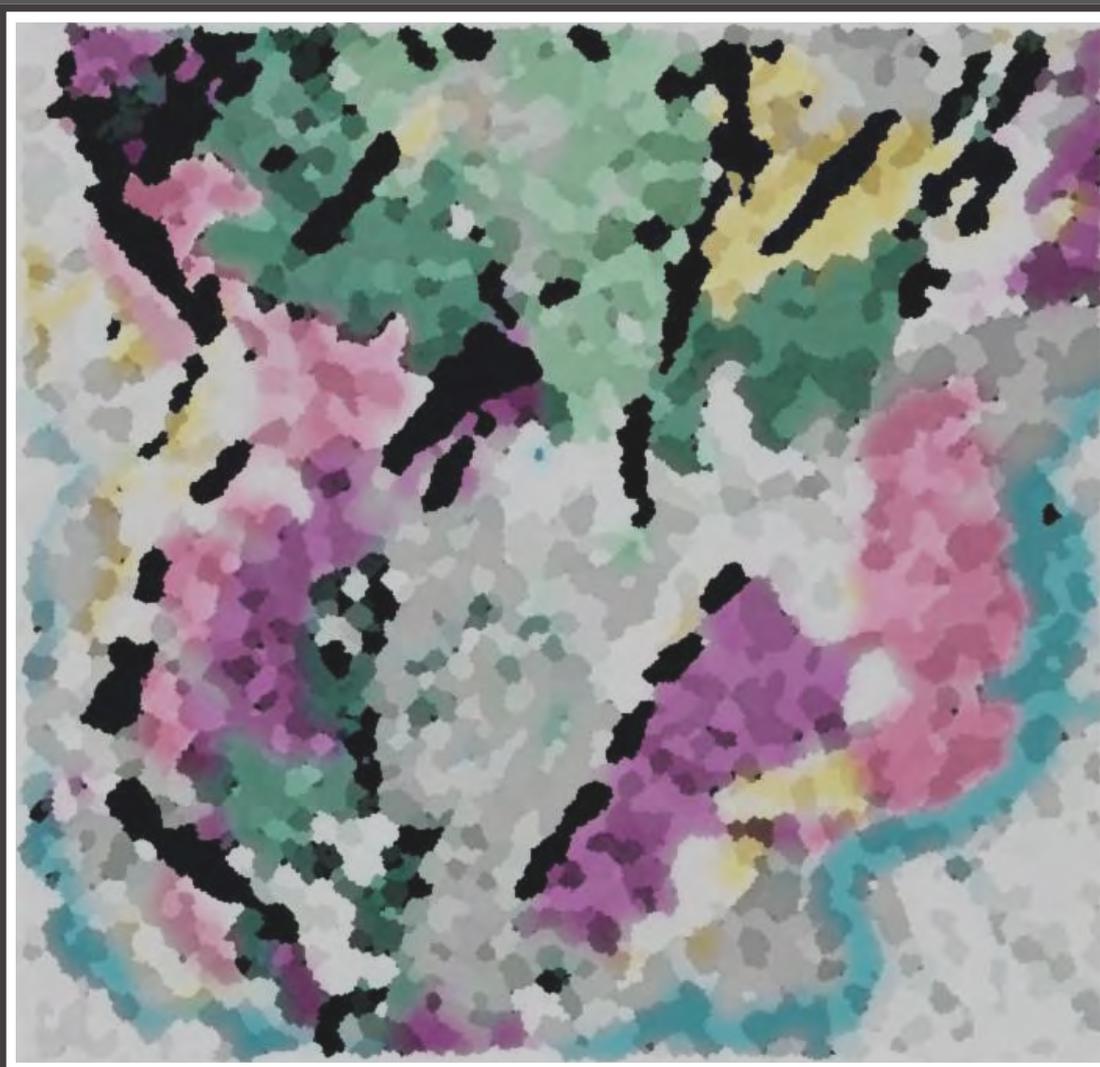


TESIS DOCTORAL 2020

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA



**ESTRUCTURA DEL ANTEPAÍS NORPATAGÓNICO EN EL LÍMITE
DE LA CUENCA NEUQUINA Y EL MACIZO NORPATAGÓNICO:
HERENCIA DE LAS ESTRUCTURAS PREVIAS Y CONTROL SOBRE
LA GENERACIÓN DE LAS CUENCAS NEÓGENAS**



LIC. GARCÍA MICAELA R.

**DIRECTORES: DR. JUAN R. FRANZESE
DR. LEANDRO D'ELIA**



TESIS DOCTORAL 2020

**ESTRUCTURA DEL ANTEPAÍS NORPATAGÓNICO EN EL LÍMITE
DE LA CUENCA NEUQUINA Y EL MACIZO NORPATAGÓNICO:
HERENCIA DE LAS ESTRUCTURAS PREVIAS Y CONTROL SOBRE
LA GENERACIÓN DE LAS CUENCAS NEÓGENAS**

LICENCIADA GARCÍA MICAELA R.

DIRECTORES

DR. JUAN R. FRANZESE

DR. LEANDRO D'ELIA

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA

*A mi familia,
a mis amigas y amigos,
a Dani*

*“Pensé en un laberinto de laberintos,
en un sinuoso laberinto creciente que abarcara
el pasado y el porvenir (...)”*

Jorge Luis Borges
Ficciones, 1944.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

AGRADECIMIENTOS	I
RESUMEN	III
<i>ABSTRACT</i>	V
CAPÍTULO 1 – INTRODUCCIÓN.....	1
CAPÍTULO 2 – MARCO GEOLÓGICO.....	5
2.1 CONFIGURACIÓN PRE-ANDINA DEL MACIZO DE SAÑICÓ.....	7
2.1.1 CONFIGURACIÓN DEL BASAMENTO PALEOZOICO	7
2.1.2 CONFIGURACIÓN MESOZOICA.....	10
2.2 CONFIGURACIÓN ANDINA DEL MACIZO DE SAÑICÓ.....	11
2.3 ESTRATIGRAFÍA DEL MACIZO DE SAÑICÓ	14
CAPÍTULO 3 – METODOLOGÍA	17
3.1 ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL.....	18
3.1.1 MAPEO GEOLÓGICO	18
3.1.2 CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA	20
3.1.3 ANÁLISIS GEOMÉTRICO DE LA ESTRUCTURACIÓN PRE- ANDINA MESOZOICA Y ANDINA	22

3.2 ANÁLISIS MICROTTECTÓNICO Y CINEMÁTICO.....	24
3.2.1 ESTRUCTURACIÓN PRE- ANDINA: ANÁLISIS GEOMÉTRICO DE LA FÁBRICA DEL BASAMENTO PALEOZOICO	24
3.2.2 ESTRUCTURACIÓN ANDINA: ANÁLISIS CINEMÁTICO DE LA DEFORMACIÓN FRÁGIL.....	28
CAPÍTULO 4 - CARACTERIZACIÓN MORFOESTRUCTURAL DEL MACIZO DE SAÑICÓ	32
4.1 DOMINIO OCCIDENTAL.....	34
4.2 DOMINIO CENTRAL	38
4.3 DOMINIO ORIENTAL	39
4.4 SÍNTESIS DE LA CONFIGURACIÓN MORFOESTRUCTURAL	41
CAPÍTULO 5 - CONFIGURACIÓN PRE-ANDINA: ESTRUCTURACIÓN Y ESTRATIGRAFÍA MECÁNICA DE UNIDADES PALEOZOICAS Y MESOZOICAS	44
5.1 ESTRUCTURACIÓN DEL BASAMENTO PALEOZOICO	44
5.1.1 FÁBRICAS PENETRATIVAS Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS.....	46
5.1.2 FÁBRICAS DISCRETAS	57
5.1.3 MODELO ESTRUCTURAL GEOMÉTRICO DEL BASAMENTO	66

5.2 ESTRUCTURACIÓN MESOZOICA Y ESTRATIGRAFÍA MECÁNICA DEL RELLENO DE RIFT ASOCIADO	67
5.2.1 UNIDADES MECÁNICAS.....	75
5.2.2 CONFIGURACIÓN MESOZOICA.....	78
CAPÍTULO 6 - CONFIGURACIÓN ANDINA.....	79
6.1 ANÁLISIS GEOMÉTRICO DE LAS ESTRUCTURAS TECTÓNICAS ANDINAS	80
6.1.1 DOMINIO OCCIDENTAL	82
6.1.2 DOMINIO CENTRAL.....	86
6.1.3 DOMINIO ORIENTAL	89
6.1.4 INTEGRACIÓN DEL ANÁLISIS GEOMÉTRICO.....	92
6.2 MODELADO CINEMÁTICO	94
6.2.1 DOMINIO OCCIDENTAL.....	95
6.2.2 DOMINIO CENTRAL	97
6.2.3 DOMINIO ORIENTAL.....	99
6.2.4 SÍNTESIS DEL MODELADO	101
6.3 ANÁLISIS CINEMÁTICO MESOSCÓPICO.....	103
6.3.1 DOMINIO OCCIDENTAL.....	103
6.3.2 DOMINIO ORIENTAL.....	111
6.3.3 INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS CINEMÁTICOS.....	119

CAPÍTULO 7 – INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	120
7.1 MODELO ESTRUCTURAL DEL MACIZO DE SAÑICÓ	128
7.2 CONTROL ESTRUCTURAL DE LAS ANISOTROPÍAS	129
7.2.1 ANISOTROPÍAS DEL BASAMENTO PALEOZOICO	131
7.2.2 ANISOTROPÍAS MESOZOICAS	136
7.3 MODELO ANDERSONIANO VS. COMPORTAMIENTO FRICCIONAL	138
CAPÍTULO 8 – CONCLUSIONES	142
BIBLIOGRAFÍA	145

AGRADECIMIENTOS

Detrás de esta tesis doctoral se esconde el trabajo, el apoyo y el cariño de muchas personas que me acompañaron todo este tiempo y que sin dudas fueron muy importantes. De esta forma quisiera agradecer brevemente a cada una de ellas por su ayuda, su compañía y por ser el sostén que me mantuvo en carrera estos cinco años.

A mis directores Juan Franzese y Leandro D'Elia por darme la posibilidad de desarrollar este trabajo, por su dedicación, por brindarme su tiempo y su confianza y por permitirme mejorar día a día.

A mis amigas y amigos del Centro de Investigaciones Geológicas por los consejos, por compartir y animarme en los momentos más difíciles y por hacer del lugar de trabajo un espacio de amistad y alegría. Gracias Daniela Funes, Manuel López, Joaquín Bucher, Mariano Remires, Manuel Isla, Rodrigo Feo, Marina Coronel, Damián Moyano, Tomás Fuentes.

A Manuel López, Daniela Funes y Joaquín Pérez Mayoral por acompañarme a los viajes de campo, trabajar siempre con buena predisposición y compromiso y por permitirme disfrutar de esos momentos. Este trabajo definitivamente no podría haberse realizado sin su colaboración. ¡Muchas gracias! Agradecer también a Sebastián Oriolo y Roberto Martino por brindarme siempre su ayuda y compartir sus conocimientos.

A Daniela Funes, Manuela Benítez y Manuel López por hacerme parte de sus campañas. ¡Aprendí muchísimo y no solo de geología! Gracias por permitirme ayudarlas en sus trabajos y disfrutar de los impresionantes paisajes al pie del Lanín, los atardeceres en el Río de La Plata y los avistajes de ballenas.

A las personas que conocí desde el inicio de este camino en la Facultad allá por el 2008 y que hasta hoy siempre estuvieron de una u otra forma, acompañándome y motivándome de diferentes maneras. Gracias Manuel Isla, Florencia López, Antonella Palazzo, Gimena Devoto, Milagros Aventín, Ramiro Lenarduzzi, Dardo Lozano, Diego Palma.

A mis compañeras y compañeros de beca doctoral, a todo el personal del Centro de Investigaciones Geológicas y particularmente a Rita, Mer, Nelli, Rocío y Mabel por la alegría, la calidez humana y la predisposición para ayudarme cada vez que lo necesité.

A mis compañeras y compañeros de la Cátedra de Geología estructural de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la UNLP por los buenos momentos compartidos, por las veces que me cubrieron durante este proceso y por festejar conmigo los logros obtenidos.

Agradecer a Benjamín Sandoval, Marcelo Carulo, Manuel Lucero, Javier Díaz, Carlos Villagra, Consuelo, Daniel Martínez, Maitén Cabezas, Ángela y a la directora, maestras y estudiantes de la Escuela de Corralito por ser una parte fundamental de este trabajo al permitirme desarrollar las tareas de campo de la mejor manera, por haber abierto las puertas de sus casas e instituciones para hospedarnos y por brindarnos su cariño.

A los jurados Dra. Laura Giambiagi, Dr. Victor Ramos y Dr. Luis Dimieri por su tiempo y dedicación, y por sus comentarios y sugerencias que permitieron mejorar el trabajo desarrollado y ampliar la discusión alcanzada.

A mi familia, amigas y amigos de la vida por la paciencia que me tienen y por estar siempre presentes. En especial a mis padres Luis y Rosana por ser mi guía y una parte fundamental de lo que soy hoy y a mi hermana Vanina que además de estar a mi lado por muchos años, fue la creadora de las portadas y de la estética de la tesis. Agradecer también a mi familia platense por el apoyo y por hacerme sentir como en casa.

Gracias Dani por el amor que me diste todos estos años, por acompañarme cada día dándome ánimos y motivándome cuando las cosas no iban como esperaba y por festejar conmigo cada uno de los logros. ¡Sin esa compañía de traspasos durante la escritura de la tesis, no lo hubiese logrado!

Gracias al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por el financiamiento necesario para desarrollar este proyecto y gracias a la Universidad Nacional pública y gratuita por brindarme una excelente educación y la posibilidad de seguir creciendo personal y profesionalmente en esta institución.

Finalmente, quiero agradecer a todas aquellas personas que apostaron al desarrollo y el progreso de la Ciencia y de la Educación y a quienes dedicaron gran parte de su tiempo y esfuerzo luchando para que los institutos sigan funcionando y poder hacer ciencia en nuestro país.

RESUMEN

El presente trabajo analiza el efecto que ejercen las anisotropías pre-existentes en la configuración estructural de una región, tomando como caso de estudio al Macizo de Sañicó, una unidad morfoestructural particular del antepaís fragmentado patagónico. Esta región constituye una locación ideal para el análisis integral de las estructuras desarrolladas a lo largo de historia geológica debido a que se conforma por bloques de basamento elevados parcialmente cubiertos por una delgada cubierta sedimentaria.

Dadas las complejidades que presenta el abordaje de configuraciones estructurales de características tan diferentes como son la presencia de anisotropías generadas bajo diferentes condiciones de la deformación y el desarrollo de estructuras en ese medio anisótropo, se realizaron análisis a diferentes escalas temporales y espaciales en pos de concebir un modelo estructural integrado. Esto involucró estudios morfoestructurales, litológicos con énfasis en las características geomecánicas de las rocas, geométricos y cinemáticos.

Los resultados del análisis morfoestructural definen al Macizo de Sañicó como un bloque cortical elevado que limita cuencas neógenas al oeste, al este y hacia el interior del mismo. Presenta configuraciones fisiográficas y estructurales diferenciadas en tres dominios: uno occidental que muestra las mayores elevaciones, estructuras de un amplio rango de orientaciones y configura hacia el oeste a la cuenca de Collón Cura; uno central que exhibe deformaciones localizadas con orientaciones NNO y define el límite occidental de la cuenca de Piedra del Águila; y un dominio oriental con estructuras NE y elevaciones reducidas que limitan las cuencas de Piedra del Águila al oeste y de Picún Lufú al este.

La configuración pre-andina comprende anisotropías de diferentes características. El basamento paleozoico exhibe fábricas discretas conformadas por zonas de cizalla dúctil y por contactos litológicos y, fábricas penetrativas con

foliaciones de metamorfismo regional y plegamientos asociados. Estas fábricas constituyen anisotropías verticales con altos contrastes de resistencia en el primer caso y bajo en el segundo. Las heterogeneidades vinculadas a la evolución mesozoica corresponden anisotropías verticales conformadas por fallas normales que controlan la inversión tectónica positiva durante la deformación andina, y anisotropías planares de disposición horizontal, dadas por las variaciones mecánicas de la estratigrafía, que condicionan la generación de las anisotropías verticales.

Se define una configuración estructural heterogénea para la deformación andina, con dos eventos de deformación regional bien diferenciados. El primero corresponde a un régimen de contracción para el Cretácico tardío que exhibe una orientación máxima de acortamiento NE, el segundo comprende un evento mixto contraccional y transcurrente para el Mioceno medio- Plioceno con dirección de máximo acortamiento OSO que da lugar a una partición de la deformación. En ambos episodios se identificó la inversión tectónica positiva de las fallas extensionales de mayor jerarquía, las cuales se resuelven de acuerdo con las características mecánicas del relleno y la presencia de estructuras que se desarrollan reactivando las fábricas de basamento.

Las evidencias presentadas en este trabajo indican que la estructuración heterogénea en este sector del antepaís fragmentado es producto de un comportamiento friccional controlado por tres tipos de anisotropías principales: fábricas discretas del basamento, fallas pre-existentes y variaciones mecánicas del relleno extensional mesozoico. Estos resultados determinan una partición de la deformación controlada por las anisotropías registradas, pudiendo establecer, lejos de las condiciones ideales comúnmente tomadas como condiciones auxiliares, un tipo de deformación tridimensional heterogénea.

ABSTRACT

The Massif of Sañicó constitutes a morphostructural unit of the Patagonian Broken Foreland formed by uplifted basement blocks with well-exposed fault zones associated with a thin record of intermontane basin infill. This region is defined as an ideal location to analyze the effect exerted by pre-existing anisotropies on the structural configuration of a region.

Given the complexities presented by the approach to structural configurations with presence of anisotropies form under different conditions of deformation and the development of structures in that anisotropic environment, different temporal and spatial analyses were performed in order to conceive an integrated structural model. This involved morphostructural, lithological studies with emphasis on the geomechanical characteristics of rocks, geometric and kinematic analyses.

The results of the morphostructural analysis define the Massif of Sañicó as an elevated basement block that configure a series of Neogene basins. It presents three domains with different physiographic and structural configurations. The west domain presents the highest elevations, structures of a wide range of orientations and configures westward to the Collón Cura Basin; the central one exhibit localized deformations with NNO orientations and defines the western limit of the Piedra del Águila Basin; and an eastern domain has the lowest elevations and presents NE structures that limit the Piedra del Águila Basin to the west and Picún Lufú Basin to the east.

Anisotropies of different characteristics were recognized in the pre-Andean configuration. The Paleozoic basement exhibits discrete fabrics made up of ductile shear zones and lithological contacts and, penetrative fabrics with regional metamorphism foliations and folds. These factories constitute vertical high resistance contrasts anisotropies in the first case and low in the second. The heterogeneities linked to the mesozoic evolution correspond to vertical anisotropies formed by normal faults that control the positive tectonic inversion

during the Andean deformation, and horizontal planar anisotropies given by the mechanical variations of the stratigraphy that condition the generation of the vertical anisotropies.

A heterogeneous structural configuration is defined for the Andean deformation, with two regional deformation events. The first one, corresponds to a Cretaceous contraction regime that exhibits a NE maximum orientation of shortening, the second one, comprises a mixed contractional and strike-slip event for the Miocene- Pliocene with WSW maximum shortening direction that results in strain partitioning. In both, the positive tectonic inversion of the major faults was identified, which are resolved according to the mechanical characteristics of the infill, and the presence of structures in reactivated basement fabrics.

The evidence presented in this work, indicates that the heterogeneous deformation is product of a frictional behavior controlled by three main types of anisotropy: discrete basement fabrics, pre-existing faults and mechanical variations of the mesozoic extensional infill. These results determine a partition of the deformation controlled by the recorded anisotropies, being able to establish, far from the ideal conditions commonly taken as auxiliary conditions, a type of heterogeneous three-dimensional deformation.



INTRODUCCIÓN



CAPÍTULO 1 – INTRODUCCIÓN

La tectónica frágil, estilo que caracteriza la deformación en la corteza superior de la Tierra, ha sido explicada históricamente como una respuesta de los materiales a un estado de esfuerzos triaxial bajo un modelo andersoniano, el cual ha sido utilizado para explicar la geometría, orientación y cinemática de las estructuras en este escenario (Anderson 1951). No obstante, en la mayoría de los casos las características de las estructuras presentes en la naturaleza no coinciden con los patrones predictivos de este modelo y esto se debe a que, si bien es una herramienta importante al momento de estudiar y explicar muchas zonas falladas, su aplicación queda restringida a un medio isótropo. En la naturaleza estas condiciones difícilmente se mantienen y los materiales rocosos se deforman en medios fuertemente anisótropos, relacionados a la presencia de fábricas pre-existentes en el basamento o a variaciones en las propiedades mecánicas de la cobertura (Peacock y Sanderson 1992). En una primera aproximación para abordar esta situación, la ley de Byerlee determina la activación previa de anisotropías bajo un comportamiento friccional (Byerlee 1978). El avance del conocimiento y la integración de nuevas metodologías de obtención de información geológica comprobó que, durante un único evento de deformación, un patrón complejo de fallas puede producirse si se considera un medio con planos de debilidad preexistentes factibles a deslizarse antes de que se forme la fractura (Reches 1978, Nieto-Samaniego y Alaniz-Alvarez 1997). Este marco conceptual es útil para el propósito de comprender la distribución geométrica y orientación de las estructuras tectónicas en un régimen frágil, aunque resulta insuficiente para pensar un modelo estructural en relación con causales, ya que establece como condiciones auxiliares un estado de esfuerzo triaxial ideal ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), el cual no presenta desviaciones producidas durante la progresión de la deformación. Este alejamiento de un marco dinámico ideal se relaciona a las diferencias geomecánicas de los materiales de la corteza, que determinaran a diferentes escalas un escenario de deformación tridimensional (3D) y heterogéneo (Reches 1978), alejado del ideario de deformación 2D

homogénea (Anderson 1951). En este sentido, numerosos estudios contemplaron el efecto que ejercen dichas anisotropías en la configuración estructural de una región, fundamentalmente vinculadas a la variabilidad de geometrías de las cuencas extensionales (e.g. McConnell 1972, Ranalli y Yin 1990, Peacock y Sanderson 1992, McClay y White 1995, Morley et al. 2004, Morley 2010, Tong et al. 2010) y esencialmente en cuencas de antepaís fragmentado, caracterizadas por una delgada cobertura de sedimentos y un estilo estructural frágil en donde interviene la deformación del basamento (e.g. del Papa et al. 2005, Hongn et al. 2010, García Morabito et al. 2011, Bilmes et al. 2013, Gianni et al. 2015). Particularmente es en los sistemas orogénicos en donde, dada la interacción generada entre el límite de placas litosféricas con magnitud, sentido y dirección de velocidades absolutas diferentes y asimetrías geométricas, la deformación progresa desde la escala del margen a la escala de regional, de forma no ideal. Dadas las complejidades que presenta su abordaje, hoy en día esta temática constituye un desafío para las geociencias en su esfuerzo por reunir información de diferentes escalas temporales y espaciales en pos de concebir un modelo estructural integrado que contemple las relaciones causa-efecto. El presente trabajo pretende abordar estas problemáticas tomando como caso de estudio una unidad morfoestructural particular del retroarco de los Andes Norpatagónicos (Figura 1) que exhibe todos los elementos definidos, los cuales han sido planteados hasta el momento como casos independientes.

