. Scientific Report 7(1):4444.

Greco, G.A., González, P.D., González, S.N., Sato, A.M., Basei, M.A.S., Tassinari, C.C.G., Sato, K., Varela, R. y Llambías, E.J. 2015. Geology, structure and age of the Nahuel Niyeu Formation in the Aguada Cecilio area, North Patagonian Massif, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 62, 12-32. .

Greco, G.A., 2016. Caracterización metamórfico-estructural del basamento de bajo grado entre Nahuel Niyeu y Aguada Cecilio, Macizo Nordpatagónico, Río Negro. Ph. D. thesis, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, 155.

Greco, G.A., González, S.N., Sato, A.M., González, P.D., Basei, M.A.S., Llambías, E.J. y Varela, R. 2017. The Nahuel Niyeu basin: A Cambrian forearc basin in the eastern North Patagonian Massif. Journal of South American Earth Sciences, 79, 111-136. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2017.07.009>.

Greco, G.A., González, S.N., Giacosa, R.E., Serra-Varela, S., Melo, M., Ison, J.I. 2018. Estructuras de deformación del Paleozoico y Mesozoico en la

Formación Nahuel Niyeu, basamento del este del Macizo Nordpatagónico, Río Negro. XVII Reunión de Tectónica. La Rioja, Resúmenes, 75.

Gregori, D.A., Saini-Eidukat, B., Benedini, L., Strazzere, L., Barros, M. y Kostadinoff, J., 2015. The Gondwana Orogeny in northern North Patagonian Massif: Evidences from the Caita Có granite, La Seña and Pangaré mylonites, Argentina. *Geoscience Frontiers* 1-18

Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1 (3), Buenos Aires.

Gulisano, C.A. 1981. El ciclo cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 573-592, San Luis.

Gulisano, C.A. y Pando, G.A. 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Águila y Sañicó, Departamento Collón Curá, Provincia de Neuquén. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 553-577, San Luis.

Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica al oeste de la provincia del Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 1: 236-259, Buenos Aires.

Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A.R. 1994. The Jurassic of Neuquén Basin. a) Neuquén Province. Field Guide. Secretaría de Minería de la Nación y Asociación Geológica Argentina, Serie E (2), Buenos Aires.

Harland, W.B. 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. *Geological Magazine* 108: 27-42.

Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D. y Walker, R.G., 1975. Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences. *Society Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course N° 2*, 161 pp.

Harrington, H. J., 1962. Paleogeographic development of South America. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 46(10): 1773- 1814, Tulsa.

Hein, F.J. y Walker, R.G. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. Canadian Journal of Earth Sciences 14: 562-570.

Hernández, N.M., García, V.H. y Cristallini, E. 2015. Estructura y cinemática del *Syn-rift* de la Cuenca Neuquina en el flanco SE del cerro Chachil, Precordillera Neuquina Sur, Argentina. XVI Reunión de Tectónica, General Roca. Actas (136-137).

Hernández, N., Galetto, A., Cristallini, E., García, V.H., Bechis, F. y Giambiagi, L. 2022. Late Triassic-Early Jurassic extensional tectonics in the Neuquén Basin (Argentina). New insights from stratigraphic and structural analyses of the Chachil depocenter (39°S). Journal of Structural Geology 154: 104483.

Herrero, J.C. y Diez, O.M., 1973. Informe preliminar del mosaico 4169-II-C3, proyecto AB. Servicio Geológico Nacional, 25 p., (inédito). Buenos Aires.

Hildreth, W. y Fierstein, J. 2012. The Novarupta-Katmai eruption of 1912: largest eEruption of the twentieth century: centennial perspectives (No. 1791). Geological Survey (USGS).

Hippolyte, G.C., Bournès, D., Léanni, L., Braucher, R., Chauvet, F. y Lebatard, A.E. 2012. <sup>10</sup>Be ages reveal >12 ka of gravitational movement in a major sackung of the Western Alps (France). Geomorphology 171-172 (2012): 139-153.

Homberg, C., Bergerat, F., Philippe, Y., Lacombe, O., Angelier, J., 2002. Structural inheritance and Cenozoic stress fields in the Jura fold-and-thrust belt (France). Tectonophysics 357: 137-158.

Hugo, C.A. y Leanza., H.A. 2001. Hoja Geológica 3069-IV General Roca (escala 1:250.000). Provincias de Río Negro y Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Boletín 308: 1-65, Buenos Aires.

Huppert, H.E., Shepherd, J.B., Sigurdsson, H. y Sparks, R.S.J. 1982. On lava dome growth, with application to the 1979 lava explosion of the Soufriere of St Vincent. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14: 199-222.

Jorgensen, P.J., Fielding, C.R. 1996. Facies architecture of alluvial floodbasin deposits; three-dimensional data from the Upper Triassic Callide Coal Measures of east-central Queensland, Australia. *Sedimentology* 43: 479–495.

Kataoka, K. y Nakajo, T. 2002. Volcaniclastic resedimentation in distal fluvial basins induced by large-volume explosive volcanism: The Edisutoge-Fukuda tephra, Plio-Pleistocene boundary, central Japan. *Sedimentology* 49: 319-334.

Kay, M.S., Ardolino, A. A., Franchi, M. R. y Ramos, V.A. 1993. El origen de la meseta de Somuncurá: distribución y geoquímica de sus rocas volcánicas máficas. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 4: 236-248. Buenos Aires.

Keidel, J. 1917. Über das patagonische Tafelland und ihre zuehungen zu den geologischen erscheinungen in den argentinischen Anden gebiet und Littoral. *Zeitschrift der Deutsche Akademie Wissenschaft* 3 : 219-245.

Kneller, B. y Branney, M. 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology* 42: 607-616.

Kokelaar, B.P. 1982. Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. *Journal of the Geological Society* 139: 21-33.

Labudía, C.H., Bjerg, E.A., Losada, A. y Torrente, R. 1986. Las lavas pahoe-hoe de la Sierra de Queupuniyeu, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 17 (1-4): 23-26. Buenos Aires.

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

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

Labudía, C.H., Artabe, A.E., Morel, E., Bjerg, E.A., and Gregori, D.A. 1992. Presencia del género *Pleuromeia* Corda (Lycophyta, Pleuromeiaceae) en sedimentitas triásicas de Colo Niyeu, Provincia de Río Negro, Argentina. *Ameghiniana* 29: 195–199.

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

Lagnaoui, A., Melchor, R.N., Bellosi, E.S., Villegas, P.M., Espinoza, N. y Umazano, A.M. 2019. Middle Triassic Pentasauropus-dominated ichnofauna from western Gondwana: ichnotaxonomy, palaeoenvironment, biostratigraphy and palaeobiogeography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 524: 41–61.

Lambert, L.R. 1946. Contribución al conocimiento de la Sierra de Chacay Co (Neuquén). *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 4: 231-252.

Lanes, S. y Salani, F. 1998. Petrografía, origen y paleoambiente sedimentario de las piroclastitas de la Formación Remoredo (Jurásico temprano), Argentina (35° 30 S – 70° 15 W). *Revista Geológica de Chile* 25 (2): 141-152.