La configuración de los Andes y del retroarco andino en toda su extensión, refleja una evolución compleja producto de la superposición de diferentes escenarios tectónicos desarrollados a lo largo de la historia geológica, alcanzando su máxima expresión durante la orogenia andina. Durante esta última etapa, el retroarco de los Andes Norpatagónicos queda representado por serranías constituidas por bloques de basamento elevados que delimitan depocentros neógenos y que constituyen el antepaís fragmentado patagónico (Bilmes et al. 2013). Esta configuración derivó en el desarrollo de diferentes interpretaciones vinculadas a su generación, siendo ampliamente discutida la influencia que ejercen las discontinuidades mecánicas preexistentes en la corteza, sobre la localización y desarrollo de las fallas andinas, proponiendo tanto la reactivación

UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

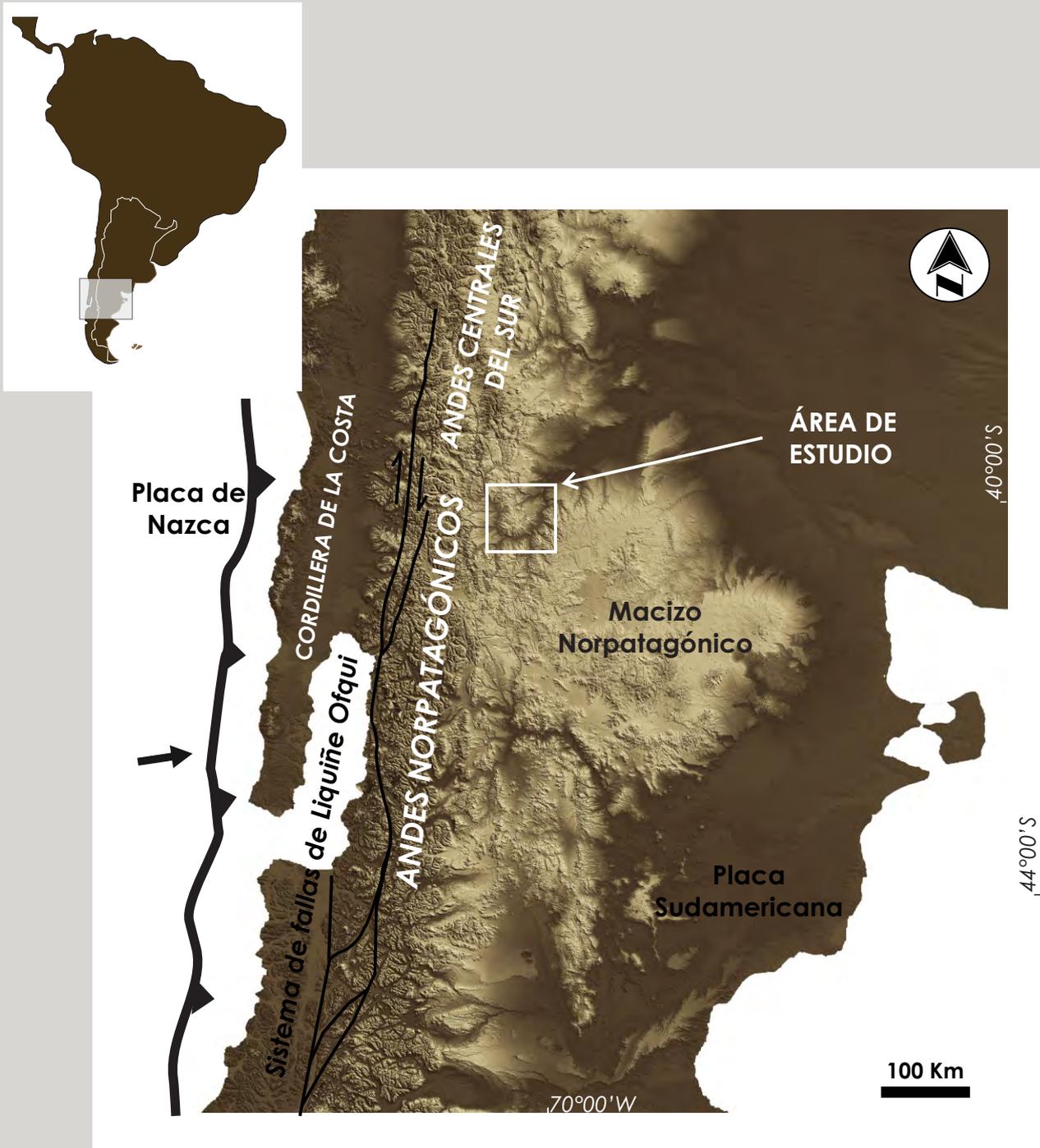


Figura 1. Localización del área de estudio en el retroarco de los Andes Norpatagónicos. Representación de la configuración tectónica actual con delimitación de la zona de subducción y las placas tectónicas involucradas.

de anisotropías paleozoicas como mesozoicas (Coira et al. 1975, Dalla Salda y Franzese 1987, Dalla Salda 1989, Varela et al. 1991, Diraison et al. 1998, Giacosa y Heredia 2004, Mosquera y Ramos 2006, García Morabito et al. 2011; García Morabito y Ramos 2012, entre otros). Sin embargo, no se han desarrollado para la región, estudios estructurales de detalle que contemplen las características de las anisotropías vinculadas a la evolución paleozoica y mesozoica y determinen el control que ejercen en la configuración de las estructuras andinas.

El Macizo de Sañicó (Figura 1) analizado en el presente trabajo, constituye una locación ideal para el análisis integral de las estructuras desarrolladas a lo largo de historia geológica del retroarco de los Andes Norpatagónicos, debido a que constituye una unidad morfoestructural particular dentro del antepaís fragmentado patagónico conformada por bloques de basamento elevados parcialmente cubiertos por una delgada cubierta sedimentaria. Se propone en este estudio, la identificación de las principales estructuras que controlaron el desarrollo de los altos de basamento y los depocentros asociados en el antepaís neógeno, analizando la influencia que las estructuras previas tuvieron en esta conformación. Dentro de este marco, los objetivos específicos incluyen: 1) Establecer los estilos de deformación de cada uno de los episodios tectónicos involucrados en el área; 2) Determinar la variación en el estilo y en la magnitud de la deformación a lo largo y ancho del área de estudio. 3) Establecer pautas de control de las estructuras paleozoicas y mesozoicas en la geometría y cinemática de las estructuras andinas. 4) Determinar el control de las estructuras andinas en la generación de los depocentros neógenos.



MARCO GEOLÓGICO



CAPÍTULO 2 - MARCO GEOLÓGICO

La configuración de los Andes Norpatagónicos y del retroarco andino entre los 38° y 42° de latitud sur refleja una evolución con superposición de diferentes escenarios tectónicos desarrollados a lo largo de la historia geológica de esta región (Figura 2.1A). Dicha evolución comprende tanto, la conformación del basamento durante el paleozoico, la estructuración de cuencas de rift ligada a la tectónica extensional mesozoica desarrollada en el margen occidental del Gondwana, como la instauración de un régimen tectónico predominantemente contraccional asociado a la dinámica de subducción de la placa Farallón por debajo de la placa Sudamericana para los últimos ~ 100 Ma (Figura 2.1A; Dalla Salda 1989, Uliana et al. 1989, Varela et al. 1991, Franzese 1995, Franzese y Spalletti 2001, Franzese et al. 2003, Mosquera y Ramos 2006, Folguera et al. 2007, Cristallini et al. 2009, Folguera y Ramos 2011, García Morabito et al. 2011, Ramos et al. 2011, Bilmes et al. 2013, D'Elia et al. 2012a, 2015, Ramos et al. 2015, López et al. 2018).

El área de estudio del presente trabajo de tesis doctoral se localiza en el dominio externo del retroarco andino (García Morabito et al. 2011), unos 50 Km al este de los Andes Norpatagónicos con un área de ~1600 Km² comprendida entre los ríos Collón Cura y Limay al oeste y sureste, respectivamente (Figuras 2.1A y 2.1B). Se desarrolla en la región límite entre la Cuenca Neuquina (particularmente el Engolfamiento Neuquino) y el Macizo Norpatagónico (Figura 2.1B), incluyendo dentro de su configuración características combinadas de ambas provincias geológicas. Por una parte, el basamento de esta región ha sido correlacionado con formaciones definidas para el Macizo Norpatagónico, mostrando importantes diferencias con las unidades descritas para el norte de la Cuenca Neuquina (Dalla Salda 1989, Varela et al. 1991, Franzese 1993, Franzese 1995, Cerredo y López de Luchi 1998, Varela et al. 2005). Este hecho ha sido atribuido a la presencia de una estructura de carácter cortical de primer orden de orientación predominantemente E, localizada al norte del área de estudio: Dorsal de Huincul (Figura 2.1A; Mosquera y Ramos 2006, Ramos et al.

LÍMITES DEL ÁREA DE ESTUDIO

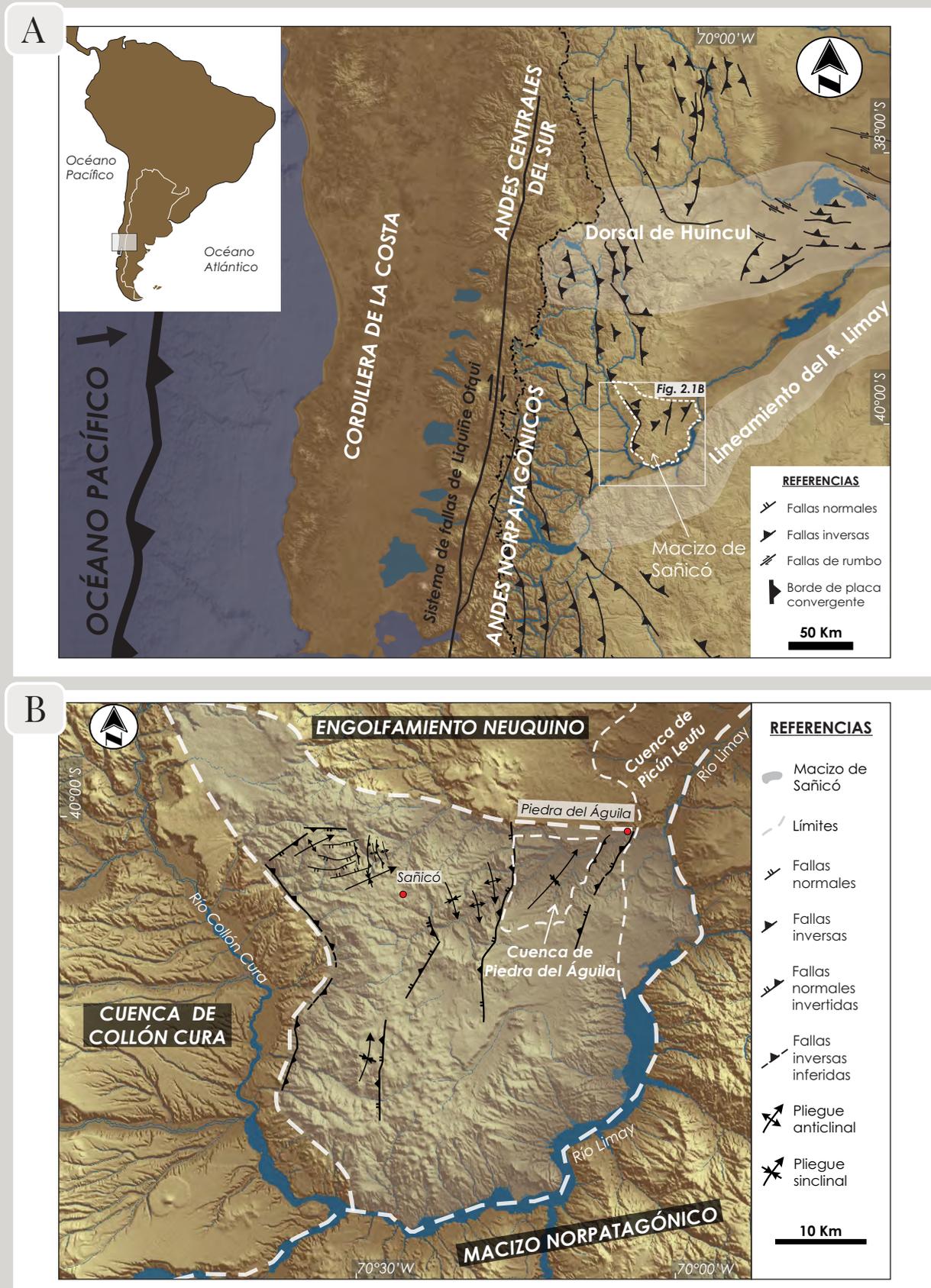


Figura 2.1. Configuración tectónica y localización del área de estudio. A) Marco tectónico, lineamientos corticales y estructura de los Andes Norpatagónicos y del retroarco andino entre los 37° y 42° S (modificado de Mosquera y Ramos 2006, Bilmes et al. 2013). B) Límites del Macizo de Sañicó y antecedentes estructurales (modificado de D'Elia et al. 2015).

2011). Por otra parte, al sur y al este del área de estudio se desarrolla un importante lineamiento de orientación NE que controló la distribución de las unidades iniciales de la Cuenca Neuquina hacia el sur (Franzese y Spalletti 2001) y que ha sido definido como Lineamiento Río Limay (Figura 2.1A; Ramos 1978). Estas particularidades generan ciertas controversias a la hora de incluir al área de estudio como correspondiente a la Cuenca Neuquina o el Macizo Norpatagónico. En este estudio, en consonancia con los trabajos de Franzese y Spalletti (2001), Ramos et al. (2011), D'Elia et al. (2015) entre otros, se la sitúa en el extremo austral de la Cuenca Neuquina. En esta región se exponen las rocas más antiguas de la Cuenca Neuquina, alojadas en depocentros extensionales desarrollados sobre bloques de basamento ígneo-metamórfico, cubiertos por una delgada sucesión de sedimentos y rocas volcánicas cenozoicas. La configuración definida por estas unidades constituye un rasgo morfoestructural particular denominado Umbral o Macizo de Sañicó (Braccini 1970, Ramos 1978). Esta unidad morfoestructural limita al oeste con la cuenca de Collón Cura (Ramos 1978, González Díaz y Nullo 1980), al norte con la región occidental del Engolfamiento Neuquino (Braccini 1970) y al este y al sur con el Macizo Norpatagónico (Figura 2.1B).

2.1. CONFIGURACIÓN PRE-ANDINA DEL MACIZO DE SAÑICÓ

La evolución pre-andina en este sector incluye, por un lado, el desarrollo y la estructuración del basamento paleozoico, asociados a diferentes condiciones magmáticas y metamórficas del borde occidental de Gondwana y, por otra parte, la evolución del evento extensional del Mesozoico que configura el sistema de rift de la Cuenca Neuquina.

2.1.1. CONFIGURACIÓN DEL BASAMENTO PALEOZOICO

Se han propuesto, a lo largo de los años, diferentes esquemas de evolución tectónica para explicar la configuración del basamento ígneo-metamórfico del Macizo de Sañicó y alrededores. Las rocas de esta región fueron originalmente asociadas a un ambiente colisional desarrollado entre el Proterozoico Tardío y

Paleozoico Tardío que habría dado origen a un cinturón ígneo-metamórfico (Dalla Salda 1989, Varela et al. 1991). La evolución del basamento es separada por estos autores en tres etapas: la primera fue definida como una fase orogénica inicial precámbrica con metamorfismo regional asociado, la segunda ha sido vinculada a la intrusión de cuerpos graníticos sin-cinemáticos y al desarrollo de un metamorfismo regional principal vinculados a la configuración temprana del borde suroeste de Gondwana ligada a un evento orogénico colisional durante el Devónico. Finalmente, la tercera etapa se relaciona a deformación frágil-dúctil interpretada como un período de levantamiento orogénico durante el Paleozoico Tardío a Triásico Temprano acompañado por la intrusión de granitoides post-tectónicos (Dalla Salda 1987, Linares et al. 1988, Dalla Salda 1989, Varela et al. 1991). Estudios posteriores, fundamentalmente geocronológicos, descartan la presencia de edades proterozoicas y limitan la evolución del basamento del área de estudio y alrededores a dos eventos ígneo-metamórficos (Varela et al. 2005). El más antiguo correspondería a un evento desarrollado en el Devónico, vinculado al Ciclo Orogénico Famatiniano, con desarrollo de un cinturón orogénico que se extendería desde el sur de Mendoza hasta Chubut (Varela et al. 2005). En el área de estudio este ciclo se encuentra evidenciado por intrusiones graníticas del Devónico Temprano y metamorfismo del Devónico Tardío. El evento más joven es representado por rocas metamórficas y magmáticas del Carbonífero - Pérmico Inferior que habría tenido lugar en un escenario de margen activo en el borde occidental del Gondwana con subducción e instauración de magmatismo de arco y metamorfismo relacionado al Ciclo Gondwánico (Ramos 1984, Varela et al. 2005).

En los últimos años, sobre la base de estudios regionales se han propuesto diversos modelos de evolución tectónica para el basamento de este sector de la Patagonia. Hervé et al. (2016, 2018) incluyen al área de estudio dentro del borde occidental del Gondwana para el Devónico, donde se habrían depositado las rocas protolíticas del basamento metamórfico, que luego, hacia finales de este período, fueron afectadas por un evento magmático y metamórfico asociado a un ambiente colisional. Esta propuesta se diferencia de la desarrollada por Varela et al. (2005) los cuales también asocian la depositación del protolito sedimentario

al Devónico, mientras que en este caso sostienen que el evento de orogénico no estaría asociado a la acreción de Chilenia, sino de un nuevo terreno denominado Chaitenia. Por su parte, Heredia et al. (2016, 2018) proponen que el área de estudio estaría comprendida dentro de la Patagonia Occidental (Placa acrecionada en el Ciclo Famatiniano atribuido para este sector al Ordovícico Medio-Silúrico) y habría sido afectada por la generación de un arco magmático y metamorfismo regional vinculados a subducción y colisión (Ciclo Gondwánico con acreción de la Antártida Occidental a Gondwana durante el Devónico Medio-Pérmico Medio). Este episodio estaría evidenciado en la región por granitoides sinorogénicos y postorogénicos. Los autores proponen a su vez la posible incidencia de granitoides postorogénicos y fajas de cizalla en un régimen compresivo (Ciclo Tabarín con subducción protopacífica durante el Pérmico Tardío-Triásico; Heredia et al. 2016, 2018).

Las unidades ígneo-metamórficas que conforman el basamento de la región han sido integradas originalmente dentro de una evolución estructural compleja, desarrollada como resultado de la superposición de tres eventos de deformación (Dalla Salda 1989, Varela et al. 1991). La fábrica metamórfica inicial definida por estos autores corresponde a una foliación relíctica de rumbo aproximadamente E que se habría desarrollado sincrónicamente con la principal fase metamórfica; sobre ella se desarrolla una esquistosidad penetrativa NNO. Ambas estructuras son afectadas finalmente por fajas de cizalla de distribución regional con orientaciones NE interpretadas como un último episodio de deformación dúctil-frágil. Estudios recientes proponen, a diferencia de lo expuesto previamente, el desarrollo de una evolución progresiva de deformación para explicar la generación de determinadas estructuras (García et al. 2018). En este último caso, se describe una foliación metamórfica regional con orientaciones variables de NE a NNO e inclinaciones de alto ángulo al SE y O que es afectada por estructuras de plegamiento con planos axiales de orientación NE a NNE. Estas estructuras son afectadas por zonas de cizalla dúctil de diferentes dimensiones con orientaciones NNE e inclinaciones al SE. Tanto los pliegues como las zonas de cizalla fueron integrados dentro de un avance

progresivo de la deformación vinculado a un régimen predominantemente contraccional (García et al. 2018).

2.1.2. CONFIGURACIÓN MESOZOICA

La extensión continental que dio origen a la Cuenca Neuquina fue inicialmente vinculada a la fragmentación del Gondwana (Uliana et al. 1989). Estudios posteriores proponen una explicación diferente para el origen de esta cuenca, vinculando su evolución a la actividad desarrollada en el margen proto-pacífico de Gondwana (Franzese y Spalletti 2001, Franzese et al. 2003). En este sentido, se definen cuatro estadios en la evolución de la cuenca. El primero (Carbonífero–Pérmico Temprano) consiste en el establecimiento de un arco magmático vinculado a la subducción del margen occidental de Gondwana. El siguiente estadio (Pérmico Tardío–Jurásico Temprano) se relaciona a una disminución en la subducción, colapso de la placa subducida y desarrollo de una ventana astenosférica. Como consecuencia, se desarrolla un magmatismo bimodal, levantamiento y posterior colapso de la corteza superior. El tercer estadio (Triásico Tardío–Jurásico Temprano) es caracterizado por una extensión generalizada con desarrollo de sistemas de rift con actividad magmática bimodal. Finalmente, para el Jurásico Inferior se activa la subducción, se desarrolla un arco magmático andino y se produce la subsidencia termal vinculada a la etapa de post-rift (Franzese y Spalletti 2001). Estudios recientes realizados en el Macizo de Sañicó, definen en este sector un climax para la etapa de sin-rift en el Jurásico Temprano que difiere de lo expuesto al norte de la Cuenca Neuquina, identificando un avance en la evolución de la extensión de norte a sur y el desarrollo de un post-rift diacrónico (D’Elia et al. 2015).

Los rasgos estructurales mayores que definen los límites de la Cuenca Neuquina fueron reconocidos como importantes zonas de fracturación pre-andina que limitaron diferentes segmentos tectónicos para el Triásico Tardío–Jurásico Temprano (Ramos 1978, Gulisano y Pando 1981). El límite sur de la misma está definido por el Lineamiento Río Limay que controló la distribución hacia el sur de los depósitos vinculados a la extensión, así como el desarrollo del plutonismo de arco hacia el norte (Franzese y Spalletti 2001). La estructuración

interna de la Cuenca Neuquina está definida por una serie de depocentros con geometría generalmente de hemigraben, limitados por fallas normales planares o lístricas con orientaciones paralelas a los bordes, reconociéndose para el norte de la misma, estructuras fundamentalmente NO y estructuras NE para el sur (Franzese y Spalletti 2001, Bechis et al. 2009, Cristallini et al. 2009, Giambiagi et al. 2009b, Bechis et al. 2010, D'Elia et al. 2015). En el área de estudio fueron reconocidos cuatro depocentros extensionales con geometría de hemigraben, limitados por estructuras de borde de rumbo N a NE (Figura 2.1B). Dichas estructuras limitaron áreas de acumulación de depósitos correspondientes a la etapa inicial Triásico Superior-Jurásico Inferior de la Cuenca Neuquina (D'Elia et al. 2015).

2.2. CONFIGURACIÓN ANDINA DEL MACIZO DE SAÑICÓ

La configuración andina en los Andes Norpatagónicos y el retroarco andino entre los 38° y 42° de latitud sur, es producto de diferentes regímenes tectónicos y estadios de deformación acaecidos desde el Cretácico Tardío vinculados a cambios en la dinámica de la subducción, reconociéndose para el Neógeno el principal episodio de deformación contraccional asociado a la construcción de los Andes Norpatagónicos.

En la zona de estudio se registran tres episodios de deformación desarrollados desde la formación del margen andino, vinculados a cambios en la velocidad y ángulo de convergencia y a la orientación y características del margen (Pardo-Casas y Molnar 1987, Somoza 1998, Somoza y Ghidella 2005, Folguera et al. 2007, Folguera y Ramos 2011). El primer episodio (Toarciano–Valanginiano) es definido por una convergencia oblicua desde el NO entre la paleoplaca pacífica de Aluk y la placa Sudamericana y es registrado como reactivaciones de estructuras paleozoicas, inversión tectónica de depocentros extensionales de la Cuenca Neuquina y la generación de nuevas estructuras en el retroarco interno y externo en la latitud de la Dorsal de Huincul (Mosquera y Ramos 2006, Silvestro y Zubiri 2008, Mosquera et al. 2011, García Morabito y Ramos 2012). La segunda fase (Cenomaniano–Maastrichtiano) es producto de

una convergencia aproximadamente normal al margen andino entre la placa Farallón y Sudamericana, que generó escasa deformación en la región de la Dorsal de Huincul y la inversión tectónica y generación de nuevas estructuras en el retroarco interno (Zonenshayn et al. 1984, Mosquera et al. 2011, García Morabito y Ramos 2012). El tercer y último episodio (Paleógeno–Neógeno) fue generado por una subducción oblicua desde el SO entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana y constituye el principal episodio de deformación y construcción de los Andes Norpatagónicos y configuraciones adyacentes (Pardo-Casas y Molnar 1987, Diraison et al. 1998). Asociado a este último evento de subducción se vinculan, en primer lugar y menos extendido, un episodio asociado a tectónica de tipo extensional (Eoceno tardío-Mioceno Inferior) registrado en el retroarco interno. Finalmente, se reconoce un evento principal Mioceno Medio-Plioceno que generó tanto la reactivación de estructuras paleozoicas, como la inversión tectónica de depocentros extensionales y la generación de nuevas estructuras tanto en el retroarco interno y externo como en los Andes Norpatagónicos (Mosquera y Ramos 2006, Folguera et al. 2007, Mosquera et al. 2011, García Morabito y Ramos 2012, Ramos et al. 2015, López et al. 2018).

La convergencia oblicua descrita previamente para los últimos 66 Ma (Tercer episodio) dio lugar a una partición de la deformación desarrollando un régimen trascurrente en la zona del arco y un régimen contraccional en la zona de retroarco (Diraison 1998, Folguera y Ramos 2002, Rosenau et al. 2006). El régimen trascurrente se relaciona en los Andes Norpatagónicos a fallas de rumbo paralelas al margen, siendo el rasgo principal de este sector la zona de transcurrencia dextral dominada por el sistema de fallas de Liquiñe–Ofqui (Figura 2.1A; Hervé 1976, Nelson et al. 1994, Cembrano et al. 1996, Thomson 2002, Rosenau et al. 2006). Hacia el retroarco, la partición de la deformación da lugar a una disminución de la componente de cizalla lateral con respecto a la componente de acortamiento. Son comunes en el retroarco interno, las fallas de desplazamiento de rumbo con una componente de movimiento vertical inverso y corrimientos con orientaciones N, mientras que hacia el retroarco externo, la deformación se propaga de forma contraccional dando lugar a fallas inversas

oblicuas al margen (Figura 2.1A; Diraison 1998, Giacosa y Heredia 2000, Folguera y Ramos 2002, Giacosa y Heredia 2004, García Morabito et al. 2011, Bilmes et al. 2013, Ramos et al. 2015; Tobal et al. 2015). Resultado de esta componente principal de acortamiento, se generó y configuró un sistema de antepaís de retroarco neógeno denominado antepaís fragmentado patagónico (Patagonian Broken Foreland; Bilmes et al. 2013).

La configuración del antepaís fragmentado Patagónico en el sector de la zona de estudio se define por una serie de serranías constituidas por bloques de basamento elevados que delimitan depocentros neógenos (cuenca de Collón Cura, cuenca de Piedra del Águila y cuenca de Picún Leufú; Figura 2.1B). Las estructuras que lo definen corresponden a fallas inversas con diferente vergencia que involucran al basamento y que en su mayoría son producto de la reactivación e inversión, durante el Neógeno, de estructuras preexistentes (Dalla Salda y Franzese 1987, Dalla Salda 1989, Varela et al. 1991, García Morabito et al. 2011, Bilmes et al. 2013, D'Elia y Martí 2013, D'Elia et al. 2015). Las estructuras reactivadas/invertidas han sido asociadas tanto a heterogeneidades en el basamento paleozoico como a fallas normales que limitaron los depocentros extensionales Mesozoicos. En menor medida, se desarrollan estructuras únicamente asociadas al evento contraccional neógeno (Giacosa y Heredia 2004, García Morabito et al. 2011, Folguera y Ramos 2011, Gianni et al. 2015). Dentro de este sistema de antepaís fragmentado se constituye el Macizo de Sañicó como una entidad morfoestructural definida, conformada por bloques de basamento cubiertos por una delgada cubierta sedimentaria y limitados por fallas inversas, que definen hacia el oeste la cuenca de Collón Cura y hacia el este la cuenca de Picún Leufú (Figura 2.1B). Internamente se encuentra estructurado por fallas inversas, pliegues regionales y estructuras homoclinales con orientaciones principales NE y N que definen a la cuenca de Piedra del Águila, mientras que las estructuras ENE y NO con vergencias al este y al oeste son menos abundantes (Figura 2.1B; D'Elia et al. 2015).

2.3. ESTRATIGRAFÍA DEL MACIZO DE SAÑICÓ

Las rocas más antiguas expuestas en la región corresponden a un basamento ígneo-metamórfico agrupado en las Formaciones Cushamen (Volkheimer 1964), Mamil Choique (Sesana 1968) y Granito Yuncón (Figura 2.2A; Galli 1969). La Formación Cushamen está constituida por esquistos micáceos, filitas cuarzosas y metacuarcitas, de bajo a mediano grado metamórfico (Galli 1969). La Formación Mamil Choique integra a rocas magmáticas y metamórficas de distinta naturaleza que han sido divididas para la zona de Piedra del Águila en tres facies: granítica, porfiroide (migmática) y deformada (milonítica) (Cucchi et al. 1998). El Granito Yuncón integra rocas plutónicas deformadas de composición ácida asociadas con intrusiones de pegmatitas y aplitas sin deformación (Galli 1969). Inicialmente, estas unidades fueron asignadas al Proterozoico Superior–Paleozoico Inferior (Volkheimer 1964, Galli 1969, Sesana 1968, Ravazzoli y Sesana 1977, Linares et al. 1988, Cingolani et al. 1991, Varela et al. 1991), mientras que estudios recientes han asignado edades silúrico–pérmicas para la Formación Cushamen (Figura 2.2B; Duhart et al. 2002, Lucassen et al. 2004, Hervé et al. 2005, Varela et al. 2005, Hervé et al. 2018), Carbonífero–Pérmico para Mamil Choique (Linares et al. 1988, Varela et al. 2005, Pankhurst et al. 2006, López de Luchi y Cerredo 2008) y Triásico Medio para el Granito Yuncón (Figura 2.2B; Varela et al. 2005). Afectando a estas unidades, se desarrolla la Formación Lipetrén (Figura 2.2A; Nullo 1978), integrada por granitos y pórfidos graníticos sin deformación del Triásico Superior (Figura 2.2B; Rapela et al. 1991, Varela et al. 2005).

Los depósitos vinculados a la extensión mesozoica fueron integrados en los Ciclos Precuyano y Cuyano. El Ciclo Precuyano comprende depósitos continentales volcánicos y volcanoclásticos de las Formaciones Paso Flores (Frenguelli 1948), Piedra del Águila (Ferello 1947) y Sañicó (Figura 2.2A y 2.2B; Stipanovic 1967). La Formación Paso Flores está conformada por una sucesión de conglomerados silicoclásticos, areniscas y escasos depósitos piroclásticos y ha sido asignada al Triásico Superior mediante estudios paleobiológicos (Galli 1969, Spalletti 1999, Morel et al. 2003, D’Elia et al. 2015). La Formación Piedra del

ESTRATIGRAFÍA DEL MACIZO DE SAÑICÓ

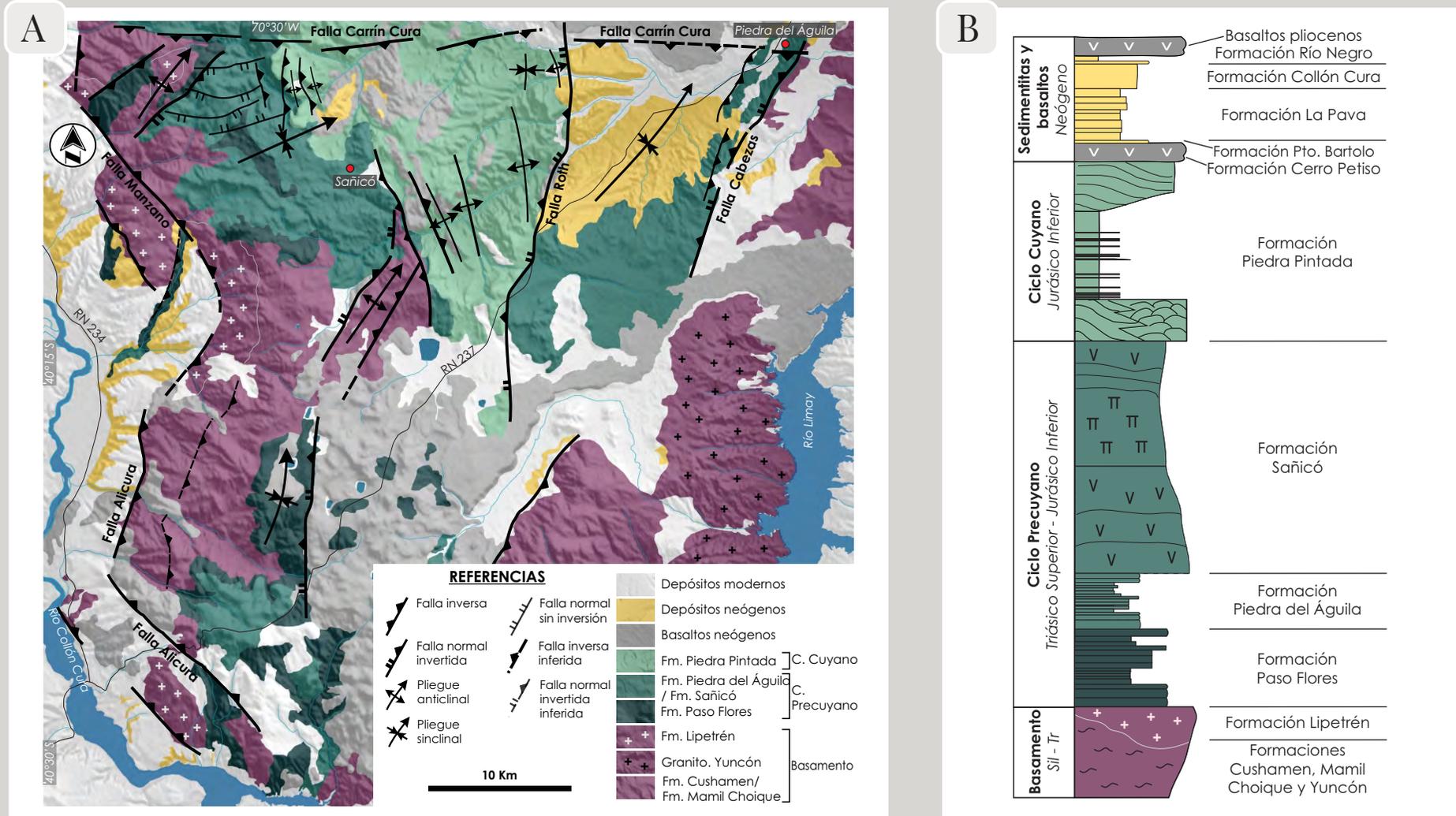


Figura 2.2. A) Mapa geológico del área de estudio con diferenciación de las unidades estratigráficas y de las estructuras presentes (modificado de Galli 1969, D'Elia et al. 2015). B) Columna estratigráfica esquemática, representativa del área de estudio (modificada de D'Elia et al. 2015).

Águila se compone de limolitas y areniscas del Jurásico Inferior (Galli 1969, Spalletti et al. 2010, D'Elia et al. 2015). La Formación Sañicó, por su parte, se compone de depósitos volcánicos y volcanoclásticos del Jurásico Inferior (Galli 1969, D'Elia et al. 2012a, 2012b, D'Elia et al. 2015). Seguidamente, se desarrolla el Ciclo Cuyano conformado por depósitos de ambiente marino y leve actividad volcánica de la Formación Piedra Pintada y la Formación Huayquimil del Jurásico Inferior (Figura 2.2B; Damborenea y Manceñido 1993, Cucchi et al. 1998, D'Elia et al. 2015).

Las unidades paleógenas y neógenas están constituidas por las Formaciones Puesto Bartolo (Rolleri et al. 1976), Cerro Petiso (Rolleri et al. 1976), La pava (Nullo 1978), Collón Cura (Yrigoyen 1969) y Río Negro (Figuras 2.2A y 2.2B; Wichmann 1934, Areniscas azuladas en Galli 1969, Cucchi et al. 1998). La Formación Puesto Bartolo (Formación Prebasáltica en Galli 1969) se compone de conglomerados y areniscas asignados por relación estratigráfica al Eoceno Inferior (Cucchi et al. 1998). La Formación Cerro Petiso está conformada por basaltos olivínicos asignados al Mioceno Inferior (Nullo 1979, Cucchi et al. 1998). Las Formaciones La Pava y Collón Cura se componen de rocas volcanoclásticas primarias y resedimentadas asignadas al Mioceno Inferior a Medio (Nullo 1979, Mazzoni y Benvenuto 1990, Bucher et al. 2018) y al Mioceno Medio a Superior (Marshall et al. 1977, Rabassa 1978, Nullo 1979, Mazzoni y Benvenuto 1990, Bilmes et al. 2013), respectivamente. La Formación Río Negro está constituida por areniscas y conglomerados epiclásticos del Mioceno Superior - Plioceno (Galli 1969, Pascual et al. 1984, López et al. 2018). Por encima de esta unidad se extienden basaltos de edad pliocena (i.e., Formación Coyocho, Turner 1965).



METODOLOGÍA



CAPÍTULO 3 – METODOLOGÍA

El presente trabajo de tesis doctoral incluye un análisis geométrico y cinemático de las estructuras andinas que conforman el Macizo de Sañicó. El análisis integral de las estructuras fue desarrollado con el objetivo de obtener un modelo estructural detallado que contemple la génesis y evolución de la estructuración de este sector del retroarco y del antepaís fragmentado patagónico, evaluando la interdependencia de factores de índole geomecánicos y cinemáticos que determinan la distribución y estilo de deformación. En este sentido, un análisis morfoestructural y litológico con énfasis en las características geomecánicas de las rocas, junto con un detallado estudio microtectónico de las estructuras pre-andinas, es fundamental para la determinación de las debilidades previas y las anisotropías del medio que condicionan el desarrollo de la estructuración andina del caso de estudio, bajo el contexto geodinámico neógeno establecido para los Andes Patagónicos. En el presente trabajo, se consideran dúctiles a aquellas estructuras vinculadas a una deformación permanente, coherente y en estado sólido que no experimentó pérdida de cohesión a la escala de granos ni a escalas mayores, mientras que las estructuras frágiles son aquellas generadas en el marco de una deformación permanente que procedió mediante la ruptura de la roca a lo largo de planos o de zonas bien definidas, independientemente de la escala (Twiss y Moores 2007).

Las actividades desarrolladas para tal fin incluyen tareas de campo, laboratorio y de gabinete. Estas tareas se describen a continuación en función de la escala de la observación y del análisis desarrollado. El análisis morfoestructural comprende una escala de trabajo macroscópica a mesoscópica, mientras que el análisis microtectónico consiste en un análisis estructural a escala mesoscópica y microscópica.

3.1. ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL

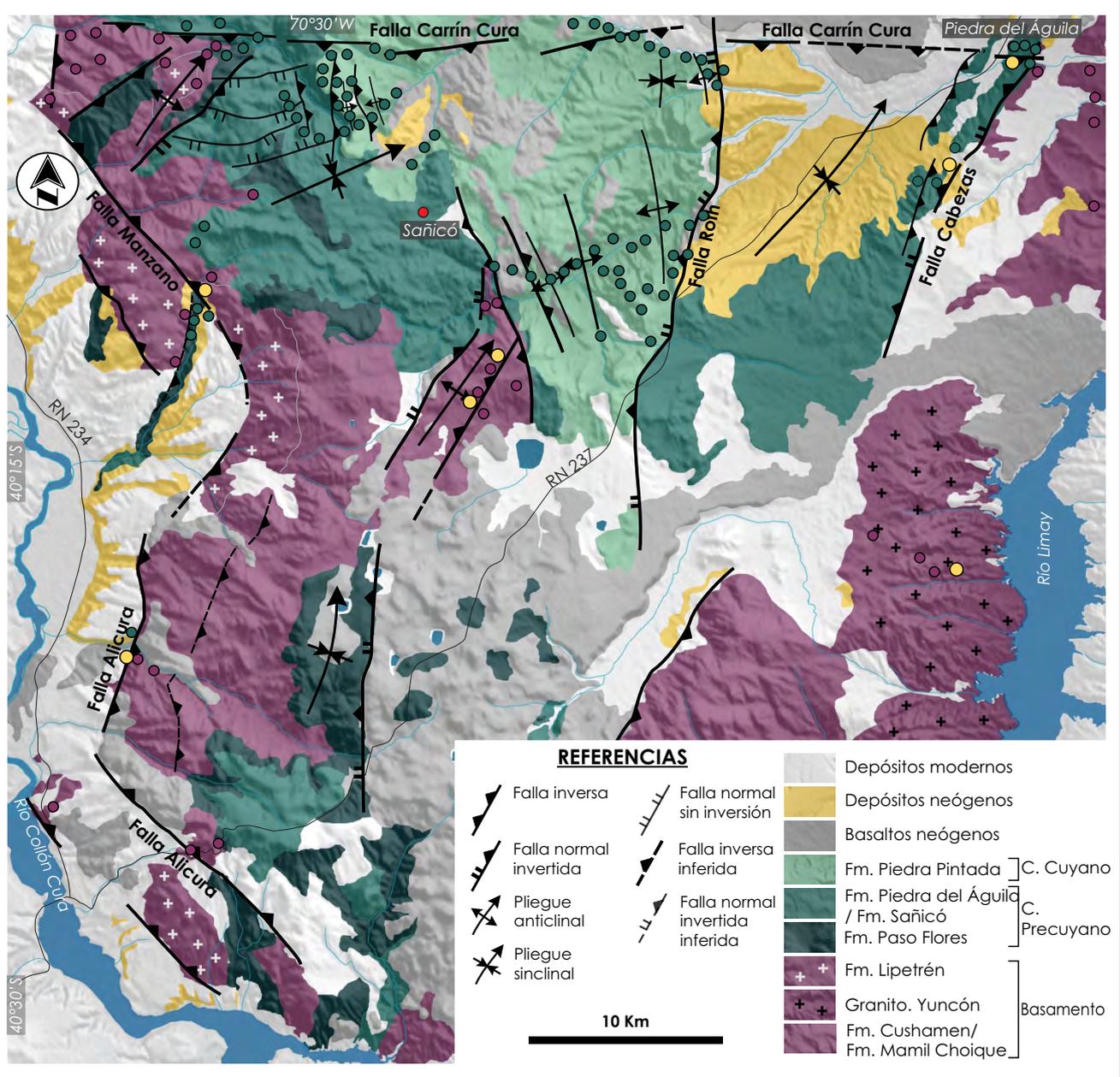
El análisis morfoestructural del área de estudio se realizó con el objetivo de efectuar una caracterización geométrica y espacial de las unidades y estructuras que constituyen el Macizo de Sañicó. Este análisis comprende un mapeo geológico regional que involucra una caracterización de las geoformas, estructuras regionales y unidades estratigráficas paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas, con énfasis en sus características litológicas. La caracterización morfológica a escala regional, con desarrollo de mapas y perfiles topográficos y el análisis de la red de drenaje, contribuye a la caracterización regional de las estructuras e involucra la disquisición geométrica de las estructuras pre-andinas mesozoicas, de las estructuras andinas.

3.1.1. MAPEO GEOLÓGICO

El mapeo geológico regional (Figura 3.1) se obtuvo a partir de la integración de un mapa base, de la información estratigráfica y estructural de campo y de los análisis petrográficos. El mapa base fue realizado a partir de cartas geológicas 1:200.000 y 1:250.000 (Galli 1969, Cucchi et al. 1998), modelos de elevación digital de alta resolución espacial (TanDEM-X), imágenes satelitales ASTER y LANDSAT y mapas de la región realizados por otros autores (D'Elia et al. 2015) e integrados dentro de un Sistema de Información geográfica (SIG) de uso libre (QGIS V2.18.7). Para esta tarea, los trabajos de campo consistieron en la identificación de las unidades estratigráficas, en el reconocimiento, caracterización y medición de las estructuras principales, obtención de rumbo e inclinación de las capas estratificadas y en la obtención de muestras orientadas en rocas de basamento (Figura 3.2A). Estas observaciones y mediciones fueron realizadas en estaciones de muestreo posicionadas geográficamente con GPS y la toma de datos fue realizada con brújula tipo Brunton (Figuras 3.1 y 3.2A).