Leanza, H.A. 1990. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos intermálmicos en la comarca del cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45 (3-4): 272-299.

Leanza, H.A., Llambías, E.J. y Carbone, O. 2005. Unidades estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la Cordillera del Viento y la

Sierra de Chacaico durante los inicios de la Cuenca Neuquina. 6º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Versión CD ROOM, Mar del Plata.

Lema, H., Busteros, A., Giacosa, R., Dalponte, M., Godeas, M., Zubia, M. y Cucchi, R. 2005. Geología del Complejo Los Menucos, Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro. 16º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 27-32, La Plata.

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

Lema, H., Busteros, A., Giacosa, R. 2009. Hoja Geológica 4169-17 y 4169-18, Cerro Abanico y Colonia Ganzú Lauquén, Provincia de Río Negro. IGRM-SEGEMAR, Boletín 380: 131 pp. Buenos Aires.

Lesti, C., Porreca, M., Giordano, G., Mattei, M., Cas, R.A., Wright, H.M., Folkes, C.B. y Viramonte, J.G. 2011. High-temperature emplacement of the Cerro Galán and Toconquis Group ignimbrites (Puna plateau, NW Argentina) determined by TRM analyses. Bulletin of Volcanology 73(10): 1535–1565.

Lister, J.R. y Kerr, R.C. 1991. Fluid–mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. Journal of Geophysical Research 96: 10049–10077.

Llambías, E.J. y Rapela, C.W. 1984. Geología de los complejos eruptivos del Paleozoico superior de La Esperanza, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 40: 4-25.

Llambías, E., Caminos, R. y Rapela, C. 1984. Las plutonitas y vulcanitas del ciclo eruptivo gondwánico. En: Ramos, V.A. (ed.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 85-117, San Carlos de Bariloche.

Llambías, E., Rapela, W. y Parica, C. 1985. Rb-Sr geochronology of La Esperanza eruptive complexes, North Patagonian Massif (6828 W, 4028 S).

Departamento de Geología, Universidad de Chile, Comunicaciones 35: 149-153.

Llambías, E.J., Leanza, H.A. y Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S-37°15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62:217-235.

Llambías, E. J. 2015. Geología de los Cuerpos Ígneos. Edición Especial 70° Aniversario de la Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria 31, 233 pp, Buenos Aires.

Lockley, M.G. y Hunt, A.P. 1995. *Dinosaur Tracks and Other Fossil Footprint of the Western United States*. Columbia University Press, New York.

Lofgren, G. 1974. An experimental study of plagioclase cristal morphology: isothermal crystallisation. *American Journal of Science* 274: 243-273.

Lofgren, G. 1997. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research* 76: 5635-5648.

López de Luchi, M.G., Wemmer, K. y Rapalini, A.E., 2008. The cooling history of the North Patagonian Massif: first results for the granitoids of the Valcheta area, Río Negro, Argentina. En: Linares, E., *et al.* (Eds.), 6th South American Symposium on Isotope Geology, San Carlos de Bariloche, Abstracts, 33.

Lowe, D. R. 1982. Sediment gravity flows: II Depositional models whit special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research* 52: 279-297.

Luppo, T., López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Martínez Dopico, C.I., Fanning, M. 2016. Complejo Los Menucos (Macizo Nordpatagónico, Argentina): ¿un gran evento volcánico en el límite Pérmico-Triásico? Primer Simposio de Tectónica Sudamericana. *Actas I*: 54.

Luppo, T., Lopez de Luchi, M., Rapalini, A., Martínez Dopico, C. y Fanning, C.M. 2018. Geochronologic evidence of a large magmatic province in northern

Patagonia encompassing the Permian-Triassic boundary. *Journal of South American Earth Sciences* 82: 346-355.

Luppo, T., Martínez Dopico, C.I., Rapalini, A.E., López de Luchi, M.G., Miguez, M., Fanning, C.M., 2019. Paleomagnetism of Permo-Triassic volcanic units in northern Patagonia: are we tracking the final stages of collision of Patagonia? *Int. J. Earth Sci.* 108 (2), 621–647.

Manville, V., Segschneider, B., Newton, E., White, J.D.L., Houghton, B.F. y Wilson, C.J.N. 2009. Environmental impact of the 1.8 ka Taupo eruption, New Zealand: Landscape responses to a large-scale explosive rhyolite eruption. *Sedimentary Geology* 220: 318- 336.

Marsicano, C.A. y Barredo, S.P. 2004. A Triassic tetrapod footprint assemblage from southern South America: palaeobiogeographical and evolutionary implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 203: 313–335.

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

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

Macdonald, G.A. 1972. *Volcanoes*. Prentice Hall, 510 pp., New Jersey.

Major, J.J. 1997. Depositional processes in large-scale debris flow experiments. *The Journal of Geology* 105: 345–366.



Malvicini, L. y Llambías, E., 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut. En: V Congreso Geológico Argentino, Córdoba, Actas, 185-202.

Marrett, R., Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 12 (8): 973-986.

Márquez, M.J., Massafiero, G.I., Fernández, M.I., Menegatti, N. y Navarrete, C.R., 2011. El centro volcánico Sierra Grande: caracterización petrográfica y geoquímica del magmatismo extensional liásico, noroeste de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 68, 555-570.

McCoss, A., 1986. Simple construction for the deformation in transpresional / transtensional zones. *Journal of Structural Geology* 8: 715-718.

McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R. 1993. *Volcanic Textures. A Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. Center for Ore deposit and exploration Studies, University of Tasmania, 196 pp., Hobart.

Melchor, R.N. y de Valais, S. 2006. A review of Triassic tetrapod track assemblages from Argentina. *Palaeontology* 49(2): 355-379.

Miall, A.D. 1977. A review of the braided – river depositional environment. *Earth Sciences Reviews* 13:1-62.

Miall, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: Miall A.D. (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum and Geology Memoirs 5: 597-604.

Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, 582 pp., Berlín.

Miall, A.D. 2014. *Fluvial Depositional Systems*. Springer-Verlag, 316 pp., Berlín.

Miranda, J., 1966. Reconocimiento geológico de la zona situada entre meseta de Rentería, Sierra Colorada, Los Menucos, Maquinchao y Chasicó, provincia

de Río Negro. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Informe Preliminar 1361, 40 pp, Buenos Aires (Inédito).

Mizerit, I., Suárez, R., Voglino, S., Aranda, D., Giacosa, R., González, P. 2014. Fallas transcurrentes en estadios tardíos de la milonitización en los granitoides triásicos del borde septentrional del Macizo Nordpatagónico (Río Negro). 19º Congreso Geológico Argentino, S22-40:1624-1625, Actas CD, Córdoba.

Morel, E.M., Ganuza, D.G. y Zuñiga, A. 2000. Revisión paleo-florística de la Formación Paso Flores, Triásico Superior de Río Negro y del Neuquén, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 54 (4): 389-406.

Morley, C.K. 1999. Influence of Preexisting Fabrics on Rift Structure. En Morley, C.K. (ed.), Geoscience of Rift Systems - Evolution of East Africa. The American Association of Petroleum Geologists, AAPG Studies in Geology 44: 151-160.