El reconocimiento de las unidades estratigráficas mesozoicas y cenozoicas fue realizado a partir de la observación de contactos entre unidades y de la descripción de muestras de mano mediante la utilización de una lupa de x10 aumentos. Por su parte, las unidades paleozoicas fueron reconocidas a partir de la descripción de muestras de mano y del análisis petrográfico con microscopio

ESTACIONES DE CONTROL Y MUESTREO



● Estaciones de control morfoestructural

□ Modelo Digital de Afloramiento 3D

● Estaciones de muestreo en unidades de basamento ígneo metamórfico

● Estaciones de muestreo para análisis cinemático de fallas mesoscópicas

Figura 3.1. Mapa geológico regional donde se observa la ubicación de las estaciones de muestreo correspondientes al estudio morfoestructural y al análisis microtectónico de las estructuras pre-Andinas y Andinas.

óptico sobre secciones delgadas de roca (Figura 3.2B). El análisis petrográfico consistió en una descripción textural y mineralógica con reconocimiento de la asociación mineral y de las características relícticas del protolito para cada litología. La abreviación utilizada para denominar a los minerales fue la propuesta por Kretz (1983). La identificación de las fallas se realizó a través del reconocimiento de rocas de falla cuando las mismas se encontraban aflorando (Figura 3.2C), o a partir de las relaciones estratigráficas entre unidades vinculadas al techo y piso de la estructura cuando la misma no estaba expuesta. Para los casos en que la falla se encontraba aflorando se realizaron mediciones de los planos de falla y de las lineaciones contenidas en el mismo, ya sean minerales o estrías y de las unidades estratigráficas afectadas. El reconocimiento de pliegues de escala regional se realizó fundamentalmente a partir de los patrones generados por los rumbos e inclinaciones de los planos de estratificación de las unidades comprendidas (Figura 3.2C).

Se definieron en este estudio, un total de 38 estaciones de muestreo destinadas al reconocimiento y medición de capas estratificadas y a la medición y caracterización de las estructuras mayores (Figura 3.1). Se tomaron para cada estación datos de rumbo e inclinación de capas estratificadas y planos de fractura. No se contempla en este caso a las estaciones y datos obtenidos para el análisis microtectónico (véase párrafos subsiguientes). Un total de 27 muestras fueron analizadas para la caracterización petrográfica de las rocas de basamento, integradas en 15 unidades litológicas.

3.1.2. CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA

El análisis morfológico fue realizado mediante la obtención de mapas topográficos y de drenaje a escala regional, tres mapas de detalle y ocho perfiles topográficos de los cuales se desprenden los principales límites del Macizo de Sañicó y la morfología general del área de estudio (Figura 3.3A). La información necesaria para la realización de los mapas y perfiles topográficos fue obtenida a partir de un modelo de elevación digital de alta resolución espacial (TanDEM-X), mientras que el procesamiento de éste fue realizado en un SIG.

ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL

A



A1



A2



A3

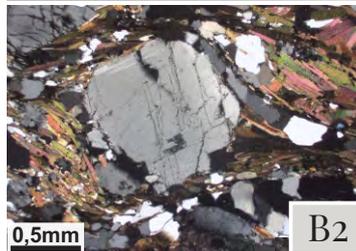
B



B1



B2



0,5mm

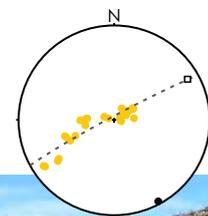
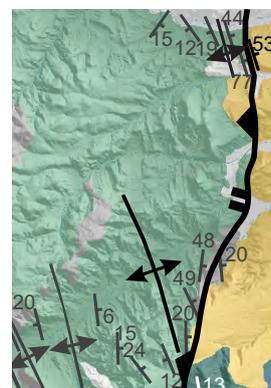


B3

C



C1



□ PA: 240°/77°
● Eje: N151°/3°



C2

Figura 3.2. Mapeo geológico. A) Fotografías de afloramientos donde se observan las unidades estratigráficas y las estructuras principales, se posiciona a las mismas geográficamente (A1 y A2) y se obtienen datos de rumbo e inclinación de las capas estratificadas (A3). B) Fotografías de campo y laboratorio que exhiben la obtención de muestras orientadas para su análisis petrográfico (B1 y B3). Fotografía de un corte delgado orientado y microfotografía con nicols cruzados (NC; B2) de una milonita que presenta un porfiroclasto en el centro. C) Fotografía de campo de una zona de falla (C1). Fotografía de afloramiento de un pliegue por propagación de falla acompañado de un mapa geológico de detalle y de una red estereográfica que muestra los polos de la estratificación (círculos amarillos), el eje del pliegue (círculo negro) y el polo del plano axial (cuadrado blanco; C2).

3.1.3. ANÁLISIS GEOMÉTRICO DE LA ESTRUCTURACIÓN PRE-ANDINA MESOZOICA Y ANDINA

El análisis geométrico de las estructuras consistió en el desarrollo de un mapeo geológico de detalle y la construcción de transectas geológicas que muestren las principales estructuras de la región y permitan caracterizar las zonas de fallas y los plegamientos asociados (Figuras 3.3B y 3.3C). Con el objetivo de construir perfiles estructurales de detalle, se procedió a la delimitación de los contactos entre unidades, al reconocimiento de rocas de falla a partir de la observación de cambios litológicos y texturales y a la obtención sistemática del rumbo e inclinación de la estratificación y de los planos de falla. Los perfiles fueron realizados mediante la utilización de *software* de dibujo, en el cual se dispuso la topografía de las trazas definidas en direcciones perpendiculares al rumbo de las principales estructuras y se incorporó toda la información previamente mencionada. Al igual que en el mapeo regional, los datos obtenidos corresponden a estaciones posicionadas geográficamente con GPS. Se definieron para este caso 117 estaciones de muestreo (Figura 3.1) en donde se relevaron capas estratificadas y planos de fractura asociados a fallas. Dichas estaciones fueron posicionadas a lo largo de tres transectas de 8-12 Km de longitud y orientaciones aproximadamente E-O a NO y SE (Figura 3.3B).

A partir de los resultados obtenidos de los mapas y perfiles de detalle, sumados a la información estratigráfica y sedimentológica pre-existente (Spalletti et al. 2010, D'Elia y Martí 2013, D'Elia et al. 2015), se caracterizaron geoméricamente las estructuras de la región. Las fallas pre-andinas, así como las andinas, fueron caracterizadas en función de su rumbo, largo, rechazo vertical y control que ejercieron sobre la depositación de las diferentes unidades (Figura 3.3C). Estas estructuras no se encuentran siempre aflorando, por lo que en muchos casos son inferidas sobre la base de relaciones estratigráficas y variaciones de espesores de las unidades estratigráficas interpretadas como sin-cinemáticas, las cuales permiten establecer la edad y las condiciones del régimen deformación. A su vez, con el objetivo de identificar los procesos a los que se asocian los plegamientos de la cubierta sedimentaria, se realizó un análisis

ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL

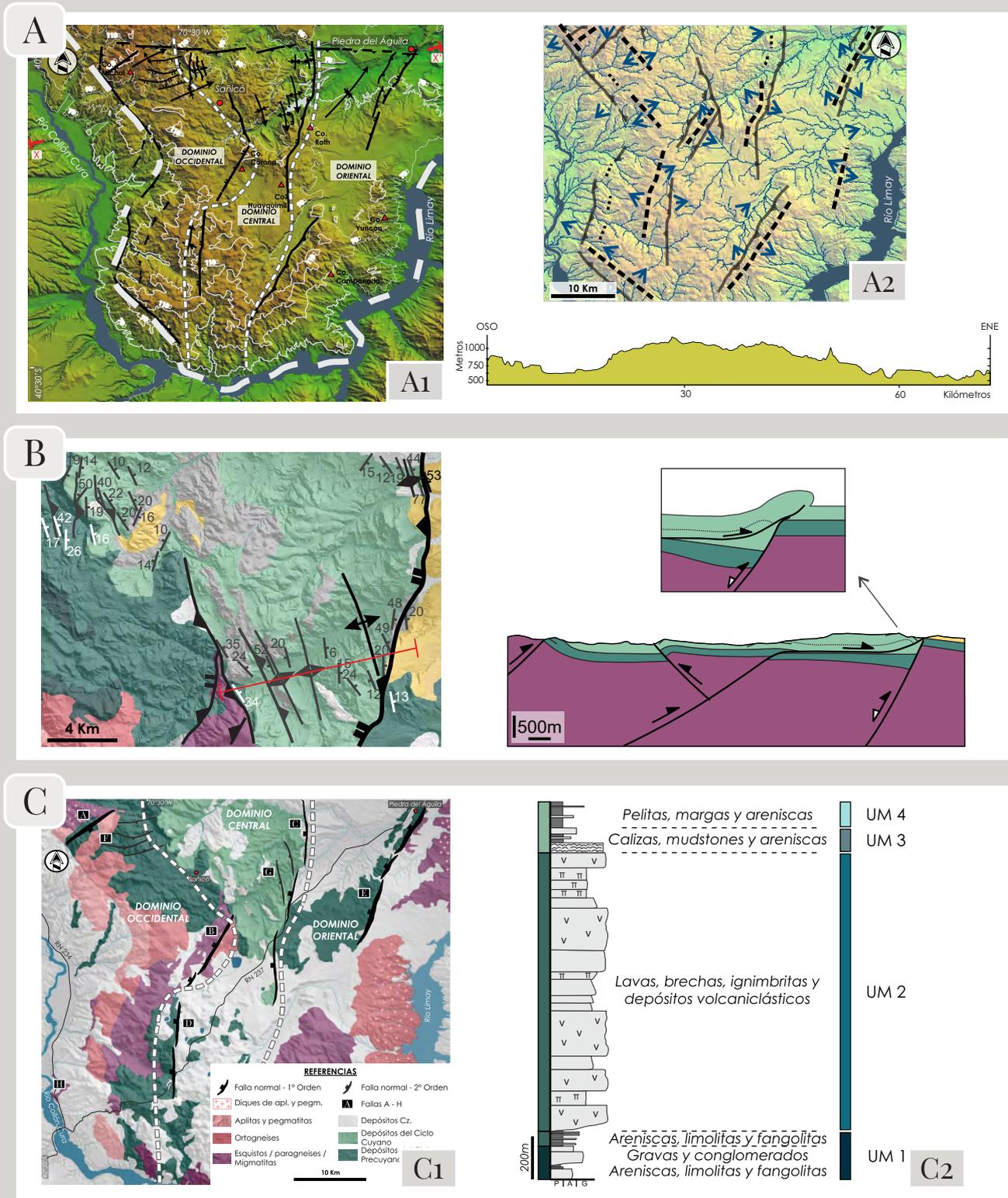


Figura 3.3. Caracterización geomorfológica y análisis geométrico de la estructuración pre- Andina y Andina. A) Mapa morfoestructural y perfil topográfico con diferenciación de los dominios morfoestructurales y de los límites del Macizo de Sañicó (A1). Modelo de elevación digital donde se reconocen las redes de drenaje y las divisoria de aguas principales (A2). B) Mapa geológico de detalle del dominio central y perfil estructural que muestran las principales estructuras de esa región. C) Mapa geológico regional donde se observa la ubicación de las estructuras pre- Andinas mesozoicas (C1). Columna sedimentológica integrada con diferenciación de unidades geomecánicas (C2).

geométrico de los pliegues y una caracterización litológica de las unidades que los conforman, con énfasis en sus características geomecánicas (Figura 3.3C). El análisis geométrico se desprende de los resultados del mapeo y de los perfiles estructurales desarrollados, mientras que, para la caracterización geomecánica, debieron ser analizadas tres columnas sedimentológicas de detalle para distintos sectores de la región y una columna integrada (Figura 3.3C).

3.2. ANÁLISIS MICROTTECTÓNICO Y CINEMÁTICO

El análisis microtectónico involucra el estudio de las estructuras a escala de afloramiento y a escala microscópica. La metodología de observación y de análisis de las estructuras difiere en función del estilo de la deformación dúctil o frágil.

3.2.1. ESTRUCTURACIÓN PRE-ANDINA: ANÁLISIS GEOMÉTRICO DE LA FÁBRICA DEL BASAMENTO PALEOZOICO

Con el fin de comprender la historia de deformación pre-andina del Macizo de Sañicó, se realizó un estudio detallado a diferentes escalas, de la estructuración dúctil del basamento ígneo-metamórfico. El análisis consistió en la toma de datos estructurales, obtención y análisis de muestras orientadas de roca, confección de mapas de detalle y mapas regionales integrados y en la construcción de perfiles geológicos de detalle (Figura 3.4A).

Los datos estructurales fueron adquiridos y analizados mediante la determinación de 42 estaciones de muestreo localizadas en sectores claves para la identificación y vinculación de las estructuras (Figura 3.1). Estas estaciones, son integradas en localidades en función de su ubicación y configuración estructural, diferenciándose nueve localidades para el análisis de la foliación metamórfica regional y estructuras asociadas y seis localidades para el estudio de foliaciones producto de metamorfismo dinámico. Para cada estación se tomaron datos de rumbo e inclinación/buzamiento de foliaciones, lineaciones y elementos geométricos de los pliegues reconocidos, con un $N > 30$ donde fuera posible. Estas mediciones fueron realizadas con brújula tipo Brunton. Al relevamiento clásico de estos datos estructurales, se le sumó el desarrollo de Modelos Digitales

ANÁLISIS MICROTTECTÓNICO: ESTRUCTURACIÓN PRE-ANDINA

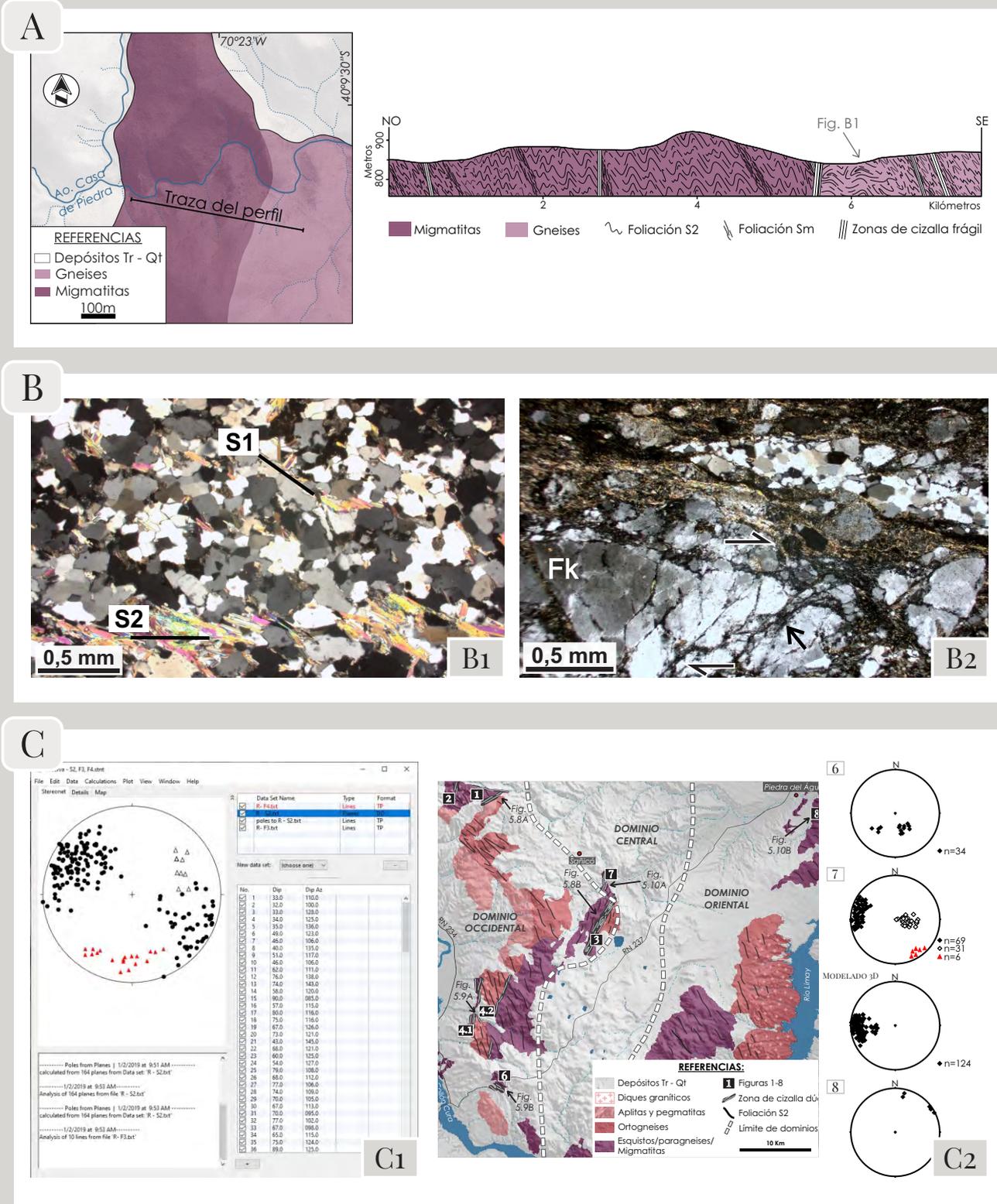


Figura 3.4. Análisis geométrico de la fábrica del basamento paleozoico. A) Mapa y perfil geológico de detalle con diferenciación de las unidades que conforman el basamento, las foliaciones y los pliegues. B) Microfotografías de rocas vinculadas a un metamorfismo regional con evidencias de foliaciones superpuestas (B1) y rocas asociadas a un metamorfismo dinámico con formación de milonitas (B2). C) Tratamiento estadístico de los datos estructurales obtenidos, mediante la utilización del programa Stereonet (C1). Integración de los resultados en mapas regionales y redes estereográficas donde se reconocen los polos de las foliaciones miloníticas (rombos negros), las lineaciones miloníticas (rombos blancos) y los ejes de pliegues (triángulos rojo; C2).

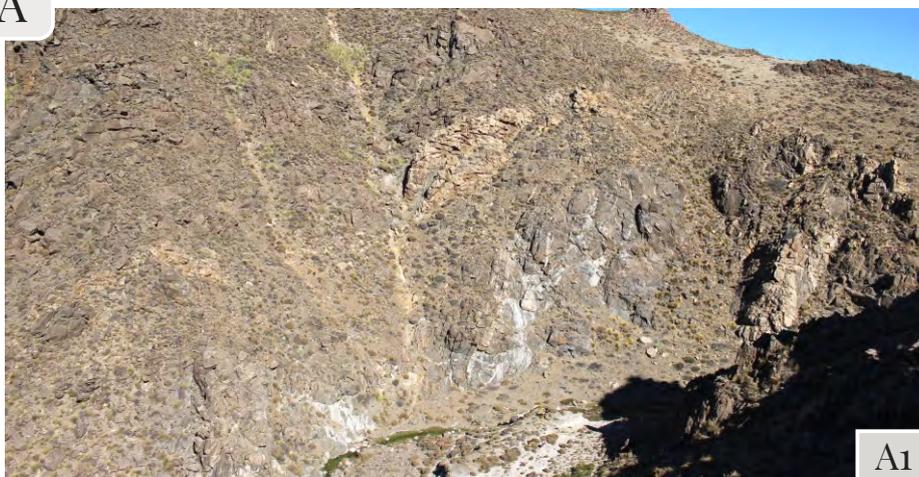
de Afloramiento en tres dimensiones (3D; Figura 3.5), mediante la técnica fotogramétrica *Structure from Motion-Multi-View Stereo* (SfM-MVS; Sturm y Triggs 1996) que permite desarrollar modelos 3D georreferenciados de alta resolución espacial. La técnica consiste en la adquisición de una serie de fotografías (con una superposición de más del 70%), en las que se reconocen puntos de control, elegidos en función del área y la topografía del afloramiento (Carrivick et al. 2016), para la posterior georreferenciación mediante la utilización de Estación Total Stonex® y GPS Trimble® (Figura 3.5A). El procesamiento digital de las imágenes para la obtención del modelo digital de afloramiento y su georreferenciación, se realizó mediante el programa AgiSoft PhotoScan® professional bajo licencia académica (Figura 3.5B). Finalmente, el análisis estructural del modelo 3D de afloramiento se realizó mediante el programa *Virtual Reality Geological Studio* (VRGS) 2.07© bajo licencia académica, donde se obtuvieron mediciones con un $N > 80$ en un área del orden de las estaciones de muestreo (García et al. 2018; Figura 3.5C). Se midieron entonces, para toda la región, 886 datos de foliaciones metamórficas vinculadas al metamorfismo regional, 66 ejes de pliegue, 317 foliaciones miloníticas y 49 lineaciones miloníticas. Esto hace un total de 1318 datos estructurales obtenidos para el basamento paleozoico del Macizo de Sañicó.

La caracterización de la fábrica de basamento se completó con el estudio microscópico de 26 secciones delgadas orientadas, correspondientes a las estaciones de muestreo descritas previamente, mediante la utilización de un microscopio petrográfico (Figura 3.2B). En el mismo se reconocieron las foliaciones de las diferentes unidades, identificándose generalmente la foliación principal y en algunos casos la presencia de una foliación relíctica (Figura 3.4B). A su vez, mediante este estudio fueron analizadas las microestructuras de los minerales que componen la roca y definen la foliación. Para el caso de las rocas miloníticas (Figura 3.4B), el análisis de las microestructuras cobra mayor relevancia, permitiendo la caracterización del grado metamórfico.

Los datos estructurales de campo, así como los obtenidos mediante el modelo digital de afloramiento en 3D, fueron tratados estadísticamente mediante el programa Stereonet 9.3.2 (Allmendinger et al. 2012), a partir del cual se

ANÁLISIS MICROTECTÓNICO: MODELADO 3D

A



B



C

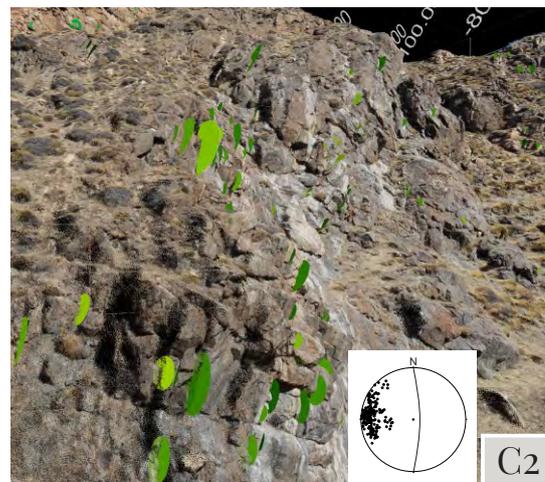
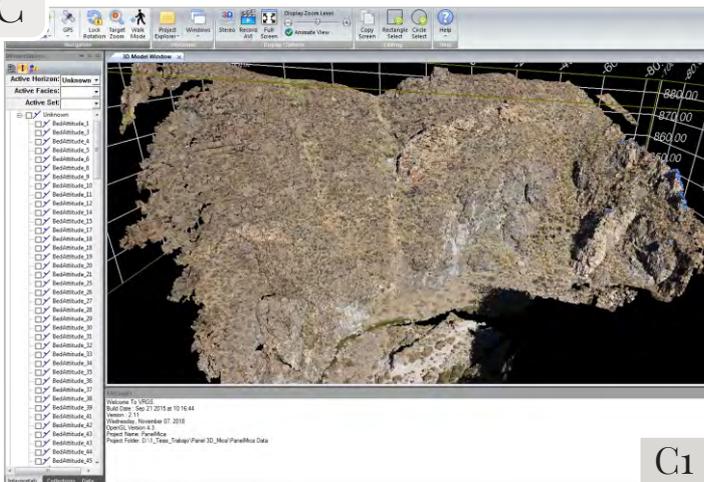


Figura 3.5. Modelo digital de afloramiento en rocas de basamento paleozoico. A) Fotografía de afloramiento donde se desarrolló el modelado (A1). Obtención de fotografías del afloramiento y georreferenciación mediante la utilización de Estación Total (A2). B) Procesamiento digital de las imágenes y georreferenciación del modelo con *Agisoft PhotoScan professional*. C) Procesamiento y análisis estructural con la utilización del programa *Virtual Reality Geological Studio* (C1). Adquisición de datos estructurales sobre el modelo digital y ploteo de éstos (foliaciones metamórficas) en diagramas de polos (círculos negros; C2).

generaron diagramas de polos de proyección equiareal sobre el hemisferio inferior (Figura 3.4C).

La combinación de los datos procedentes de las aproximaciones desarrolladas a macro, meso y microescala se realizó mediante mapas geológicos y perfiles estructurales de detalle de las diferentes localidades, que permitieron profundizar el análisis estructural mediante la identificación de las diferentes unidades y la configuración y relación entre las estructuras (Figura 3.4A). Para la confección de los mapas de detalle, se utilizaron imágenes satelitales y modelos de elevación digital de alta resolución espacial, a los que se superpusieron los datos de campo obtenidos para cada una de las estaciones. Las secciones geológicas fueron realizadas en transectas aproximadamente perpendiculares a las estructuras que se quisieron representar, o bien en cortes de ruta donde fue posible la obtención sistemática de datos estructurales. La topografía de las secciones fue obtenida mediante los modelos de elevación digital. Finalmente, fue realizado un mapa regional integrando la información base, los patrones de afloramiento y la información de detalle de cada una de las localidades (Figura 3.4C).

3.2.2. ESTRUCTURACIÓN ANDINA: ANÁLISIS CINEMÁTICO DE LA DEFORMACIÓN FRÁGIL

El análisis cinemático integrado de las estructuras frágiles andinas, se desarrolló a partir de la realización de trabajos a distinta escala. Estos consistieron en el modelado cinemático de las principales estructuras de la región y el estudio mesoscópico de fallas representativas de las estructuras regionales.

Con el objetivo de obtener la reconstrucción cinemática de las principales estructuras del Macizo de Sañicó, se desarrollaron tres perfiles estructurales no balanceados. Dos de los perfiles fueron realizados en dirección OSO-ENE de manera que sean paralelos a la dirección del transporte tectónico general a la latitud del área de estudio y uno en dirección NO-SE de forma de que se pudiera representar la estructura de interés (Figura 3.6A). Los perfiles fueron realizados en el programa Andino 3D del que se cuenta con una licencia académica. Para el modelado de las tres secciones se utilizaron los algoritmos pertinentes para la

reconstrucción cinemática de fallas y plegamientos asociados, seleccionando el que mejor se ajustara a las condiciones particulares de cada estructura. Se utilizaron para el área de trabajo los algoritmos de cizalla inclinada (*inclined shear*) y *trishhear* o cizalla triangular (Figura 3.6A). El método de cizalla inclinada fue propuesto originalmente para definir la geometría de las fallas normales, sin embargo, es utilizado a su vez, para modelar pliegues asociados a fallas curvas y estructuras de inversión tectónica con fuerte variación en el espesor de las capas (Figura 3.6A; White et al. 1986, McClay 1995, Brooks et al. 2000). La inclinación utilizada para los planos de cizalla es arbitraria y define la geometría final del pliegue (Figura 3.6A). El algoritmo de *trishhear* modela la velocidad de deformación contemplando un campo lineal de velocidades dentro de la zona triangular con direcciones de movimiento variable (Figura 3.6A; Hardy y Ford 1997, Zehnder y Allmendinger 2000, Cristallini y Allmendinger 2002). Este modelo fue propuesto originalmente para pliegues que involucran el basamento, sin embargo, también puede utilizarse a rocas sedimentarias donde los engrosamientos y adelgazamientos son resueltos mediante microfracturas o por medio de la acomodación de bancos más dúctiles (Erslev 1991, Allmendinger 1998). En este caso, existen diferentes variables que definen la geometría final de la estructura, entre las que se destacan: el ángulo de la falla; el ángulo de *trishhear* (o ángulo apical), la posición del punto de terminación de la falla o *tip-point* y la relación P/S (Figura 3.6A; Hardy y Ford 1997, Allmendinger et al. 2004). La relación P/S constituye la variable más importante al momento de utilizar este modelado y consiste en la relación entre la propagación (P) que representa la velocidad de avance del *tip-point* de la falla y el desplazamiento (S) que indica la velocidad de avance del bloque techo con respecto al bloque piso.

Para el análisis cinemático de las estructuras mesoscópicas se definieron siete estaciones de muestreo localizadas en zonas de daño correspondientes a estructuras regionales a lo largo de toda el área de estudio (Figura 3.1). Se obtuvieron 197 mediciones de planos de falla de meso-escala. Para cada plano de falla se obtuvo su rumbo e inclinación, el rake del estriado (dirección de movimiento) y el sentido del movimiento de los bloques de falla mediante el análisis de indicadores cinemáticos (Figura 3.6B). Dentro de los indicadores

ANÁLISIS MICROTECTÓNICO: ESTRUCTURACIÓN ANDINA

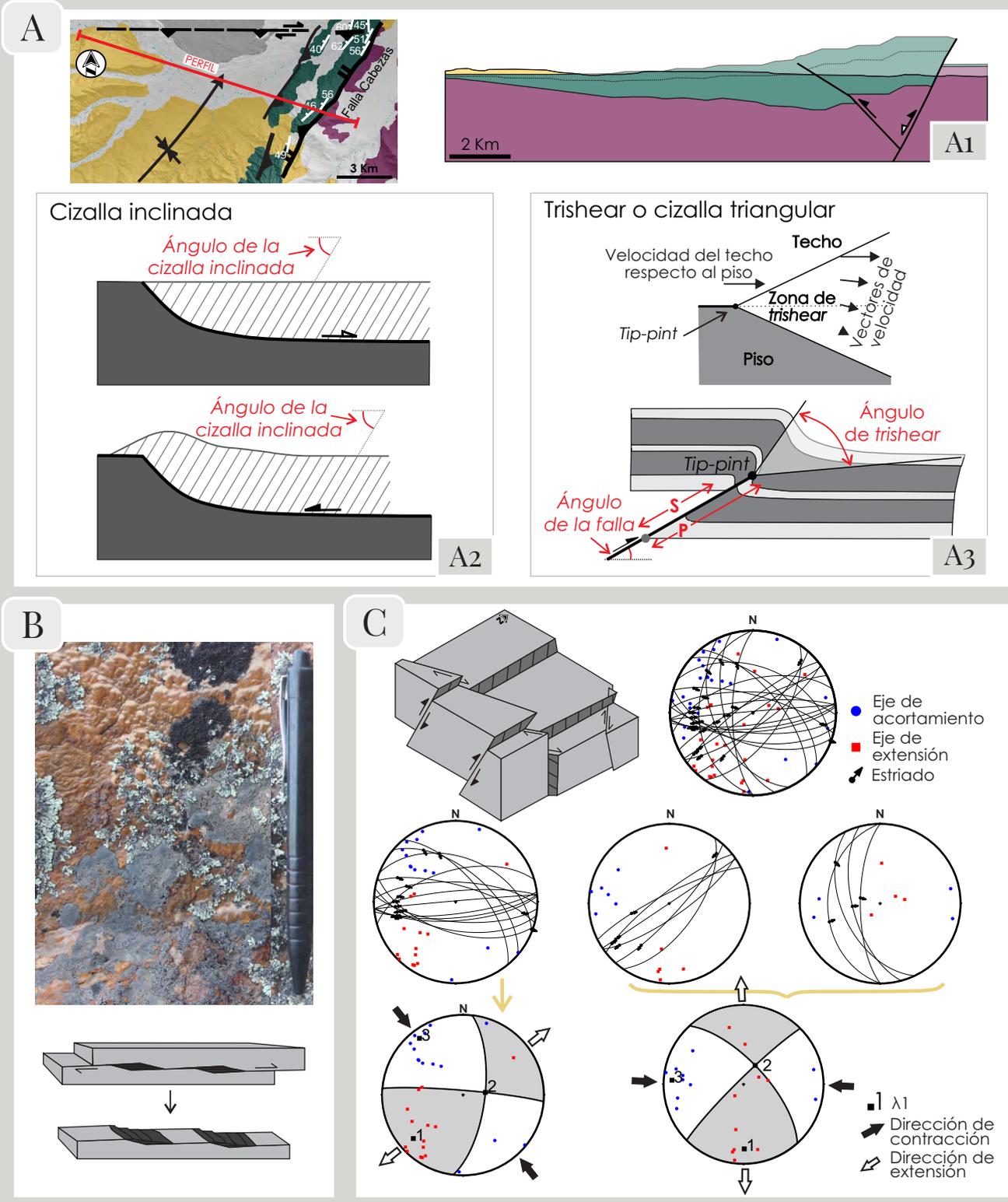


Figura 3.6. Análisis cinemático de la estructuración Andina. A) Mapa geológico de detalle y perfil estructural no balanceado con diferenciación de las unidades litológicas y las estructuras presentes (A1). En la Figura A2 se observan un esquema de una falla normal seguido del esquema de una falla normal invertida tectónicamente, ambos modelados con el algoritmo de cizalla inclinada. La Figura A3 muestra un detalle de las velocidades en la zona de *trishear* y un esquema de un pliegue por propagación de falla modelado con el algoritmo *trishear* o cizalla triangular (S: desplazamiento, P: propagación; modificado de Allmendinger 1998, Allmendinger et al. 2004). B) Fotografía de detalle del crecimiento de fibras minerales que, como muestra el modelo esquemático, indican la dirección de movimiento de los bloques. C) Fallamiento heterogéneo representado por un block diagrama esquemático que muestra la interacción entre las diferentes estructuras (modificado de Betka et al. 2017) y redes estereográficas con diferenciación de los planos de falla, estriado y ejes de acortamiento y de extensión. En el sector inferior se muestran los diagramas “beach ball” y las direcciones de contracción y extensión.

cinemáticos que permitieron definir el sentido del movimiento se diferencian el crecimiento de fibras minerales (Figura 3.6B) y las marcas de herramientas. Las primeras incluyen fundamentalmente la precipitación de minerales de cuarzo y sólo en una ocasión pudo identificarse la presencia de clorita. Las marcas de herramientas reconocidas corresponden a surcos y sombras dejadas por clastos. Debido a la falta de marcadores estratigráficos no fue posible, en ningún caso, la medición de desplazamientos netos. Los datos mencionados, fueron integrados y procesados utilizando el programa FaultKin (Allmendinger 2012) con el objetivo de determinar la orientación de los ejes extensión y acortamiento que permitieran estimar la dirección de los ejes principales del elipsoide de deformación (λ_1 , λ_2 y λ_3 , Marrett y Allmendinger 1990, Nieto-Samaniego y Alaniz-Alvarez 1997, Twiss y Unruh 1998). Los resultados obtenidos muestran fallas cinemáticamente heterogéneas representadas por ejes de acortamiento y extensión con patrones multi-modales (Figura 3.6C). Para la mayoría de las estaciones, los patrones heterogéneos muestran superposición de los ejes cinemáticos o patrones multimodales con grandes dispersiones. Esta característica, sumada a la presencia de superposición de estriados en un mismo plano o a evidencias de más de una dirección de deslizamiento (cinemáticamente incompatibles) en planos de igual dirección, conllevó a analizar separadamente las fallas en poblaciones cinemáticamente homogéneas (Marrett y Allmendinger 1990). De esta forma, los datos correspondientes a fallas menores fueron separados para cada estación, en *sets* (familias) de acuerdo con las características del plano de falla y del estriado. Posteriormente sobre la base de criterios geológicos y de compatibilidad cinemática los *sets* fueron reagrupados y se obtuvieron de ellos, la orientación de los ejes principales del elipsoide de deformación a partir de la concentración máxima de los ejes de extensión y acortamiento mediante la distribución estadística de Bingham (Figura 3.6B; Marrett y Allmendinger 1990). Los resultados del análisis son expresados a su vez en diagramas de “pelota de playa” o “*beach ball*” que permiten visualizar fácilmente una solución de plano de falla y las áreas de extensión y acortamiento (Figura 3.6B).



CARACTERIZACIÓN MORFOESTRUCTURAL
DEL MACIZO DE SAÑICÓ



CAPÍTULO 4 - CARACTERIZACIÓN MORFOESTRUCTURAL DEL MACIZO DE SAÑICÓ

El Macizo de Sañicó constituye un alto estructural y topográfico que limita depresiones hacia el este y el oeste (Figuras 4.1A y 4.1B). Internamente, muestra serranías alargadas en distintas direcciones, que constituyen divisorias de aguas y definen depresiones menores (Figura 4.1A). Presenta una extensión de 60 km en sentido N-S con un ancho variable entre 39 y 50 kilómetros. Las serranías que constituyen los altos estructurales internos del Macizo de Sañicó se encuentran limitadas por estructuras tectónicas de diferente naturaleza y orientaciones que definen geometrías y alturas máximas variables. Las mayores alturas se localizan en el sector oeste (1330 m s.n.m.) y sureste del área de estudio (1200 m s.n.m.), con diferencias de hasta 490 m con las serranías ubicadas al noreste (Figura 4.1A). Estos altos se conforman de unidades paleozoicas y mesozoicas (Figura 4.2A). Los bajos topográficos constituyen depocentros neógenos que, en el interior de la zona de estudio, se extienden en el norte y noreste con dimensiones máximas de 130 km² y, fuera de la misma, constituyen cuencas con dimensiones de miles de km² (Figura 4.2A).

La estructuración del Macizo de Sañicó comprende una evolución que se extiende desde el Paleozoico al Cenozoico. Las estructuras desarrolladas poseen orientaciones, dimensiones y características diferentes que se analizarán con detalle en los capítulos siguientes. El extremo septentrional del Macizo de Sañicó está representado por el sistema de falla de Carrín Cura, correspondiente a un conjunto de estructuras de orientación E-O con inclinación al sur que pone en contacto rocas del basamento con unidades del Ciclo Precuyano, unidades del Ciclo Cuyano entre sí y constituye un límite para la extensión de coladas basálticas neógenas hacia el sur (Figuras 4.1A y 4.2A). Las características fisiográficas, topográficas y estructurales del Macizo de Sañicó, así como las unidades que constituyen los altos estructurales, presentan variaciones significativas a lo largo de su extensión, pudiendo diferenciarse tres dominios morfoestructurales con características disímiles: dominio occidental, dominio

MORFOESTRUCTURA

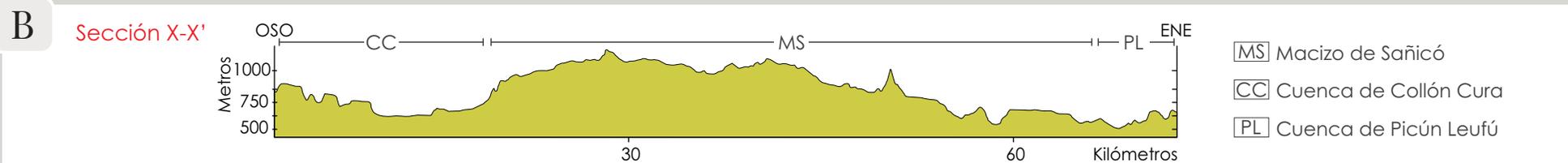
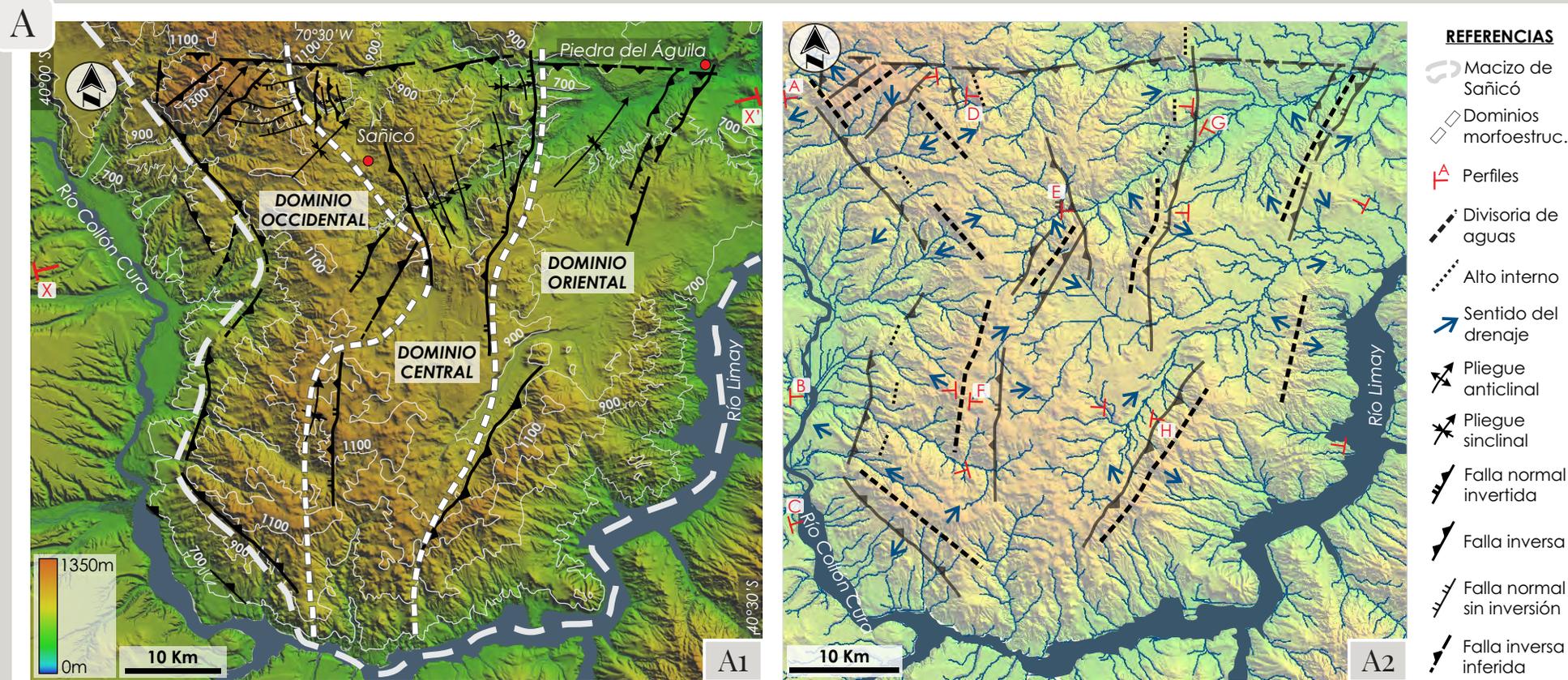


Figura 4.1. Configuración morfoestructural del Macizo de Sañicó. A) Mapa morfoestructural del área de estudio desarrollado sobre un Modelo Digital de Elevación de alta resolución donde se reconocen los principales rasgos topográficos y estructurales que caracterizan a cada dominio morfoestructural y la ubicación de la sección X-X'. A la derecha se representan, sobre el mismo Modelo de Elevación Digital, los cursos de agua, los altos internos y las divisorias de aguas, demarcando de esta manera los altos topográficos y su posición con respecto a las principales estructuras. B) Perfil topográfico desarrollado a lo largo de toda la zona de estudio con identificación de los depocentros que limitan al Macizo de Sañicó.

central y dominio oriental (Figuras 4.1A y 4.2A). Dicha diferenciación favorece el ordenamiento del área de estudio y facilita el desarrollo de los diferentes análisis, hecho por el cual se mantiene en los siguientes apartados del presente trabajo de tesis doctoral.

Para cada dominio se desarrolla a continuación un análisis de las variaciones de las características fisiográficas y estratigráficas, con énfasis en la expresión topográfica de las estructuras tectónicas y sus relaciones espaciales.