Morley, C.K, Haranya, C., Phoosongsee, W., Pongwapee, S., Kornawan, A. y Wonganan, N. 2004. Activation of rift oblique and rift parallel pre-existing fabrics during extension and their effect on deformation style: examples from the rifts of Thailand. Journal of Structural Geology 26: 1803-1829.

Mulder, T. y Alexander, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology 48: 269-299.

Muravchik, M., D'Elía, L., Bilmes, A. y Franzese, J. 2008. Caracterización de los depocentros de rift (Ciclo Precuyano) aflorantes en el sector sudoccidental de la Cuenca Neuquina, Argentina. 7º Congreso de Exploración y desarrollo de hidrocarburos. Mar del Plata.

Nemec, W., Muszynski, A. 1982. Volcaniclastic alluvial aprons in the Tertiary of Sofia district (Bulgaria). Annales Societatis Geologorum Poloniae 52: 239-303.

Nemec, W. y Steel, R.J. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. En: Koster, E.H. y Steel, R.J. (eds.), Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir 10: 1-32, Calgary.

Nanson, G.C. y Croke, J.C. 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology* 4: 459-486

Nichols, G. (2009) *Sedimentology and Stratigraphy*. Blackwell Science Ltd., Londres, 335 pp.

Nullo, F.E. y Proserpio, C. 1975. La Formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas de acuerdo a la flora, en el ámbito de la Patagonia, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (2): 133-150. Buenos Aires.

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

Núñez, E., 1975. Informe preliminar de la Hoja 39 i, Valcheta, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires.

Núñez, E., de Bachmann, E., Ravazzoli, I., Britos, A., Franchi, M., Lizuain, A. y Sepúlveda, E. 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo de Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. *Actas 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica IV*:247-266. Buenos Aires.

Núñez, E. y Cucchi, R.J. 1997. Geología y petrografía de Trapalcó, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (3): 297-310. Buenos Aires.

Olsen, P.E. y Galton, P.M., 1984. A review of the reptile and amphibian assemblages from the Stormberg of southern Africa, with special emphasis on the footprints and the age of the Stormberg. *Paleontología africana* 25: 87–110.

Orchuela, I. y Ploskiewicz, J.V. 1984. La Cuenca Neuquina. En: Ramos, V.A. (ed), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 163-188, Bariloche.

Page, R. y Page, S. 1993. Petrología y significado tectónico del Jurásico volcánico del Chubut central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48(1): 41-58.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Caminos, R., Llambías, E. y Parica, C. 1992. A revised age for the granites of the central Somuncura Batholith, North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences*, 5 (3-4): 321-325.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. y Caminos, R., 1993. Problemas geocronológicos de los granitoides gondwánicos de Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico. En: XII Congreso Geológico Argentino y Segundo Congreso de Exploración de hidrocarburos, Mendoza, Actas, 99-114.

Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 134, 23-36. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00103-J](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(95)00103-J)

Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C. y Riley, T.R., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81, 113-136. [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(97\)00070-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(97)00070-X)

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

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

Paredes, J.M., Foix, N., Colombo, F., Nillni, A., Allard, J.O. y Marquillas, R. 2007. Volcanic and climatic control on fluvial style in a high energy system: the Lower Cretaceous Matasiete Formation, Golfo San Jorge basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 202 (1-2): 96-123.

Paredes, J.M., Giacosa, R.E. y Heredia, N. 2009. Sedimentary evolution of Neogene continental deposits (Ñirihuau Formation) along the Ñirihuau River,

North Patagonian Andes of Argentina. *Journal of South American Earth Science* 28: 74-88.

Paz, M., Báez, A., Pino, D. y González, P. 2013. Presencia de cuarzo euhedral en granitos sub-volcánicos del Complejo Plutónico Volcánico Alessandrini, Río Negro. 11º Congreso de Mineralogía y Metalogénesis, Actas: 327-328, San Juan.

Pérez-Arlucea, M. y Smith, N.D. 1999. Depositional patterns following the 1870s avulsion of the Saskatchewan River (Cumberland marshes, Saskatchewan, Canadá. *Journal of Sedimentary Research* 69: 62-73.

Pesce, A. 1976. Hallazgo de rocas ignimbríticas con flora fósil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31 (2): 139-140. Buenos Aires.

Petit, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology* 9 (5-6): 597-608.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R. 1987. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, 553 pp., New York.

Pierson, T.C. y Scott, K.M. 1985. Downstream dilution of a lahar; transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resources Research* 21: 1511–1524.

Pino, D. 2015. Análisis estratigráfico y estructural del cubo sísmico CNQ 32, cuenca Neuquina, provincia de Río Negro. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de Río Negro, 95 pp. (Inédito).

Pittari, A., Cas, R.A.F., Edgar, C.J., Nichols, H.J., Wolff, J.A. y Marti, J. 2006. The influence of palaeotopography on facies architecture and pyroclastic flow processes of a lithic-rich ignimbrite in a high gradient setting: the Abrigo Ignimbrite, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 152(3): 273–315.

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

Ramos, V.A., 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c - Los Chihuidos Norte, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional. Boletín 182, 103 p. Buenos Aires.

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.

Rapela, C. W y Caminos, R. 1987. Geochemical characteristics of the upper Paleozoic magmatism in the eastern sector of North Patagonian massif. Revista Brasileira de Geociencias, 17 (4): 535-543.

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

Remesal, M. y Parica, C.A. 1989. Caracterización geoquímica e isotópica de basaltos del sector nordeste de la Meseta de Somuncurá. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44 (1-4): 353-363. Buenos Aires.

Robert González, J.A. 2018. Análisis sismoestratigráfico y estructural del bloque Estación Fernández Oro, cuenca Neuquina, provincia de Río Negro. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de Río negro, 79 pp. (Inédito).

Rosenman, H.L, 1975. Estudio geológico de dos imágenes provista por el satélite ERTS. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30 (2): 151- 160. Buenos Aires.

Ross, C.S. y Smith, R.L. 1961. Ash flow tuffs: their origin, geologic relations and identification. United States Geological Survey, Professional Paper 366: 81 pp.

Roth, S. 1898. Apuntes sobre geología y paleontología de los territorios del Río Negro y Neuquén. Revista del Museo La Plata nº 9: 1- 56. La Plata.

Rust, B.R. 1972. Structure and process in a braided river. *Sedimentology* 18: 221-245.

Rust, B.R. y Koster, E.H. 1984. Coarse alluvial deposits. En: Walker, R.G. (ed), *Facies models*. Geoscience Canadá Reprint Series 1: 53-69.

Saini-Eidukat, B., Bjerg, E.A., Gregori, D.A., Beard, B. y Johnson, C., 1999. Jurassic Granites in the Northern Portion of the Somoncuro Massif. Rio Negro Province, Argentina. 14 Congreso Geológico Argentino, pp. 175e177.

Saini-Eidukat, B., Gregori, D. A. y Bjerg, E. A. 2000. Geochemical characteristics of Jurassic Granitic units from the Somoncuro Region, Patagonia, Argentina. Geological Society of America Annual Meeting Abstracts with Programs 32: A-148.