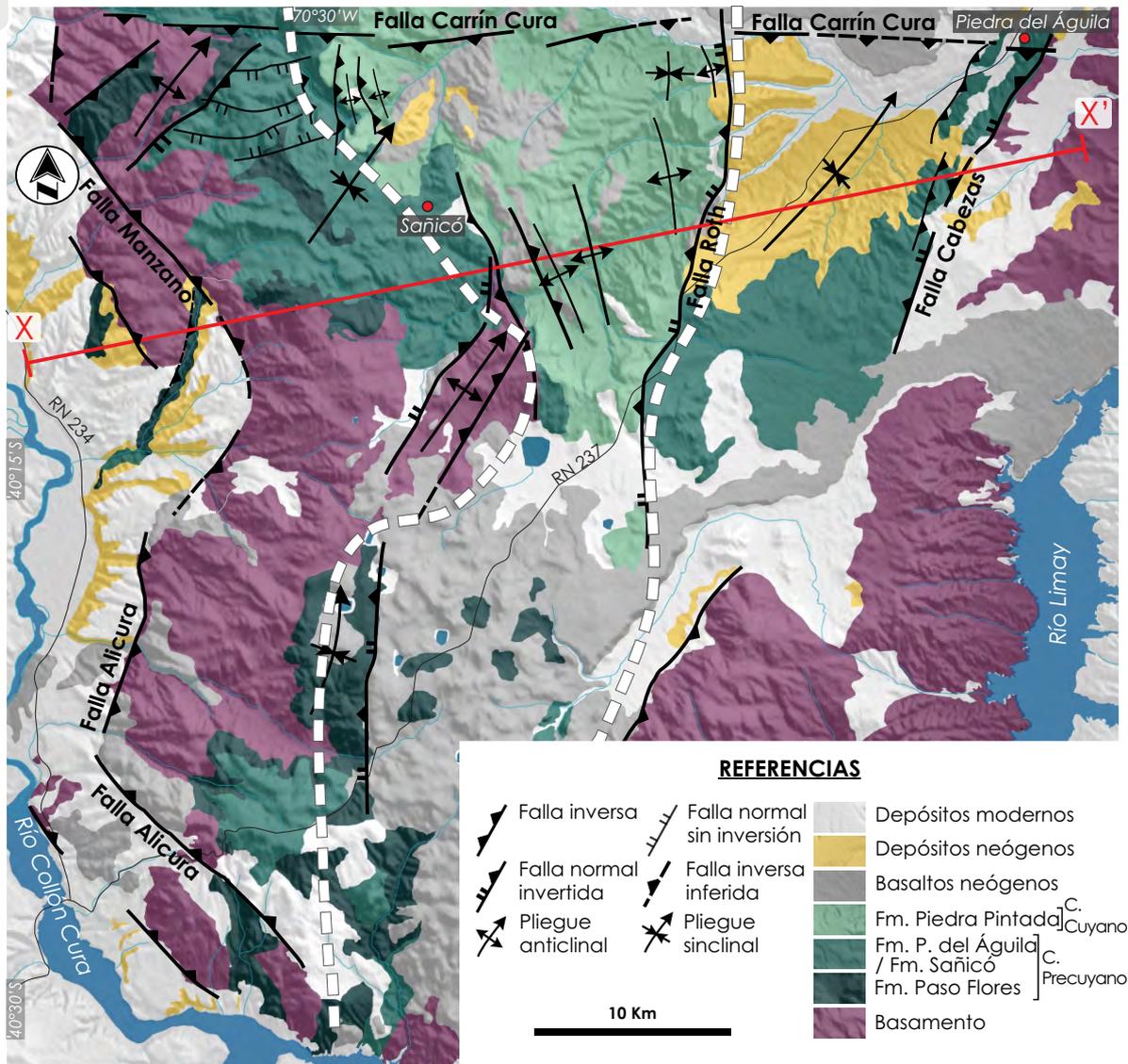
4.1. DOMINIO OCCIDENTAL

El dominio occidental comprende el borde oeste del Macizo de Sañicó y está definido por serranías elevadas que limitan al oeste la cuenca de Collón Cura (Figura 4.3A). Este límite constituye uno de los rasgos fisiográficos y estructurales más importantes del área de estudio, definido por las fallas Manzano y Alicura (García Morabito et al. 2012). Este límite principal configura, hacia el este, las serranías más elevadas del área de estudio, con alturas máximas de 1330 m s.n.m. en el Cerro Michai ubicado en el sector más septentrional y alturas máximas del orden de los 1200 m s.n.m. en la zona más austral (Figura 4.3A). La depresión fisiográfica definida hacia el oeste constituye como se mencionó previamente la cuenca Collón Cura con valores de 780 a 950 m s.n.m. en su margen oriental (Figura 4.3A). Si bien este dominio presenta alturas similares en toda su extensión, se diferencian, tanto en el análisis del drenaje como en las secciones topográficas, altos con diferentes configuraciones de norte a sur (Figuras 4.3A y 4.3B). Estos rasgos elevados corresponden a divisorias de aguas con una marcada división en la dirección del drenaje y altos internos que no intervienen fuertemente en el desarrollo de la red de drenaje (Figura 4.3A). Las divisorias se representan mediante números para facilitar la descripción, y los mismos no corresponden a una secuencia temporal.

Del análisis topográfico desarrollado, se reconocen en las tres secciones, una depresión topográfica correspondiente a la cuenca de Collón Cura que se encuentra incidida por el río homónimo y una zona elevada bien definida hacia

MORFOESTRUCTURA

A



B

Sección X-X'

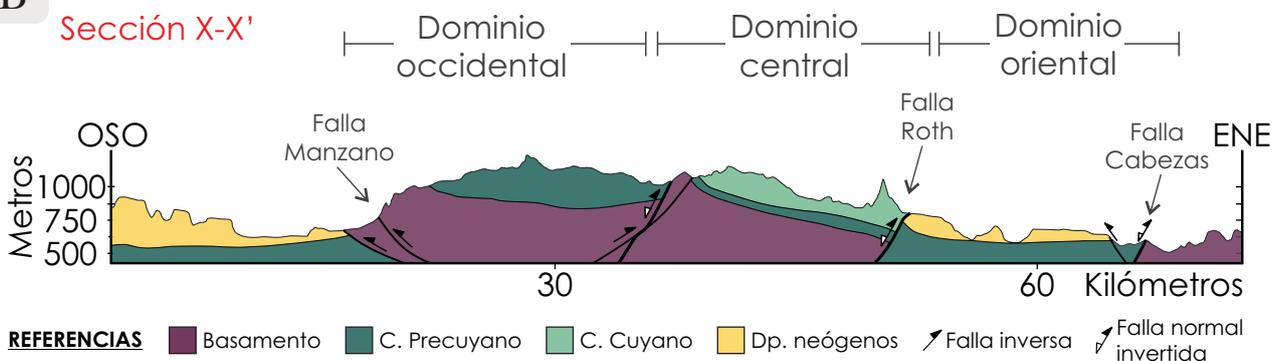


Figura 4.2. A) Mapa geológico del área de estudio donde se observan las unidades litológicas aflorantes, las estructuras que configuran el Macizo de Sañicó, los límites de los dominios morfoestructurales (línea discontinua de rayas blancas) y la traza de la sección X-X'. B) Perfil estructural esquemático en dirección OSO-ENE que abarca toda la zona de estudio y muestra las principales estructuras y relaciones estratigráficas.

el este, con ascensos escalonados de la topografía (Figura 4.3B). En la sección A-A' (Figura 4.3B) se reconocen tres altos topográficos asimétricos correspondientes a divisorias de aguas (1 y 2; Figura 4.3A) y a un alto interno de menor desarrollo. Estas zonas elevadas muestran desniveles del orden de los 120 m y están vinculados a la presencia de fallas inversas. En las fallas inversas, el ascenso del bloque techo suele estar acompañado por el desarrollo de pliegues anticlinales regionales asimétricos con flancos frontales más inclinados que los flancos dorsales, dando lugar a un drenaje más corto y con menor espaciado (Burbank y Anderson 2012). En el perfil analizado se observan variaciones angulares en la pendiente topográfica (mayor inclinación hacia donde se desarrolla la falla), sin embargo, no se reconocen a la escala de observación, variaciones significativas en el desarrollo del drenaje. En el perfil B-B' (Figura 4.3B) se diferencia un alto interno inmediatamente al este de la estructura principal (falla Alicura), representado por 120 m de desnivel, que no constituye actualmente una divisoria de aguas, sino que se encuentra segmentado por diferentes cursos. La divisoria de aguas presenta una altura máxima de 1200 m s.n.m. y se encuentra en el extremo este del perfil. La aparente migración de la divisoria hacia el este puede ser interpretada como una respuesta del sistema a erosionar más rápidamente el flanco frontal o el sector de mayor pendiente cercano a la falla y a equilibrar las pendientes a ambos lados del punto de mayor altura (Burbank y Anderson 2012; Figura 4.3A). Esta situación puede observarse a su vez al sur de la divisoria 1. Finalmente, en la sección C-C' (Figura 4.3B) se reconoce la cuenca de Collón Cura con varios niveles aterrazados y un sector elevado conformado por una divisoria de aguas con una altura de 1210 m s.n.m. vinculada a la presencia de una falla inversa. En este caso el sector más elevado se dispone muy cercano a la falla Alicura, muestra una pendiente más pronunciada hacia la misma y se observan cambios en el drenaje a ambos lados.

La estructuración de este dominio presenta características diversas con un amplio rango de orientaciones (Figuras 4.1A y 4.2A). El rasgo estructural principal que define a este dominio y limita a la zona de estudio hacia el oeste, lo constituyen, como se mencionó previamente, las fallas Manzano y Alicura. Estas estructuras se encuentran representadas en los perfiles topográficos como

DOMINIO MORFOESTRUCTURAL OCCIDENTAL

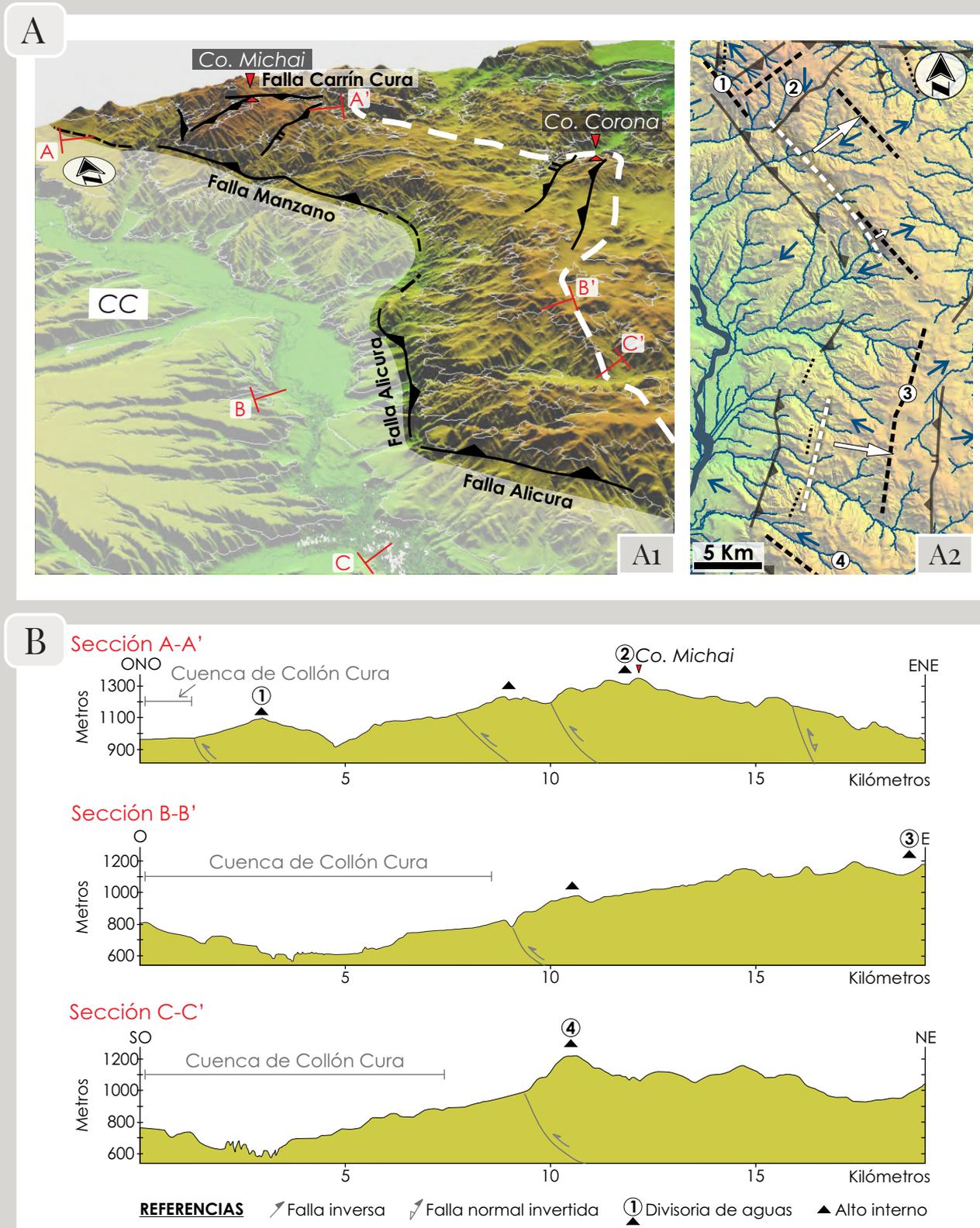


Figura 4.3. Configuración morfoestructural del dominio occidental. A) Vista 3D del modelo digital de elevación del sector analizado donde se puede observar el bajo topográfico y estructural que constituye la Cuenca de Collón Cura, las principales estructuras del dominio y la traza de los perfiles (A1). Representación de la red de drenaje que atraviesa al presente dominio y la conformación de las divisorias de aguas (línea discontinua de rayas) y altos internos (línea discontinua de puntos; A2). Con flechas blancas se representa la migración aparente de la divisoria de aguas (A2). B) Secciones topográficas representativas del dominio donde se reconocen las cuencas sedimentarias, las estructuras principales, las divisorias de aguas o altos internos y los cerros más importantes.

las divisorias 1 y 4 y como un alto interno en el perfil B-B'. La falla Manzano presenta rumbos variables entre NO y N en distintos tramos, con inclinaciones al este-noreste. La falla Alicura se extiende en tramos con orientaciones NNE a NO en el tramo inferior y vergencia general al oeste. Ambas estructuras ponen en contacto rocas del basamento paleozoico y unidades mesozoicas del Ciclo Precuyano deformadas, con unidades de relleno neógenas levemente deformadas de la cuenca de Collón Cura, y en algunos sectores con unidades del mismo basamento (Figuras 4.2A y 4.2B). Internamente se diferencian e infieren fallas de menor extensión, en algunos casos acompañadas por estructuras de plegamiento (Figura 4.2A). Con un rumbo NE bien definido se desarrollan cuatro fallas, dos con inclinaciones hacia el SE (Cerro Michai) y dos al NO (Cerro Corona). Estas estructuras ponen en contacto rocas del basamento con unidades del mismo basamento y con depósitos iniciales del Ciclo Precuyano (Figuras 4.2A y 4.2B).

4.2. DOMINIO CENTRAL

Este dominio corresponde al sector central del Macizo de Sañicó y comprende, fundamentalmente, serranías de alturas intermedias entre las que delimitan los dominios occidental y oriental (Figura 4.1A). La estructuración del dominio central está representada por una serie de fallas y pliegues de orientación N a NW (Figura 4.1A). Las serranías localizadas en su sector oriental conforman el rasgo morfoestructural más importante, definido por la falla Roth. Este rasgo, limita al este los depósitos intermontanos de la cuenca de Piedra del Águila, correspondiente al dominio oriental (Figura 4.4A). La falla Roth presenta una orientación N, a NNE en determinados segmentos, con inclinación al oeste. Pone en contacto unidades del Ciclo Cuyano con unidades del Ciclo Precuyano y presenta en su bloque techo estructuras de plegamiento (Figuras 4.2A y 4.2B). Sobre el rumbo de la falla Roth, el Cerro La Pintada constituye el alto topográfico que marca el límite este del presente dominio y está vinculado a un pliegue anticlinal desarrollado por la falla Roth. Presenta una altura de 1018 m s.n.m. y una forma levemente asimétrica (Figura 4.4B). El Cerro Huayquimil, alcanza un

atura de 1196 m s.n.m., mientras que, hacia el sur el dominio alcanza las mayores elevaciones, con alturas máximas de 1218 m s.n.m. en el Cerro Laguna del Toro (Figura 4.4B). En la sección D-D' (Figura 4.4B) se reconocen a grandes rasgos, dos altos topográficos internos que definen una depresión interna del dominio con alrededor de 800 m s.n.m. (Figura 4.4A).

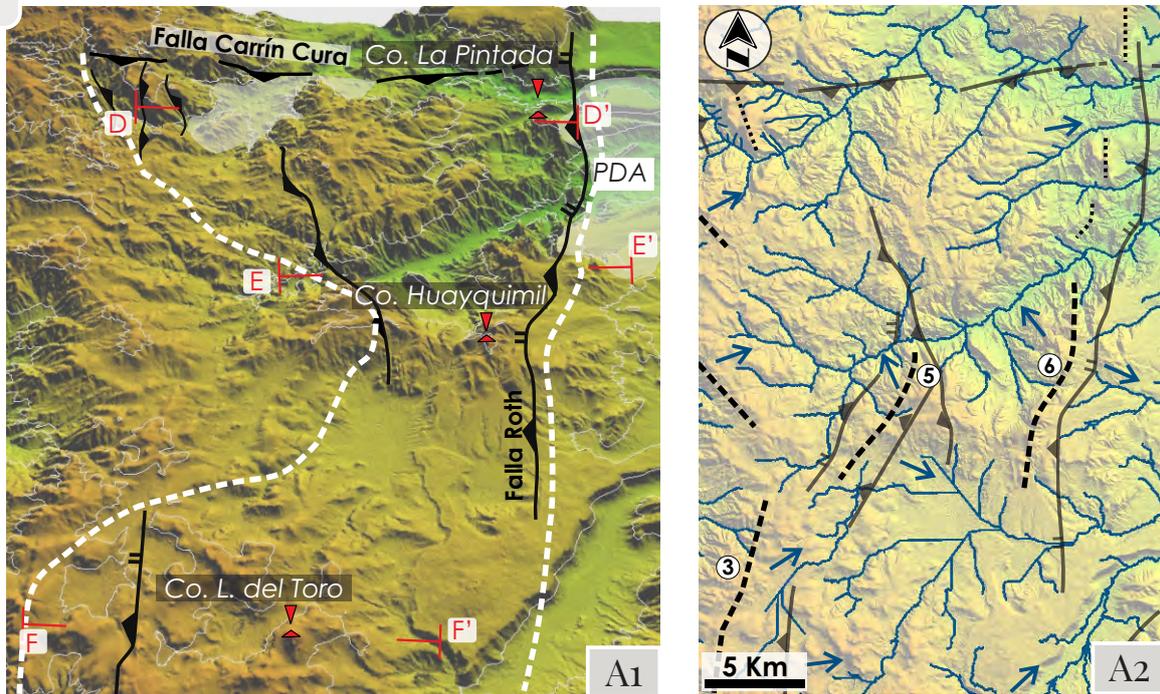
El límite oeste del dominio central está representado por un alto fuertemente asimétrico con una altura de 1150 m s.n.m. (sección E-E'; Figura 4.4B), definido por una falla de orientación NO que pone en contacto rocas del basamento con unidades del Ciclo Precuyano y rocas del relleno inicial con rocas del Ciclo Cuyano (Figuras 4.2A y 4.2B). Internamente se diferencian fallas de menor desarrollo y características que en algunos casos presentan estructuras de plegamiento asociadas. Las estructuras desarrolladas en el sector noroeste presentan una orientación NNO con vergencia al oeste, ponen en contacto unidades del Ciclo Cuyano entre sí y rocas del Ciclo Cuyano con otras del Ciclo Precuyano (Figuras 4.2A y 4.2B) y quedan representadas en la sección D-D' por el alto topográfico del borde occidental (Figura 4.4B). El borde oeste del dominio hacia el sur se muestra por una divisoria de aguas (3; Figura 4.4B) vinculada a la falla Alicura descrita en el dominio occidental. En la sección F-F' (Figura 4.4B) queda representada por la divisora de aguas 3, una estructura de orientación N e inclinación al oeste que pone en contacto unidades iniciales del Ciclo Precuyano cubiertas por basaltos neógenos (Figura 4.2A).

4.3. DOMINIO ORIENTAL

El dominio oriental comprende el límite este del Macizo de Sañicó y está constituido por una serie de serranías de orientación NE a NNE con elevaciones menores a las mencionadas para los dominios central y occidental (Figura 4.1A). Hacia el este se desarrolla un alto estructural importante definido por la falla Cabezas que limita la cuenca de Picún Leufú hacia el este y define, hacia el interior del dominio, la cuenca de Piedra del Águila (Figura 4.5A). El sector más septentrional se encuentra representado por la sección G-G' (Figura 4.5B) que muestra, a grandes rasgos, dos depresiones topográficas separadas por un alto.

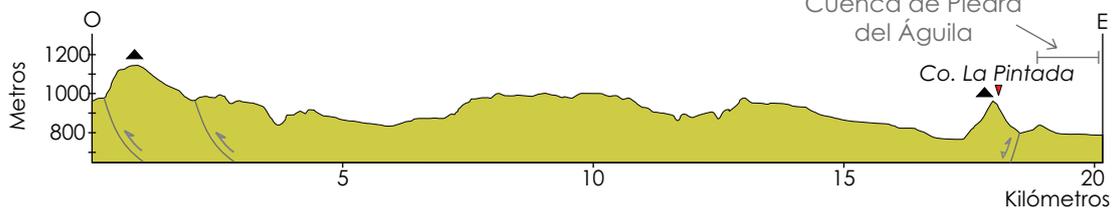
DOMINIO MORFOESTRUCTURAL CENTRAL

A

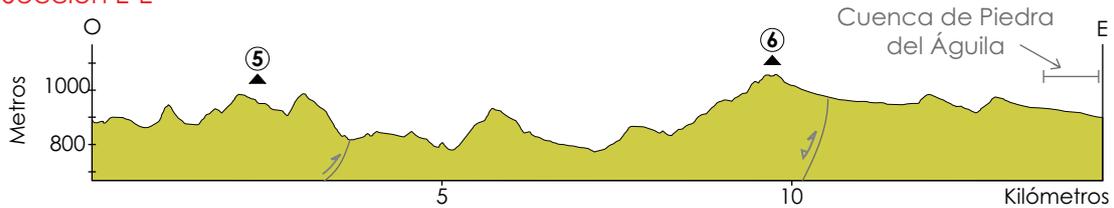


B

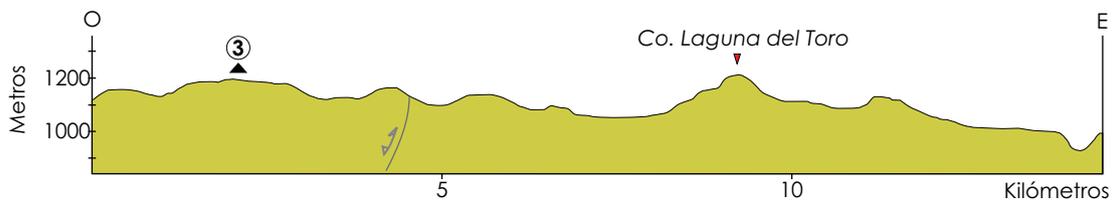
Sección D-D'



Sección E-E'



Sección F-F'



REFERENCIAS

↘ Falla inversa

↗ Falla normal invertida

① Divisoria de aguas

▲ Alto interno

Figura 4.4. Configuración morfoestructural del dominio central. A) Vista 3D del modelo digital de elevación del sector analizado donde se puede observar parcialmente, el bajo topográfico y estructural que constituye la Cuenca de Piedra del Águila, un depocentro interno, las principales estructuras del dominio y la traza de los perfiles (A1). Representación de la red de drenaje que atraviesa al presente dominio y la conformación de las divisorias de aguas (línea discontinua de rayas) y altos internos (línea discontinua de puntos; A2). B) Secciones topográficas representativas del dominio donde se reconoce la cuenca de Piedra del Águila, las estructuras principales, las divisorias de aguas o altos internos y los cerros más importantes.