Saini-Eidukat, B., Migueles, N., Gregori, D., Bjerg, E., Beard, B. y Johnson, C. 2002. The Alessandrini Complex: Early Jurassic plutonism in northern Patagonia, Argentina. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 253-258, El Calafate.

Saini-Eidukat, B., Beard, B., Bjerg, E., Gehrels, G., Gregori, D., Johnson, C., Migueles, N. y Vervoort, J. 2004. Rb-Sr and U-Pb age systematic of the Alessandrini silicic Complex and related mylonites, Patagonia, Argentina. GSA Abstracts with Programs 36: 222, Denver.

Sanderson, D. y Marchini, R.D., 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology* 6: 449-458.

Scasso, R.A. y C.O. Limarino, 1997. Petrología y Diagénesis de Rocas Clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación especial 1: 260 pp, Buenos Aires.

Schlische R.W., Young, S.S., Ackermann, R.V., Gupta, A., 1996. Geometry and scaling relations of a population of very small rift-related normal faults. *Geology* 24 (8): 683-686.

Schmidt, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology* 9: 41-43.

Schultz, A.W. 1984. Subaerial debris flow deposition in the Upper Paleozoic Cutler Formation, western Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 759-772.

Schumm, S.A. 1963. A tentative classification of alluvial river channels. United States Geological Survey Circ 477

Schumm, S.A. 1977. *The fluvial system*. Wiley, Nueva York.

Sciscio, L., Bordy, E.M., Abrahams, M., Knoll, F. y McPhee, B.W. 2017. The first megatheropod tracks from the lower jurassic upper Elliot formation, Karoo Basin, Lesotho. *PLoS One* 12 (10): e0185941.

Simons, D. B., Richardson, E. V. y Nordin, C. F. 1965. Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. En: Middleton, G.B. (ed.), *Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation*. Society for Sedimentary Geology Special Publication 12: 34-52.

Smith, N.D. 1974. Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *Journal of Geology* 82: 205-224.

Smith, D.G. 1986. Anastomosing river deposits, sedimentation rates and basin subsidence, Magdalena River, northwestern Colombia, South America. *Sedimentary Geology* 46: 177-196.

Smith, G.A. y Vincent, K.R. 1987. Rates of sedimentation, subsidence, and volcanism as controls on facies architecture in terrestrial volcanoclastics: *Geological Society of America Abstracts with Programs* 19: 849.



Smith, G A 1988 Sedimentology of proximal to distal volcanoclastics dispersed across an active foldbelt Ellensburg Formation late Mio cene central Washington Sedimentology v 35 p 953 977

Smith, N.D., Cross, T.A., Dufficy, J.P. y Clough, S.R. 1989. Anatomy of an avulsion. Sedimentology 36: 23.

Smith, G.A., 1991. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments. In: Fisher, R.V., Smith, G.A. (Eds.), Sedimentation in Volcanic Settings. Special Publication, vol. 45. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, pp. 109–121.

Smith, A.G. y Lowe, D.R. 1991. Lahars: volcano - hydrologic events and deposition in the debris flow - hyperconcentrated flow continuum. En: Fisher, R.V y Smith, A.G. (eds.), Sedimentation in Volcanic Settings. SEPM Special Publication 45: 59-70, Tulsa.

Smith, J.V. 1996. Ductile-brittle transition structures in the basal shear zone of a rhyolite lava flow, eastern Australia. Journal of Volcanology and Geothermal Research 72: 217-223.

Spalletti, L.A., Franzese, J., Morel, E., D'Elia, L., Zúñiga, A. y Fanning, C.M. 2010. Consideraciones acerca de la sedimentología, paleobotánica y geocronología de la Formación Piedra del Águila (Jurásico Inferior, Neuquén). Revista de la Asociación Geológica Argentina 66(2): 305-313.

Sperner, B. y Zweigel, P., 2010. A plea for more caution in fault-slip analysis. Tectonophysics 482: 29-41.

Stanistreet, I.G. y McCarthy, T.S. 1993. The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems. Sedimentary Geology 85: 115-133

Steel, R.J. y Thompson, D.B. 1983. Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ('Bunter' pebble beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. Sedimentology 30: 341- 367.

Stipanivic, P.N., 1967. Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 22(2):101-135.

Stipanivic, P.N. y Methol, E.J. 1972. Macizo de Somún Curá. En Leanza A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, 1: 581-600. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Stipanivic, P. N., Methol, E.J. 1980. Macizo de Somun Curá. En: Leanza, A. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 581-600, Córdoba.

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

Tassi, L.V., Zavattieri, A.M. y Gallego, O.F. 2015. Triassic spinicaudatan fauna from the Cerro de Las Cabras Formation (Cuyo Basin), Mendoza Province (Argentina): description of new species and revision of previous records. *Ameghiniana* 52: 241–264.

Trolese, M., Cerminara, M., Esposti Ongaro, T. y Giordano, G. 2019. The footprint of column collapse regimes on pyroclastic flow temperatures and plume heights. *Nature Communications* 10: 2476.

Tron, V. y Brun, J.P., 1991. Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems. *Tectonophysics* 188: 71-84.

Twiss, R.J., Unruh, J.R., 1998. Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rate? *Journal of Geophysical Research* 103 (B6): 12205-12222.

Tye, R.S. y Coleman, J.M. 1989. Depositional processes and stratigraphy of fluvially dominated lacustrine deltas; Mississippi delta plain. *Journal of Sedimentary Petrology* 59: 973–996.

Uliana, M.A. y Dellapé, D.A. 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión maastrichtiana-eoterciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia septentrional). Actas 8º Congreso Geológico Argentino, 3: 673-711. Buenos Aires.

Van der Pluijm, B. y Marshak, S. 2004. Earth Structure, An Introduction to Structural Geology and Tectonics. 2da edición. W.W. Norton y Company. 656p.

Vera, D. R., Sobol, M., Giacosa, R., Greco, G., González, P. D. y González, S. 2022. Geología y estratigrafía del Triásico en la zona aledaña al puesto Llancaqueo, Los Menucos, Macizo Nordpatagónico, Río Negro. Revista De La Asociación Geológica Argentina, 79(2).

Vera, D.R. Giacosa, R.E., Greco, G.A., González, S.N. y González P.D. 2021. Caracterización cinemática de fallas en el Mesozoico del puesto Llancaqueo, Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro. XVIII Reunión de Tectónica, Actas. San Luis, Argentina.

von Gosen, W., 2002. Polyphase structural evolution in the northeastern segment of the North Patagonian Massif (southern Argentina). Journal of South American Earth Sciences, 15, 591-623. [http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00111-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00111-6)

von Gosen, W., 2003. Thrust tectonics in the North Patagonian Massif (Argentina): implications for a Patagonia plate. Tectonics, 22, 1005. <http://dx.doi.org/10.1029/2001TC901039>

Walker, G.P.L. 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. Journal Volcanology and Geothermal Research 17: 65-88.

Walker, R.G. y Cant, D.J., 1984. Sandy fluvial systems, En: Walker, R.G. (ed.), Facies Models. Geoscience Canadá Reprint Series 1: 71–89.

Wichmann, R. 1927. Resultados de un viaje de estudios geológicos en los territorios del Río Negro y del Chubut, efectuados durante los meses de enero

hasta junio del año 1923. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Publicación 33, Buenos Aires. Pág. 1-59.

Wright, F.E. 1915. Obsidian from Hrafninnuhryggur, Iceland: Its lithophysae and surface markings. Bulletin of the Geological Society of America 26: 255-286.

Zaffarana, C.B. y Somoza, R. 2012. Palaeomagnetism and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating from Lower Jurassic rocks in Gastre, central Patagonia: further data to explore tectonomagmatic events associated with the break-up of Gondwana. Journal of the Geological Society, London, doi: 10.1144/0016-76492011-089.

Zöllner, W. y Amos, A.J. 1955. Acerca del Paleozoico superior y Triásico del cerro La Premia, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 10 (2): 127-135.

Zöllner, W. y Amos, A.J. 1973. Descripción de la Hoja 32b, Chos Malal, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero, Boletín 143: 1-91, Buenos Aires.

**APÉNDICE**

**SET DE DATOS CINEMÁTICOS**

**ESTACIÓN DE MEDICIÓN: CERRO LA LAJA****UNIDAD:** Sucesión volcano – sedimentaria LLancaqueo**EDAD:** Triásico Superior**NÚMERO DE FALLAS:** 54

N° de falla	Coordenadas		Estratificación		Datos de falla				
	Latitud	Longitud	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Plunge	Trend	Cinemática
1	40°51'22.9"	68°11'4"	200	15	5	74	74	95	N
2	40°51'22.9"	68°11'4"	200	15	38	70	17	45	N
3	40°51'22.9"	68°11'4"	200	15	344	75	9	346	S
4	40°51'22.9"	68°11'4"	200	15	28	65	61	82	N
5	40°51'22.9"	68°11'4"	200	15	30	88	9	206	S
6	40°51'22.9"	68°11'4"	200	15	46	77	76	130	N
7	40°51'22.9"	68°11'4"	200	15	14	65	63	92	N
8	40°51'22.9"	68°11'4"	200	15	170	80	7	354	D
9	40°51'22.9"	68°11'4"	200	15	28	79	15	209	D
10	40°51'22.9"	68°11'4"	200	15	28	80	40	198	D
11	40°51'22.9"	68°11'4"	200	15	130	70	4	300	S
12	40°51'22.9"	68°11'4"	200	15	170	82	9	341	D
13	40°51'22.9"	68°11'4"	200	15	38	69	16	44	N
14	40°51'22.9"	68°11'4"	200	15	35	89	14	211	S
15	40°51'22.9"	68°11'4"	200	15	30	67	63	84	N

16	40°51'22.9"	68°11'4"	200	15	29	80	9	200	D
17	40°51'22.9"	68°11'4"	200	15	40	79	78	130	N
18	40°51'22.9"	68°11'4"	200	15	340	71	6	343	S
19	40°51'22.9"	68°11'4"	200	15	31	82	43	199	D
20	40°51'22.9"	68°11'4"	200	15	126	70	5	296	S
21	40°51'22.9"	68°11'4"	200	15	8	77	77	98	N
22	40°51'22.9"	68°11'4"	200	15	13	70	68	92	N
23	40°50'42.37"	68°11'6.11"	40	10	55	44	32	124	N
24	40°50'42.37"	68°11'6.11"	40	10	54	55	41	184	N
25	40°50'42.37"	68°11'6.11"	40	10	216	70	16	30	D
26	40°50'42.37"	68°11'6.11"	40	10	55	40	30	194	S
27	40°50'42.37"	68°11'6.11"	40	10	178	90	40	172	D
28	40°50'42.37"	68°11'6.11"	40	10	153	75	30	160	S
29	40°50'42.37"	68°11'6.11"	40	10	38	70	17	214	S
30	40°50'42.37"	68°11'6.11"	40	10	282	56	5	95	S
31	40°50'42.37"	68°11'6.11"	40	10	314	63	5	352	D
32	40°50'42.37"	68°11'6.11"	40	10	44	74	3	43	D
33	40°50'42.37"	68°11'6.11"	40	10	175	85	38	213	D
34	40°50'42.37"	68°11'6.11"	40	10	52	50	39	182	N
35	40°50'42.37"	68°11'6.11"	40	10	40	70	2	42	D
36	40°50'42.37"	68°11'6.11"	40	10	40	70	16	214	S
37	40°50'42.37"	68°11'6.11"	40	10	59	42	32	197	S
38	40°50'42.37"	68°11'6.11"	40	10	150	75	30	162	S
39	40°50'42.37"	68°11'6.11"	40	10	282	59	8	90	S
40	40°50'42.37"	68°11'6.11"	40	10	220	74	20	34	D
41	40°50'42.37"	68°11'6.11"	40	10	50	46	30	122	N
42	40°50'42.37"	68°11'6.11"	40	10	300	60	5	310	D
43	40°50'38.7"	68°11'2"	47	22	236	68	6	60	D

44	40°50'38.7"	68°11'2"	47	22	82	88	4	82	S
45	40°50'38.7"	68°11'2"	47	22	140	38	38	230	N
46	40°50'38.7"	68°11'2"	47	22	42	85	12	209	D
47	40°50'38.7"	68°11'2"	47	22	80	30	25	230	N
48	40°50'38.7"	68°11'2"	47	22	28	84	15	188	S
49	40°50'38.7"	68°11'2"	47	22	78	30	26	232	N
50	40°50'38.7"	68°11'2"	47	22	239	70	6	53	D
51	40°50'38.7"	68°11'2"	47	22	40	86	12	208	D
52	40°50'38.7"	68°11'2"	47	22	33	86	15	198	S
53	40°50'38.7"	68°11'2"	47	22	80	88	4	84	S
54	40°50'38.7"	68°11'2"	47	22	136	40	40	226	N

**Referencias:** N (cinemática normal), I (cinemática inversa), D (cinemática dextral), S (cinemática sinestral).

\*Los datos de rumbo/inclinación de los estratos fueron tomados siguiendo la regla de la mano derecha



## ESTACIÓN DE MEDICIÓN: CERRO LA MINA

**UNIDAD:** Sucesión volcano – sedimentaria LLancaqueo

**EDAD:** Triásico Superior

**NÚMERO DE FALLAS:** 74

N° de falla	Coordenadas		Estratificación		Datos de falla				
	Latitud	Longitud	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Plunge	Trend	Cinemática
1	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	174	85	35	174	D
2	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	230	80	60	30	N
3	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	52	88	17	230	D
4	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	248	84	15	56	S
5	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	15	79	10	18	S
6	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	230	89	10	34	D
7	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	188	71	65	244	N
8	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	256	86	10	250	D
9	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	245	77	85	0	N
10	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	246	88	3	248	D
11	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	242	78	60	40	I
12	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	278	80	70	318	N
13	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	232	84	19	236	S
14	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	260	89	10	80	S
15	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	226	84	15	236	S
16	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	196	85	8	195	D