La depresión localizada en el extremo noroeste corresponde a la cuenca de Piedra del Águila con alturas del orden de los 740 m s.n.m. (Cerro Bayo). La cuenca de Picún Leufú se extiende hacia el sureste con una superficie relativamente plana a los 720 m s.n.m., que desciende hacia el Río Limay (Figura 4.5B). El alto topográfico que limita ambas depresiones corresponde a una divisora de aguas (7; Figuras 4.5A y 4.5B) relativamente asimétrica con una altura de 900 m s.n.m., definida por la interacción de la falla Cabezas y corrimientos paralelos. El sector de mayor pendiente (entre ambas estructuras) queda representado por un sistema de drenaje con cursos mas cortos y menos espaciados (Figura 4.5A). La falla Cabezas presenta un rumbo NNE con inclinaciones al noroeste y fallas menores y pliegues regionales asociados a su bloque techo (Figura 4.1A). Esta estructura pone en contacto rocas del basamento paleozoico con unidades del Ciclo Precuyano (Figuras 4.2A y 4.2B).

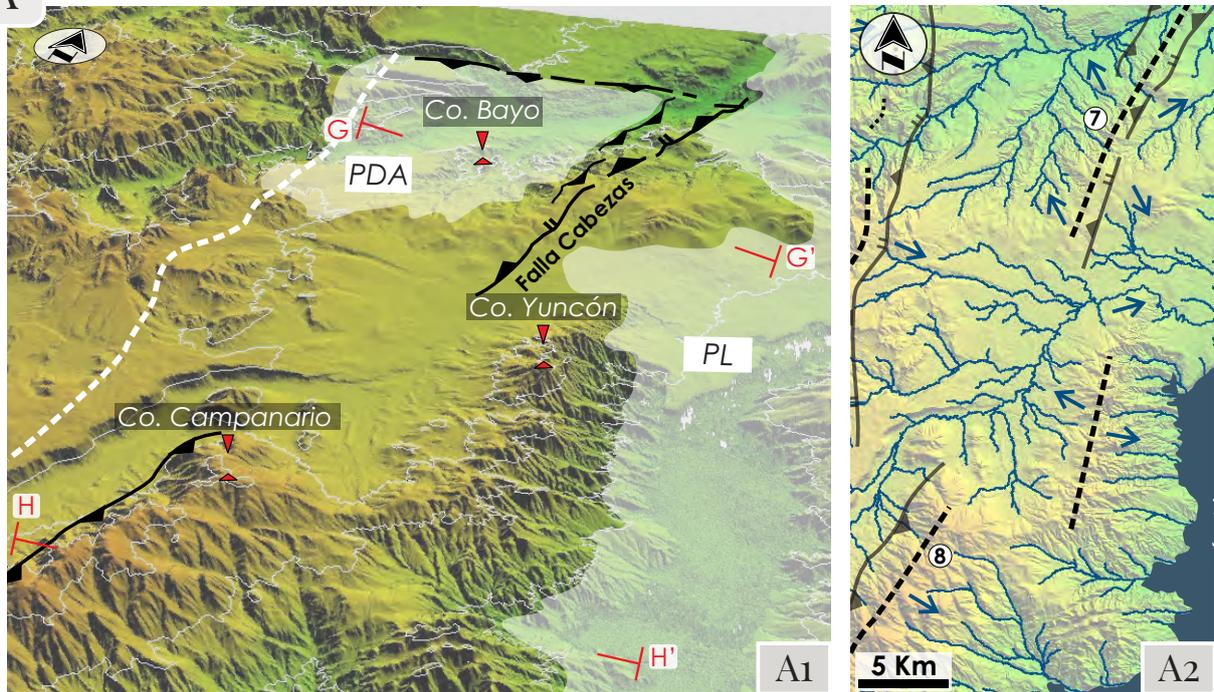
La región austral de este dominio está representada por las sierras más elevadas, las cuales presentan alturas máximas de 1200 m s.n.m. en el Cerro Campanario (Figura 4.5A). En la sección H-H' (Figura 4.5A), se observa un alto topográfico asimétrico que ocupa la mayor parte del perfil, y una depresión fisiográfica en el extremo sureste correspondiente a la cuenca de Picún Leufú. El alto topográfico está representado por una divisoria de aguas asimétrica (8; Figuras 4.5A y 4.5B) con alturas máximas de 1200 m s.n.m., vinculada a la presencia de una falla inversa inferida en función de los patrones de drenaje diferenciados a ambos lados de la divisoria. La falla presenta de orientación NE-SO y pone en contacto rocas del basamento con unidades iniciales del Ciclo Precuyano parcialmente cubiertas por basaltos neógenos (Figura 4.2A). Esta última estructura queda representada en el perfil H-H' por la divisoria 8 (Figura 4.5B).

4.4. SÍNTESIS DE LA CONFIGURACIÓN MORFOESTRUCTURAL

El Macizo de Sañicó constituye una unidad morfoestructural elevada que limita hacia el este y el oeste, dos cuencas sedimentarias neógenas de importante desarrollo. Esta unidad es, a su vez, dividida en tres dominios en función de sus

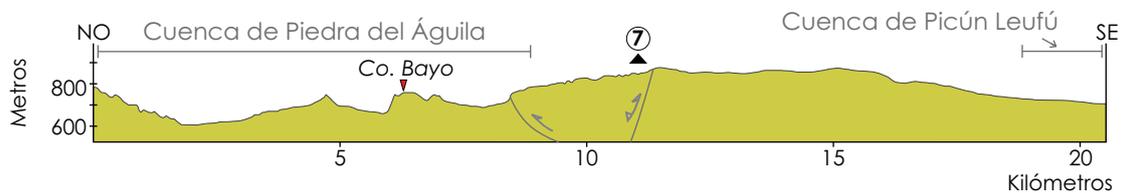
DOMINIO MORFOESTRUCTURAL ORIENTAL

A

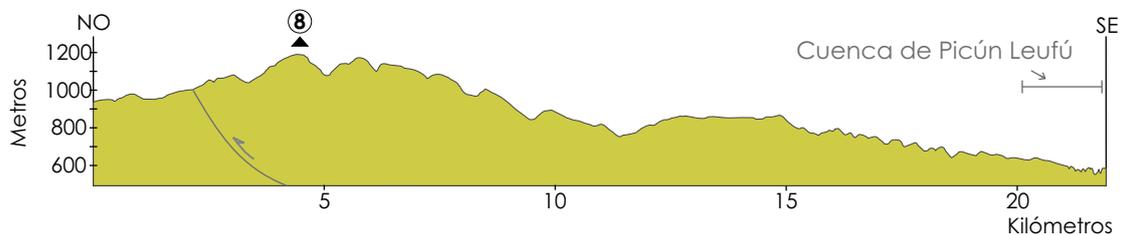


B

Sección G-G'



Sección H-H'



REFERENCIAS ↗ Falla inversa ↘ Falla normal invertida ① Divisoria de aguas ▲ Alto interno

Figura 4.5. Configuración morfoestructural del dominio oriental. A) Vista 3D del modelo digital de elevación del sector analizado donde se pueden observar los bajos topográficos y estructurales que constituyen las Cuencas de Piedra del Águila y Picún Leufú, las principales estructuras del dominio y la traza de los perfiles (A1). Representación de la red de drenaje que atraviesa al presente dominio y la conformación de las divisorias de aguas (línea discontinua de rayas; A2). B) Secciones topográficas representativas del dominio donde se reconocen las cuencas sedimentarias, las estructuras principales, las divisorias de aguas o altos internos y los cerros más importantes.

características topográficas, fisiográficas y estructurales. El dominio occidental corresponde al sector más elevado de la región, con alturas máximas de 1330 m s.n.m. que definen hacia el oeste a la cuenca de Collón Cura. Internamente, estos altos se configuran con ascensos escalonados de la topografía que evidencian, en muchos casos, la presencia de estructuras mayores con resaltos de 90 a 310 m. La estructuración está definida principalmente por fallas con un amplio rango de orientaciones, NO, N y NE que exponen rocas del basamento paleozoico y unidades del Ciclo Precuyano. Las principales estructuras que definen este dominio y configuran la cuenca de Collón Cura, son las fallas Manzano y Alicura. El dominio central presenta serranías de menor elevación, con alturas máximas de 1218 m s.n.m. Estas serranías constituyen el límite oeste de los principales depósitos de la cuenca de Piedra del Águila y configuran la disposición de una depresión interna al presente dominio. Los altos se encuentran fuertemente erosionados y presentan resaltos topográficos de 100 a 218 m que evidencian la presencia de estructuras mayores. La estructuración de este dominio es definida por fallas y pliegues de orientaciones NO a N que exponen rocas del Ciclo Cuyano. La principal estructura que define este dominio y limita a la cuenca de Piedra del Águila lo constituye la falla Roth. El dominio oriental corresponde al sector con menores elevaciones, conformado por serranías con alturas promedio de 900 m s.n.m. Estos altos limitan la cuenca de Picún Leufú al este y definen la Cuenca de Piedra el Águila hacia el oeste, en el interior del dominio. Las estructuras principales quedan representadas por resaltos topográficos de alrededor de 100 m. La estructura principal corresponde a la falla Cabezas que define el límite este del Macizo de Sañicó, separa a las cuencas de Piedra del Águila y Picún Leufú y expone las rocas del Ciclo Precuyano.



CONFIGURACIÓN PRE-ANDINA:
ESTRUCTURACIÓN Y ESTRATIGRAFÍA
MECÁNICA DE UNIDADES
PALEOZOICAS Y MESOZOICAS



CAPÍTULO 5 - CONFIGURACIÓN PRE-ANDINA: ESTRUCTURACIÓN Y ESTRATIGRAFÍA MECÁNICA DE UNIDADES PALEOZOICAS Y MESOZOICAS

El estudio detallado de la estructuración pre-andina es fundamental para establecer las debilidades corticales pre-existentes que condicionaron el desarrollo, distribución, magnitud y estilo de deformación de la estructuración andina. Esta estructuración es definida en la región por la configuración del basamento ígneo-metamórfico paleozoico, asociadas a los ciclos orogénicos acaecidos en el margen occidental de Gondwana, y de las unidades mesozoicas que constituyen el relleno de los depocentros de rift iniciales de la Cuenca Neuquina. En el presente apartado se llevará a cabo una caracterización y análisis de los elementos estructurales del basamento paleozoico y de las unidades mesozoicas, incluyendo en este último caso un análisis litológico con énfasis en las características geomecánicas de las rocas que permita dar cuenta de la anisotropía del medio.

5.1. ESTRUCTURACIÓN DEL BASAMENTO PALEOZOICO

El basamento paleozoico del área de estudio está constituido por rocas ígneo-metamórficas correspondientes a las formaciones Cushamen y Mamil Choique. Las rocas que conforman dichas formaciones se encuentran en contacto a escalas reducidas, haciendo difícil su diferenciación y representación. En el presente trabajo, las mismas serán analizadas desde el punto de vista de las unidades litológicas que las conforman. Sobre la base de un análisis petrográfico de detalle con descripción de asociaciones minerales metamórficas y de características relícticas de los protolitos se reconocieron 15 unidades litológicas correspondientes a rocas metasedimentarias, migmáticas, ortoderivadas e ígneas (Figura 5.1). Estas unidades pueden ser diferenciadas a grandes rasgos en esquistos, gneises, migmatitas, ortogneises, diques leucocráticos, y diques

COMPOSICIÓN DEL BASAMENTO ÍGNEO-METAMÓRFICO

ROCA	LITOLOGÍA	ASOCIACIÓN	TEXTURA	FOTO
Metasedimentaria	Esquisto cuarzo-biotítico	Bt + Qz + Pl ± Fk	Lepidogranoblástica	
	Esquisto biotítico-cordierítico	Bt + Crd + Qz + Plg + Fk	Lepidogranoblástica, Porfiroblástica	
	Esquisto biotítico-anfibólico	Bt + Qz + Tr + Act + Pl	Lepido-granoblástica	
	Esquisto calco-silicatado	Zona interna: Grt + Dp + Qz + Clz zona media: Anf + Grt + Dp + Qz zona externa: Qz + Anf + Bt	Granoblástica	
	Gneis muscovítico	Ms + Qz ± Bt ± Pl	Granolepidoblástica	
	Gneis biotítico-granatífero	Bt + Grt + Qz + Pl ± Ms	Granolepidoblástica, Porfiroblástica	
	Gneises granatífero-sillimaníticos	Qz + Pl + Grt + Bt + Sil	Granolepidoblástica	
Migmática	Migmatita estromática con Bt-Grt	Mesosoma: Bt + Qz + Pl ± Grt ± Fk Melanosoma: Bt Leucosoma: Qz + Pl + Fk + Grt ± Bt	Mesosoma: Lepidogranoblástica Melanosoma: Lepidoblástica Leucosoma: Granoblástica	
	Migmatita estromática con Grt-Sil	Mesosoma: Bt + Qz + Grt + Pl ± Sil ± Fk Melanosoma: Bt ± Grt ± Sil Leucosoma: Qz + Pl + Fk ± Bt	Mesosoma: Lepidogranoblástica Melanosoma: Lepidoblástica Leucosoma: Granoblástica	
	Migmatita estromática con Hnb	Mesosoma: Bt + Hnb + Qz + Pl Melanosoma: Bt + Hnb Leucosoma: Qz + Pl + Fk ± Bt	Mesosoma: Lepido nematogranobl. Melanosoma: Lepidoblástica Leucosoma: Granoblástica	
	Migmatita estromática con Qz-Bt	Mesosoma: Bt + Qz + Pl ± Fk Leucosoma: Qz + Pl + Fk ± Bt ± Ms	Mesosoma: Granolepidoblástica Leucosoma: Granoblástica	
Ortoderivada	Ortogneis granítico	Fk + Pl + Qz + Bt ± Ms	Porfidoblástica, Porfido-granolepidoblástica	
	Ortogneis Tonalítico	Pl + Qz + Bt + Ep ± Fk ± Hnb	Porfidoblástica, Porfido-granolepidoblástica	
Ígnea	Diques leucocráticos	Fk + Qz + Pl ± Bt ± Grt ± Ms	Inequigranular	
	Diques y cuerpos graníticos (Pegmatitas y Aplitas)	Fk + Qz + Pl + Ms ± Bt	Equi- inequigranular/ Pegmatítica / Sacaroide	

Figura 5.1. Composición del basamento paleozoico. Diferenciación de las unidades litológicas en función de la asociación mineral presente y la textura reconocida para cada roca. Microfotografías con nicols cruzados (CN) de 3 mm de ancho que representan la composición de algunas de las unidades litológicas definidas.

graníticos con diferente grado de deformación. Para cada unidad se definió la asociación mineral de la roca o de las diferentes partes que la componen y su textura (Figura 5.1).

En el área de estudio, se reconocen unidades con diferente desarrollo de estructuras vinculadas al metamorfismo. Estas estructuras pueden extenderse a lo largo de todo el volumen de roca o presentarse concentradas en zonas discretas, definiendo rocas con diferentes grados de anisotropía que condicionan el comportamiento reológico de las mismas, pudiendo constituir o no, una anisotropía mecánica significativa para su reactivación en episodios posteriores de deformación. Es posible diferenciar entonces, a escala regional, fábricas penetrativas (*pervasive fabrics*) que generan una fuerte anisotropía y fábricas discretas o no penetrativas (*discrete fabrics*) que generan una baja anisotropía con un alto contraste en la resistencia con respecto al volumen de roca circundante (*sensu* Morley 1999). En las primeras, el espaciamiento de la fábrica es submilimétrico comparado con el volumen de roca analizado y comprende, para esta región, a la fábrica metamórfica regional del basamento ígneo-metamórfico. Las fábricas discretas, se encuentran separadas regionalmente y corresponden a zonas de cizalla dúctil desarrolladas en rocas del basamento metamórfico.

5.1.1. FÁBRICAS PENETRATIVAS Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS

Las unidades litológicas vinculadas a un metamorfismo regional exponen en este sector, una serie de foliaciones (S_1 ; S_2) que transponen, en caso de ser reconocida, a la fábrica original (S_0). La foliación S_1 está formada por micas y se encuentra parcialmente preservada en microlitones de la foliación regional S_2 . La fábrica S_2 constituye la foliación principal vinculada al clímax del metamorfismo regional. Esta foliación es representada como una esquistosidad para los esquistos y bandeamiento composicional o gneisosidad para los gneises. En gran parte de la región, afloran migmatitas (metatexitas) vinculadas genéticamente a los esquistos y gneises, que exponen un bandeamiento migmático generalmente paralelo a la foliación principal. Estructuras mayores vinculadas con las fábricas S_1 y S_2 no fueron reconocidas. Afectando a la foliación

principal (S_2) se desarrollan con buena distribución areal, pliegues similares (tipo 2; Ramsay 1967) apretados a isoclinales (F_3), a los que se sobre imponen en algunos sectores, pliegues abiertos (F_4) con amplitudes y longitudes de onda variables que generan figuras de interferencia (Tipo 3; Ramsay 1967). La orientación de la foliación regional, así como los pliegues que la deforman, varían a lo largo de la zona de estudio por lo que se describen a continuación separadamente para cada dominio morfoestructural. A su vez, los datos de las diferentes estaciones de control son unificadas en función de las características y su ubicación en 9 localidades.

El *dominio occidental* comprende seis localidades distribuidas a lo largo de toda su extensión (Figura 5.2). La región septentrional (Localidades 1 y 2) está conformada por rocas migmáticas con Bt-Grt, ortogneises graníticos y tonalíticos (estos últimos de mayor extensión) y numerosos diques y cuerpos graníticos sin deformación que intruyen a todas las unidades descritas (Figura 5.1). Las rocas migmáticas y ortogneísicas correspondientes a la localidad 1 presentan una foliación penetrativa S_2 con orientaciones generales de $35^\circ/69^\circ$. La foliación S_2 está definida para los ortogneises por un bandeamiento composicional definido por la alternancia de capas ricas en filosilicatos y cuarzo-feldespáticas con espesores que varían entre milímetros y centímetros (Figura 5.3A). Microscópicamente, el cuarzo se desarrolla como cristales elongados paralelos a la foliación, con bordes irregulares, presencia de subgranos y bandas de deformación y la biotita se evidencia en cristales gruesos desarrollados paralelamente a la foliación (Figura 5.3A). El bandeamiento migmático es definido por una alternancia a escala de centímetros, de leucosomas, melanosomas y mesosomas, evidenciándose en este último la foliación S_2 comprendida por láminas de biotita y capas alternantes de cuarzo y plagioclasa (Figura 5.3B). El cuarzo presenta formas irregulares, extinción ondulosa y formación de subgranos (Figura 5.3B). La plagioclasa desarrolla maclas acuñadas y está parcialmente fracturada y combada. El feldespato potásico muestra extinción difusa, zonación y fracturas.

La foliación S_2 se encuentra afectada por pliegues F_3 con plano axial aproximadamente paralelo a la foliación metamórfica y ejes de pliegues con

ESTRUCTURACIÓN PRE-ANDINA: FÁBRICA PENETRATIVA

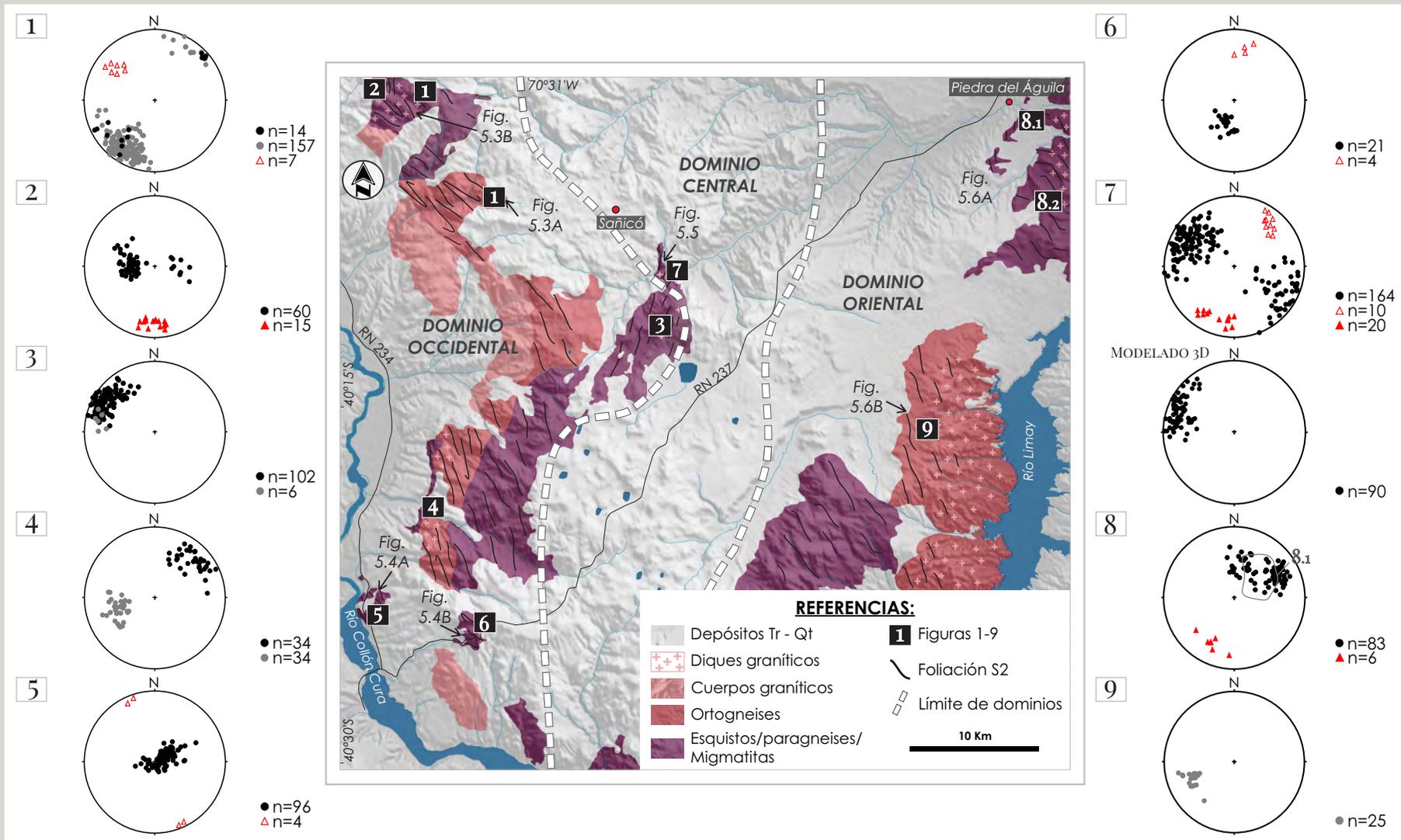


Figura 5.2. Mapa geológico del área de estudio con diferenciación de las unidades litológicas del basamento ígneo- metamórfico y su fábrica penetrativa. Redes estereográficas de proyección equiareal sobre el hemisferio inferior donde se diferencian los polos de las foliaciones metamórficas S_2 en esquistos, gneises y migmatitas (círculos negros), foliaciones metamórficas S_2 en ortogneises (círculos grises) y los ejes de pliegues F_3 (triángulo blanco con borde rojo) y F_4 (triángulo rojo) para las Localidades 1 a 9.

dirección N300° a N320° y buzamiento entre 30° y 40° (Figura 5.2). Los F_3 que afectan a la foliación regional (S_2) se presentan a diferentes escalas generalmente como pliegues F_3 isoclinales a apretados (Figura 5.3A). Las rocas migmatíticas muestran variaciones en la orientación de la foliación hacia la localidad 2. En este caso, se desarrollan entre zonas de cizalla dúctil y presentan una foliación S_2 con orientaciones promedio de 92°/25 y 278°/27° y desarrollo de un nuevo plegamiento F_4 con planos axiales sub-verticales de orientación N y ejes de pliegues con buzamientos entre 10° y 30° hacia el N194° y N169° (Figuras 5.2 y 5.3B). Las migmatitas analizadas se encuentran profundamente afectadas por diques graníticos y corresponden a estromatitas con bandeamiento migmatítico paralelo a la foliación regional (S_2 ; Figura 5.3B). Los pliegues F_4 desarrollados en esta localidad son pliegues abiertos con ángulos interflanco entre 80° y 100° y con variaciones en la amplitud y longitud de onda (Figura 5.3B).