17	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	260	80	1	80	S
18	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	344	80	24	154	D
19	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	235	80	32	60	D
20	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	248	80	6	244	S
21	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	242	76	6	244	D
22	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	250	80	9	254	D
23	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	50	84	86	150	N
24	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	230	62	64	325	N
25	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	330	83	50	160	N
26	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	234	73	20	48	D
27	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	168	55	35	192	N
28	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	344	80	24	154	D
29	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	348	70	20	340	S
30	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	258	72	27	75	S
31	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	230	80	16	50	S
32	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	196	80	55	212	N
33	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	34	89	47	212	N
34	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	174	77	65	198	N
35	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	168	85	67	174	N
36	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	160	70	5	340	S
37	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	178	82	14	344	D
38	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	263	83	4	83	S
39	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	233	83	19	50	S
40	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	239	79	61	42	I
41	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	344	82	24	152	D
42	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	255	84	10	265	D
43	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	243	74	6	244	D
44	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	233	79	58	29	N

45	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	228	62	64	320	N
46	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	16	81	9	17	S
47	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	245	85	5	250	D
48	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	36	87	49	214	N
49	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	228	88	10	32	D
50	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	252	82	11	256	D
51	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	248	77	80	0	N
52	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	232	70	18	46	D
53	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	257	71	25	74	S
54	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	345	68	21	352	S
55	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	277	83	68	317	N
56	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	175	80	66	199	N
57	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	195	84	7	194	D
58	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	236	81	30	55	D
59	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	198	83	58	215	N
60	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	172	83	33	180	D
61	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	186	70	66	240	N
62	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	229	81	16	333	S
63	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	159	68	7	336	S
64	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	331	87	53	334	N
65	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	160	47	27	183	N
66	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	258	87	8	78	S
67	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	168	86	67	173	N
68	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	228	86	17	353	S
69	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	245	83	15	55	S
70	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	50	88	15	228	N
71	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	53	87	60	153	N
72	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	247	79	5	252	S

73	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	344	82	23	154	D
74	40°52'39.8"	68°07'28.5"	60	13	176	85	13	346	D

**Referencias:** N (cinemática normal), I (cinemática inversa), D (cinemática dextral), S (cinemática sinistral).

\*Los datos de rumbo/inclinación de los estratos fueron tomados siguiendo la regla de la mano derecha

**ESTACIÓN DE MEDICIÓN:** LLANC-1

**UNIDAD:** Sucesión volcano – sedimentaria LLancaqueo

**EDAD:** Triásico Superior

**NÚMERO DE FALLAS:** 17

N° de falla	Coordenadas		Estratificación		Datos de falla				
	Latitud	Longitud	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Plunge	Trend	Cinemática
1	40°50'19.81"	67°59'36.62"	50	5	70	80	35	237	S
2	40°50'19.81"	67°59'36.62"	50	5	348	77	10	165	S

3	40°50'19.81"	67°59'36.62"	50	5	220	85	5	22	S
4	40°50'19.81"	67°59'36.62"	50	5	204	89	12	211	D
5	40°50'19.81"	67°59'36.62"	50	5	202	60	60	291	N
6	40°50'19.81"	67°59'36.62"	50	5	46	70	60	174	N
7	40°50'19.81"	67°59'36.62"	50	5	210	71	59	228	N
8	40°50'19.81"	67°59'36.62"	50	5	27	50			N
9	40°50'19.81"	67°59'36.62"	50	5	60	65	50	210	N
10	40°50'19.81"	67°59'36.62"	50	5	230	89	5	45	S
11	40°50'19.81"	67°59'36.62"	50	5	40	75	60	160	N
12	40°50'19.81"	67°59'36.62"	50	5	215	75	60	275	N
13	40°50'19.81"	67°59'36.62"	50	5	80	80	35	225	S
14	40°50'19.81"	67°59'36.62"	50	5	55	62	52	183	N
15	40°50'19.81"	67°59'36.62"	50	5	355	81	9	166	S
16	40°50'19.81"	67°59'36.62"	50	5	200	89	10	210	D
17	40°50'19.81"	67°59'36.62"	50	5	210	70	65	395	N

**Referencias:** N (cinemática normal), I (cinemática inversa), D (cinemática dextral), S (cinemática sinestral).

\*Los datos de rumbo/inclinación de los estratos fueron tomados siguiendo la regla de la mano derecha

**ESTACIÓN DE MEDICIÓN: LLANC-2**

**UNIDAD:** Sucesión volcano – sedimentaria LLancaqueo

**EDAD:** Triásico Superior

**NÚMERO DE FALLAS:** 15

N° de falla	Coordenadas		Estratificación		Datos de falla				
	Latitud	Longitud	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Plunge	Trend	Cinemática
1	40°50'1.61"	67°57'52.32"			89	35	3	272	S
2	40°50'1.61"	67°57'52.32"			106	45	40	166	I
3	40°50'1.61"	67°57'52.32"			86	46	45	186	I
4	40°50'1.61"	67°57'52.32"			230	45	11	233	D
5	40°50'1.61"	67°57'52.32"			93	39	20	242	S
6	40°50'1.61"	67°57'52.32"			88	30	28	241	I
7	40°50'1.61"	67°57'52.32"			115	46	40	200	I
8	40°50'1.61"	67°57'52.32"			84	35	30	170	I
9	40°50'1.61"	67°57'52.32"			110	43	40	196	I

10	40°50'1.61"	67°57'52.32"	85	32	30	173	I
11	40°50'1.61"	67°57'52.32"	235	50	10	240	D
12	40°50'1.61"	67°57'52.32"	95	30	2	97	D
13	40°50'1.61"	67°57'52.32"	90	32	5	96	S
14	40°50'1.61"	67°57'52.32"	98	42	18	260	S
15	40°50'1.61"	67°57'52.32"	80	45	45	170	I

**Referencias:** N (cinemática normal), I (cinemática inversa), D (cinemática dextral), S (cinemática sinistral).

\*Los datos de rumbo/inclinación de los estratos fueron tomados siguiendo la regla de la mano derecha

### ESTACIÓN DE MEDICIÓN: LLANC-3

**UNIDAD:** Sucesión volcano – sedimentaria LLancaqueo

**EDAD:** Triásico Superior

**NÚMERO DE FALLAS:** 30

N° de falla	Coordenadas		Estratificación		Datos de falla				
	Latitud	Longitud	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Plunge	Trend	Cinemática
1	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	56	45	42	164	I
2	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	68	70	63	130	I

3	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	58	63	65	140	I
4	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	274	55	50	338	I
5	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	248	88	0	248	S
6	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	32	85	9	211	D
7	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	260	59	36	282	D
8	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	36	88	26	215	D
9	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	320	89	22	314	S
10	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	16	88	26	30	S
11	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	30	89	22	210	S
12	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	52	70	5	56	D
13	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	346	25	24	60	I
14	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	334	25	25	64	I
15	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	58	70	40	180	N
16	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	25	89	20	185	S
17	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	250	62	30	280	D
18	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	55	60	58	145	I
19	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	350	22	21	80	I
20	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	62	75	46	197	N
21	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	240	85	0	240	S
22	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	60	40	40	150	I
23	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	40	89	20	200	D
24	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	45	75	6	52	D
25	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	330	27	27	60	I
26	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	30	86	10	200	D
27	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	310	88	21	330	D
28	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	14	89	25	40	S
29	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	270	50	49	358	I
30	40°50'7.89"	67°59'26.15"	60	14	72	68	60	155	I



**Referencias:** N (cinemática normal), I (cinemática inversa), D (cinemática dextral), S (cinemática sinistral).

\*Los datos de rumbo/inclinación de los estratos fueron tomados siguiendo la regla de la mano derecha

**ESTACIÓN DE MEDICIÓN:** LLANC-4

**UNIDAD:** Sucesión volcano – sedimentaria LLancaqueo

**EDAD:** Triásico Superior

**NÚMERO DE FALLAS:** 18

N° de falla	Coordenadas		Estratificación		Datos de falla				
	Latitud	Longitud	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Plunge	Trend	Cinemática
1	40°50'17.79"	67°58'11.23"	30	20	42	37	34	132	I
2	40°50'17.79"	67°58'11.23"	30	20	30	30	24	82	I
3	40°50'17.79"	67°58'11.23"	30	20	292	50	4	112	S
4	40°50'17.79"	67°58'11.23"	30	20	284	65	8	288	D
5	40°50'17.79"	67°58'11.23"	30	20	274	60	3	280	D

6	40°50'17.79"	67°58'11.23"	30	20	50	67	9	50	D
7	40°50'17.79"	67°58'11.23"	30	20	206	29	26	293	I
8	40°50'17.79"	67°58'11.23"	30	20	196	28	9	4	S
9	40°50'17.79"	67°58'11.23"	30	20	189	35	10	203	S
10	40°50'17.79"	67°58'11.23"	30	20	46	30	28	136	I
11	40°50'17.79"	67°58'11.23"	30	20	25	26	20	115	I
12	40°50'17.79"	67°58'11.23"	30	20	200	31	28	290	I
13	40°50'17.79"	67°58'11.23"	30	20	195	40	13	358	S
14	40°50'17.79"	67°58'11.23"	30	20	55	72	12	67	D
15	40°50'17.79"	67°58'11.23"	30	20	290	70	10	300	D
16	40°50'17.79"	67°58'11.23"	30	20	285	52	2	102	S
17	40°50'17.79"	67°58'11.23"	30	20	190	32	7	0	S
18	40°50'17.79"	67°58'11.23"	30	20	270	65	1	272	D

**Referencias:** N (cinemática normal), I (cinemática inversa), D (cinemática dextral), S (cinemática sinestral).

\*Los datos de rumbo/inclinación de los estratos fueron tomados siguiendo la regla de la mano derecha

**ESTACIÓN DE MEDICIÓN: LLANC-5****UNIDAD:** Sucesión volcano – sedimentaria LLancaqueo**EDAD:** Triásico Superior**NÚMERO DE FALLAS:** 24

N° de falla	Coordenadas		Estratificación		Datos de falla				
	Latitud	Longitud	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Plunge	Trend	Cinemática
1	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	273	88	7	274	S
2	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	256	82	10	70	D
3	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	260	86	45	70	D
4	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	272	89	40	274	S
5	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	72	86	4	78	D
6	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	76	82	53	80	D
7	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	79	80	52	90	S
8	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	80	75	21	84	D
9	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	76	80	63	244	D
10	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	84	77	20	90	D
11	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	87	80	9	262	D
12	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	308	88	16	125	S
13	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	80	85	2	82	D
14	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	90	81	23	113	D
15	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	85	83	72	195	D
16	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	316	89	14	122	S

17	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	83	84	7	256	D
18	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	82	79	48	120	S
19	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	250	86	10	60	D
20	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	76	70	17	85	D
21	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	268	88	49	31	D
22	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	278	89	37	61	S
23	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	60	87	50	110	D
24	40°49'42.75"	67°59'3.97"	45	42	265	89	8	273	S

**Referencias:** N (cinemática normal), I (cinemática inversa), D (cinemática dextral), S (cinemática sinistral).

\*Los datos de rumbo/inclinación de los estratos fueron tomados siguiendo la regla de la mano derecha

### ESTACIÓN DE MEDICIÓN: LLANC-6

**UNIDAD:** Sucesión volcano – sedimentaria LLancaqueo

**EDAD:** Triásico Superior

**NÚMERO DE FALLAS:** 26

N° de falla	Coordenadas		Estratificación		Datos de falla				
	Latitud	Longitud	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Plunge	Trend	Cinemática

1	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			254	61	56	334	N
2	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			96	60	60	186	N
3	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			212	65	45	26	N
4	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			309	79	69	49	N
5	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			240	40	26	20	N
6	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			280	30	25	20	N
7	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			320	45	40	4	N
8	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			290	85	85	20	N
9	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			322	70	60	62	N
10	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			320	82	80	48	N
11	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			70	66	58	120	N
12	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			32	80	63	76	N
13	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			272	56	28	52	N
14	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			90	62	62	180	N
15	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			295	81	70	15	N
16	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			265	65	60	344	N
17	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			315	84	83	45	N
18	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			310	50	45	40	N
19	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			282	89	88	12	N
20	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			73	60	54	160	N
21	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			329	78	69	49	N
22	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			216	68	50	355	N
23	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			286	35	30	16	N
24	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			315	45	25	20	N
25	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			38	83	69	110	N
26	40°49'32.15"	68° 2'42.02"			269	61	32	350	N

**Referencias:** N (cinemática normal), I (cinemática inversa), D (cinemática dextral), S (cinemática sinistral).

\*Los datos de rumbo/inclinación de los estratos fueron tomados siguiendo la regla de la mano derecha

**ESTACIÓN DE MEDICIÓN:** LLANC-7

**UNIDAD:** Sucesión volcano – sedimentaria LLancaqueo

**EDAD:** Triásico Superior

**NÚMERO DE FALLAS:** 20

N° de falla	Coordenadas		Estratificación		Datos de falla				
	Latitud	Longitud	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Plunge	Trend	Cinemática
1	40°50'23.98"	68° 0'6.62"	65	20	322	76	20	140	S
2	40°50'23.98"	68° 0'6.62"	65	20	334	75	14	150	S
3	40°50'23.98"	68° 0'6.62"	65	20	314	82	11	132	S
4	40°50'23.98"	68° 0'6.62"	65	20	334	89	1	334	D
5	40°50'23.98"	68° 0'6.62"	65	20	206	80	10	220	S
6	40°50'23.98"	68° 0'6.62"	65	20	200	83	10	200	S
7	40°50'23.98"	68° 0'6.62"	65	20	214	89	15	230	D
8	40°50'23.98"	68° 0'6.62"	65	20	54	89	89	144	N
9	40°50'23.98"	68° 0'6.62"	65	20	54	88	88	144	N

10	40°50'23.98"	68° 0'6.62"	65	20	272	73	2	91	D
11	40°50'23.98"	68° 0'6.62"	65	20	340	89	2	342	D
12	40°50'23.98"	68° 0'6.62"	65	20	51	88	87	141	N
13	40°50'23.98"	68° 0'6.62"	65	20	329	79	12	136	S
14	40°50'23.98"	68° 0'6.62"	65	20	220	89	13	235	D
15	40°50'23.98"	68° 0'6.62"	65	20	279	80	2	95	D
16	40°50'23.98"	68° 0'6.62"	65	20	310	85	9	120	S
17	40°50'23.98"	68° 0'6.62"	65	20	316	80	16	332	S
18	40°50'23.98"	68° 0'6.62"	65	20	56	86	86	142	N
19	40°50'23.98"	68° 0'6.62"	65	20	210	81	11	220	S
20	40°50'23.98"	68° 0'6.62"	65	20	190	86	10	200	S

**Referencias:** N (cinemática normal), I (cinemática inversa), D (cinemática dextral), S (cinemática sinestral).

\*Los datos de rumbo/inclinación de los estratos fueron tomados siguiendo la regla de la mano derecha

**ESTACIÓN DE MEDICIÓN: LLANC-8****UNIDAD:** Sucesión volcano – sedimentaria LLancaqueo**EDAD:** Triásico Superior**NÚMERO DE FALLAS:** 17

N° de falla	Coordenadas		Estratificación		Datos de falla				
	Latitud	Longitud	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Plunge	Trend	Cinemática
1	40°49'59.16"	68° 0'9.17"			274	76	10	280	S
2	40°49'59.16"	68° 0'9.17"			281	65			
3	40°49'59.16"	68° 0'9.17"			280	80	8	92	S
4	40°49'59.16"	68° 0'9.17"			260	62	15	78	D
5	40°49'59.16"	68° 0'9.17"			262	62	30	60	D
6	40°49'59.16"	68° 0'9.17"			260	65	30	60	D
7	40°49'59.16"	68° 0'9.17"			270	62	35	82	D
8	40°49'59.16"	68° 0'9.17"			278	70	26	62	D
9	40°49'59.16"	68° 0'9.17"			278	66	45	316	S
10	40°49'59.16"	68° 0'9.17"			253	70	35	43	D
11	40°49'59.16"	68° 0'9.17"			287	85	7	93	S
12	40°49'59.16"	68° 0'9.17"			268	80	10	278	S
13	40°49'59.16"	68° 0'9.17"			280	76	20	85	D
14	40°49'59.16"	68° 0'9.17"			264	66	35	49	D
15	40°49'59.16"	68° 0'9.17"			274	71	50	320	N
16	40°49'59.16"	68° 0'9.17"			255	65	12	63	D



17	40°49'59.16"	68° 0'9.17"	265	68	32	65	D
----	--------------	-------------	-----	----	----	----	---

**Referencias:** N (cinemática normal), I (cinemática inversa), D (cinemática dextral), S (cinemática sinestral).

\*Los datos de rumbo/inclinación de los estratos fueron tomados siguiendo la regla de la mano derecha

**ESTACIÓN DE MEDICIÓN:** LLANC-9

**UNIDAD:** Sucesión volcano – sedimentaria LLancaqueo

**EDAD:** Triásico Superior

**NÚMERO DE FALLAS:** 45

N° de falla	Coordenadas		Estratificación		Datos de falla				
	Latitud	Longitud	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Plunge	Trend	Cinemática
1	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	46	10	270	66			D
2	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	46	10	348	4	2	82	S
3	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	46	10	274	50			D
4	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	2	16	18	62	46	160	S
5	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	2	16	184	71	15	0	D
6	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	2	16	26	89	26	200	S
7	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	2	16	192	75	26	202	D

8	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	2	16	199	75	30	278	D
9	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	2	16	290	51			I
10	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	2	16	264	70	12	79	S
11	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	2	16	264	75	12	79	S
12	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	2	16	186	80	28	316	D
13	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	2	16	267	75	15	72	S
14	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	2	16	20	65	50	120	I
15	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	2	16	30	88	25	185	S
16	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	2	16	189	75	11	355	D
17	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	2	16	205	81	35	235	D
18	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	2	16	295	49	49	25	I
19	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	2	16	260	82	13	67	S
20	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	230	13	296	80	0	296	S
21	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	230	13	296	80	0	296	D
22	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	230	13	290	82	0	290	S
23	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	230	13	292	83	0	292	D
24	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	230	13	291	78	78	21	N
25	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	230	13	294	80	80	24	N
26	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	230	13	295	84	84	25	N
27	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	230	13	177	55	29	196	S
28	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	230	13	280	80	1	281	S
29	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	230	13	285	89	2	287	D
30	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	230	13	296	75	74	26	N
31	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	230	13	298	84	83	28	N
32	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	230	13	170	60	30	320	S
33	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	230	13	290	85	2	292	S
34	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	230	13	300	82	82	30	N
35	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	230	13	293	86	5	300	D

36	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	103	7	312	80	55	56	N
37	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	103	7	310	82	60	55	N
38	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	103	7	309	78	45	50	N
39	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	103	7	312	79	60	54	N
40	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	103	7	308	85	37	310	D
41	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	103	7	298	81	48	345	N
42	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	103	7	318	86	65	80	N
43	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	103	7	308	84	60	350	N
44	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	103	7	315	83	63	50	N
45	40°50'51.35"	68° 0'12.18"	103	7	312	89	30	342	D

**Referencias:** N (cinemática normal), I (cinemática inversa), D (cinemática dextral), S (cinemática sinestral).

\*Los datos de rumbo/inclinación de los estratos fueron tomados siguiendo la regla de la mano derecha

**ESTACIÓN DE MEDICIÓN: LLANC-10****UNIDAD:** Sucesión volcano – sedimentaria LLancaqueo**EDAD:** Triásico Superior**NÚMERO DE FALLAS:** 14

N° de falla	Coordenadas		Estratificación		Datos de falla				
	Latitud	Longitud	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Plunge	Trend	Cinemática
1	40°51'1.56"	67°59'50.14"	124	7	332	20	20	50	I
2	40°51'1.56"	67°59'50.14"	124	7	339	24	20	40	I
3	40°51'1.56"	67°59'50.14"	124	7	188	64			N
4	40°51'1.56"	67°59'50.14"	124	7	292	85	30	108	D
5	40°51'1.56"	67°59'50.14"	124	7	196	82	45	10	S
6	40°51'1.56"	67°59'50.14"	124	7	110	80	60	210	N
7	40°51'1.56"	67°59'50.14"	124	7	258	72	3	75	D
8	40°51'1.56"	67°59'50.14"	124	7	194	70	70	284	N
9	40°51'1.56"	67°59'50.14"	124	7	342	30	25	65	I
10	40°51'1.56"	67°59'50.14"	124	7	293	87	26	87	D
11	40°51'1.56"	67°59'50.14"	304	10	262	67	5	78	D
12	40°51'1.56"	67°59'50.14"	304	10	108	86	55	278	N
13	40°51'1.56"	67°59'50.14"	304	10	198	85	40	338	S
14	40°51'1.56"	67°59'50.14"	304	10	330	25	25	60	I