El sector central del dominio occidental (Localidad 3) está conformado por afloramientos aislados de gneises muscovíticos, gneises biotítico- granatíferos y ortogneises tonalíticos (Figura 5.1) en una amplia zona de cizalla dúctil (Figura 5.2). Estas rocas presentan una foliación regional S_2 con orientaciones promedio de 122°/69° en los paragneises y 102°/67° en ortogneises (Figura 5.2). Estas rocas serán descritas en detalle para los afloramientos aledaños correspondientes al dominio central.

La región más austral está integrada por tres localidades: 4, 5 y 6. Los afloramientos correspondientes a las localidades 4 y 6 se encuentran ampliamente afectados por zonas de cizalla dúctil y frágil, imposibilitando una caracterización detallada de las mismas. Las rocas migmatíticas con Hnb (Figura 5.1) expuestas en la localidad 4 presentan un bandeamiento migmatítico paralelo a la foliación S_2 con orientación promedio de 226°/65° (Figura 5.2). La foliación se define en este caso por la orientación preferencial de la biotita y los anfíboles y por las bandas alternantes de cuarzo y plagioclasa. Estos componentes forman parte del mesosoma de las migmatitas. Los ortogneises tonalíticos aflorantes en esta región, presentan una orientación promedio de 73°/45° (Figura 5.2) y, al igual que las localidades anteriores, la foliación S_2 está definida por un

FÁBRICA PENETRATIVA: DOMINIO OCCIDENTAL

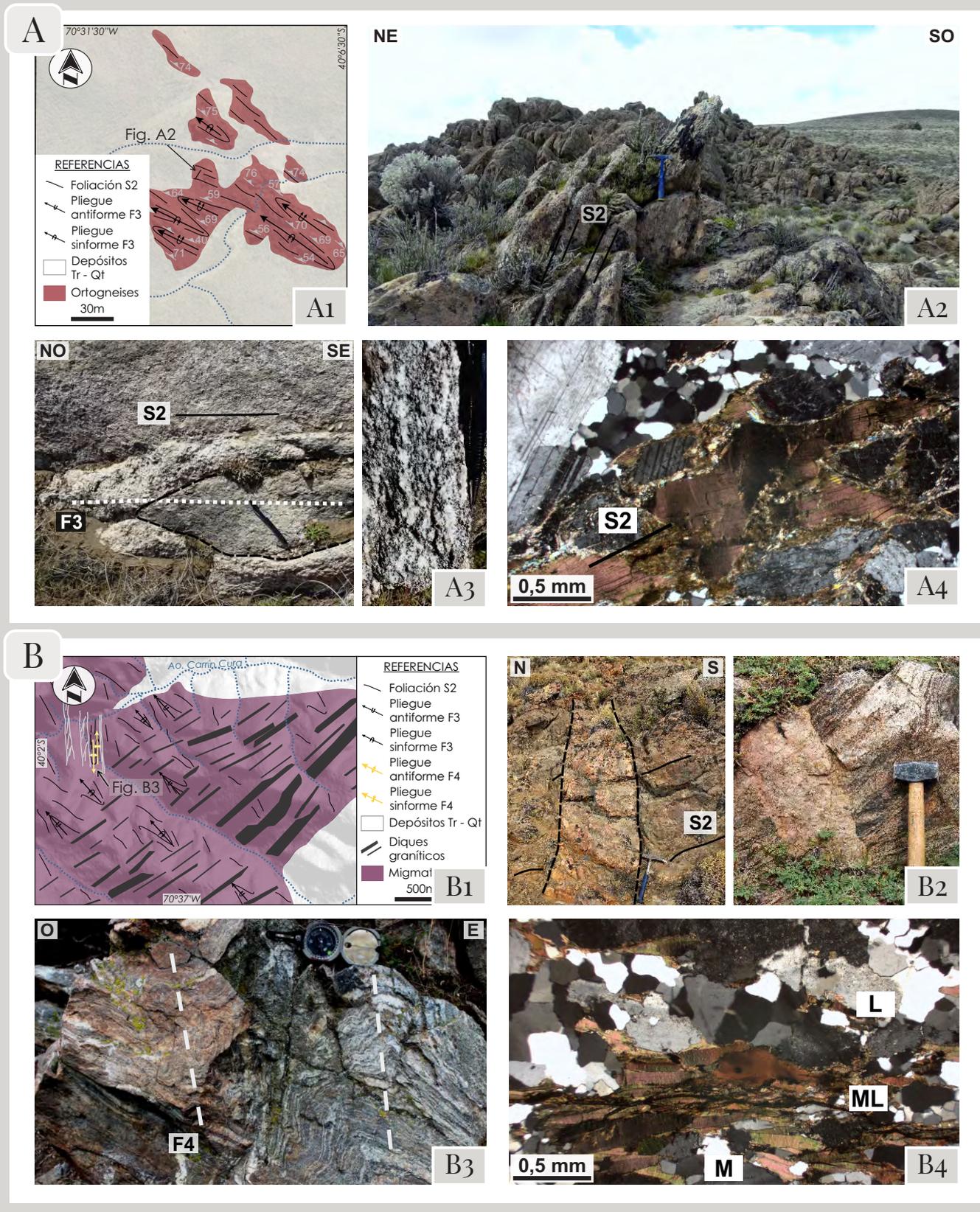


Figura 5.3. Detalle de las fábricas penetrativas del dominio occidental. A) Estructuración de la Localidad 1. Mapa geológico de detalle (Figura A₁) con foliación S₂, traza de pliegues F₃ y ubicación de la Figura A₂. Fotografía de campo con foliación S₂ (línea negra) en ortogneises y detalle del plegamiento F₃ (línea discontinua de puntos; Figuras A₂ y A₃). Foto detalle (derecha; Figura A₃) y microfotografía con NC (Figura A₄) del bandeamiento composicional que conforma la S₂ (línea negra). B) Estructuración de la Localidad 2. Mapa geológico de detalle (Figura B₁) con foliación S₂, traza de pliegues F₃ y F₄ y ubicación de la Figura B₃, Fotografía de campo del bandeamiento migmatítico paralelo a la foliación S₂ (línea negra; Figura B₂) intruido por diques graníticos y detalle del plegamiento F₄ (línea discontinua de rayas; Figura B₃). Microfotografía con NC del bandeamiento definido por leucosomas (L), melanosomas (ML) y mesosomas (M; Figura B₄).

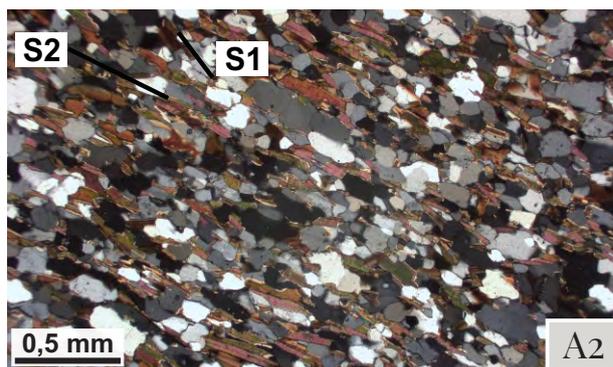
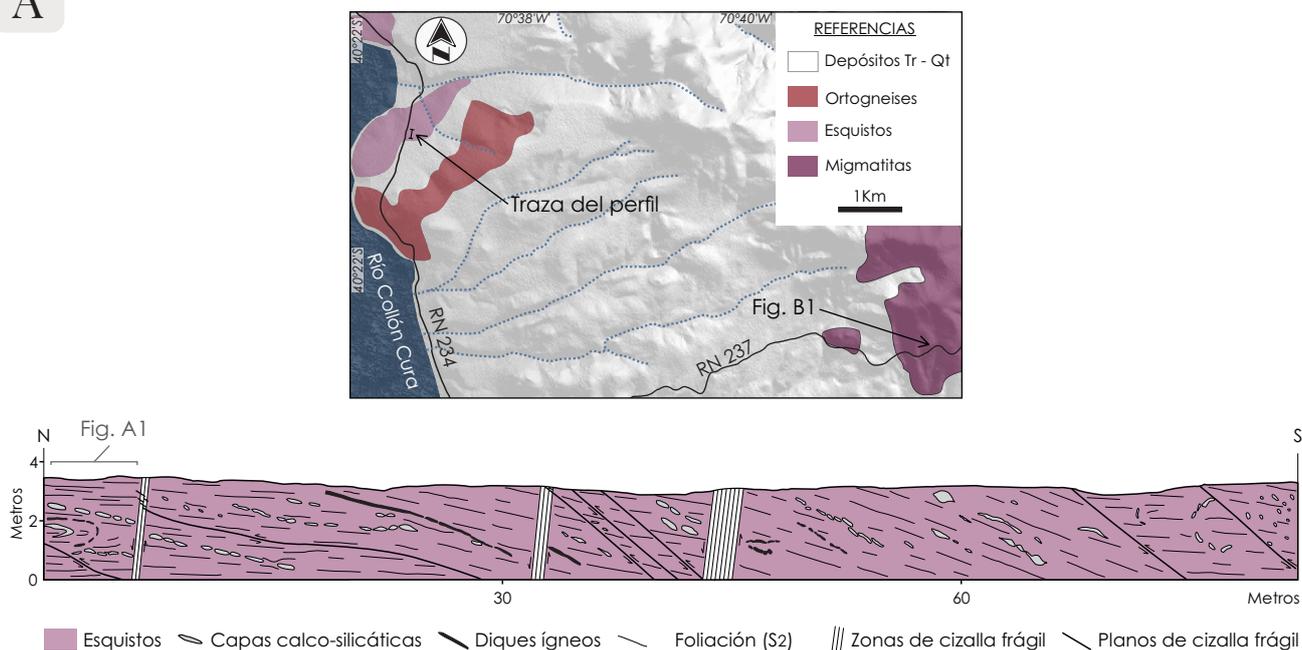
bandeamiento composicional definido por la alternancia de capas ricas en filosilicatos y cuarzo-feldespáticas.

La localidad 5 comprende a esquistos de diferente composición, reconociéndose alternadamente esquistos cuarzo- biotíticos, biotítico-cordieríticos, biotítico- anfibólicos con intercalaciones, en todos los casos, de esquistos calcosilicatados (Figura 5.1). La foliación S_2 está definida en este caso por una esquistosidad de bajo ángulo con orientación general $240^\circ/10^\circ$ y es afectada por un plegamiento (F_3) recumbente con planos axiales y ejes de pliegues subhorizontales en dirección NNO (Figuras 5.2 y 5.4A). Los pliegues F_3 se desarrollan a distintas escalas, reconociéndose un pliegue mayor que afecta a todas las unidades descritas en esta localidad y que se encuentra bien representado por las capas calcosilicatadas y los diques graníticos deformados (Figura 5.4A). La foliación regional S_2 se encuentra bien expuesta, mientras que solo en algunas ocasiones fue posible diferenciar, en corte delgado, las foliaciones regionales S_1 y S_2 a partir de la disposición ortogonal de las micas que las definen en esos sectores (Figura 5.4A). Microscópicamente la S_2 es reconocida como una foliación continua, definida en cada caso por la orientación preferencial de la biotita y de los anfíboles (Figura 5.4A). Los afloramientos más australes de este dominio (Localidad 6) se componen de migmatitas con Bt-Grt (Figura 5.1). El bandeamiento migmatítico paralelo a la foliación S_2 (Figura 5.4B) presenta orientaciones generales de $230^\circ/69^\circ$ y es afectado por pliegues F_3 con planos axiales sub-paralelos a la foliación metamórfica y ejes de pliegues con dirección $N0^\circ$ a $N20^\circ$ y buzamiento entre 20° y 37° (Figura 5.2). El plegamiento está dado por pliegues apretados a isoclinales de pequeña escala. El bandeamiento migmatítico es definido por una alternancia a escala de centímetros, de leucosomas, melanosomas y mesosomas (Figura 5.4B). La biotita se presenta como láminas flexuradas que definen la foliación S_2 y el cuarzo presenta formas irregulares, extinción ondulosa y formación de subgranos (Figura 5.4B).

El *dominio central* comprende la localidad (7), la cual incluye diferentes tipos de rocas. Se reconocen en este sector gneises muscovíticos, biotítico-granatíferos, granatífero- sillimaníticos y unidades migmatíticas con Grt-Sil

FÁBRICA PENETRATIVA: DOMINIO OCCIDENTAL

A



B



Figura 5.4. Detalle de las fábricas penetrativas del dominio occidental. A) Estructuración de la Localidad 5. Mapa geológico de ubicación y perfil geológico de detalle con diferenciación de la foliación S₂, plegamiento F₃ y capas de diferente composición en esquistos afectados por zonas y planos de cizalla frágil. Fotografía de campo con diferenciación de contactos litológicos (línea discontinua de rayas negras), foliación S₂ y pliegue F₃ (línea discontinua de puntos; Figura A₂). Microfotografía con NC con diferenciación de S₁ y S₂ (líneas negras; Figura A₂). B) Estructuración de la Localidad 6. Fotografía de campo del bandeamiento migmatítico paralelo a la foliación S₂ (línea negra; Figura B₁). Microfotografía con NC del bandeamiento definido por leucosomas (L), melanosomas (ML) y mesosomas (Figura B₂).

(Figura 5.1). La foliación S_2 está definida entonces, por un bandeamiento composicional y por un bandeamiento migmatítico paralelo. La foliación S_2 está definida en los gneises por la alternancia de capas ricas en filosilicatos y cuarzo-feldespáticas, específicamente asociada a la orientación preferencial de la muscovita, la biotita y/o la sillimanita (Figura 5.5B). Las migmatitas desarrollan un bandeo a escala de centímetros, donde las láminas de biotita definen, junto con la sillimanita, la foliación S_2 . Esta última se presenta a su vez como inclusiones en los granates (Figura 5.5B). Microscópicamente, el cuarzo se desarrolla como cristales algo elongados con bordes irregulares, bandas de deformación y presencia de subgranos (Figura 5.5B). La foliación S_2 presenta para todos los casos orientaciones generales de $115^\circ/72^\circ$ y $300^\circ/68^\circ$ y son afectadas por pliegues F_3 con planos axiales de orientación promedio $110^\circ/60^\circ$ y ejes de pliegues con dirección $N30^\circ$ a $N55^\circ$ y buzamiento entre 10° y 30° (Figuras 5.2 y 5.5A). Afectando a este plegamiento, se desarrollan pliegues F_4 con planos axiales de orientación general $107^\circ/80^\circ$ y ejes de pliegues con dirección $N190^\circ$ a $N235^\circ$ y buzamiento entre 5° y 30° (Figuras 5.2 y 5.5A). Se reconocieron a lo largo de toda la zona, numerosas zonas de cizalla dúctil que cortan a las estructuras descritas previamente y que serán desarrolladas en el próximo apartado (Figura 5.5A). En la región occidental de esta localidad (Figuras 5.5A y 5.5C), se llevó a cabo un Modelo Digital de Afloramiento en tres dimensiones (3D) que permitió la obtención de una numerosa cantidad de datos con el objetivo de complementar el análisis clásico de relevamiento de estructuras del basamento. Para este caso se obtuvieron foliaciones S_2 con una orientación promedio de $110^\circ/73^\circ$ (Figuras 5.2 y 5.5C). El plegamiento F_3 está conformado por pliegues isoclinales a apretados, de tipo similar, mientras que los pliegues F_4 muestran ángulos interflanco entre 80° y 100° definiendo un plegamiento abierto con variaciones en la amplitud y la longitud de onda (Figura 5.5B).

El *dominio oriental* se compone de dos localidades, una en el sector septentrional (Localidad 8) y otra en la región central (Localidad 9; Figura 5.2). La localidad 8 comprende rocas migmatíticas con Qz- Bt (Figura 5.1) fuertemente afectadas por zonas de cizalla frágil, limitándose su buena exposición a pequeños bloques (Figura 5.6A). El bandeamiento migmatítico se desarrolla paralelo a la

FÁBRICA PENETRATIVA: DOMINIO CENTRAL

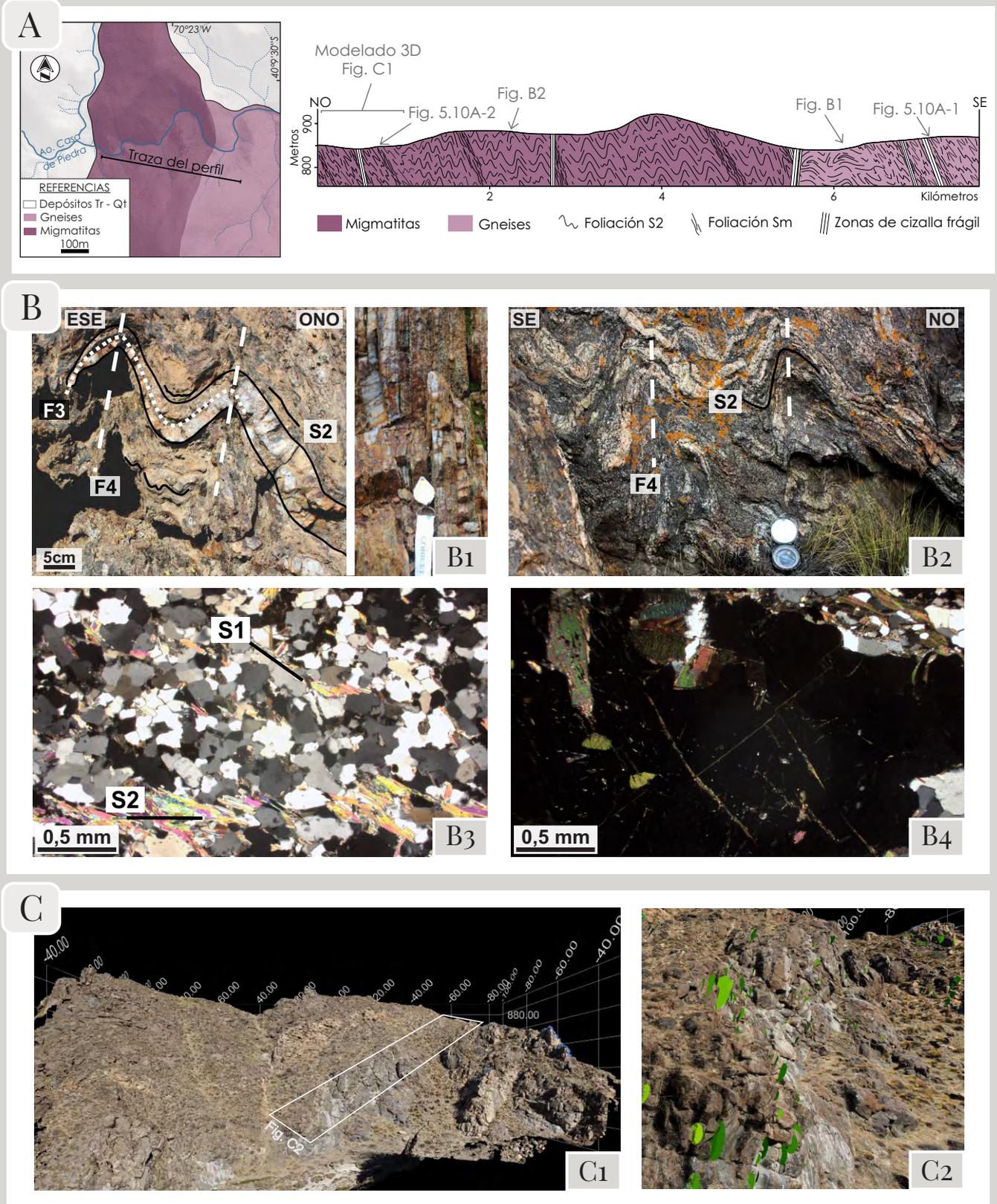


Figura 5.5. Detalle de las fábricas penetrativas del dominio central. A) Estructuración de la Localidad 7. Mapa y perfil geológico de detalle con diferenciación de las unidades, foliación S_2 , plegamientos F_3 y F_4 , zonas de cizalla dúctil (S_m) y frágil, ubicación de las Figuras B, C y 5.10A. B) Fotografías de campo y de detalle de unidades gnéissicas (Figura B₁) y migmáticas (Figura B₂) con diferenciación de la foliación S_2 (líneas negras), pliegue F_3 (línea discontinua de puntos) y pliegues F_4 (línea discontinua de rayas). Microfotografías con NC de la foliación S_1 y S_2 (Figura B₃) en gneises y porfiroblasto de granate en migmatita con inclusiones de sillimanita (Figura B₄). C) Disposición espacial del modelo georreferenciado, visualizado con el programa VRGS y ubicación de la Figura C₂ (Figura C₁). Detalle de los planos de foliación medidos en el Modelo Digital (Figura C₂).

foliación S_2 con orientaciones generales de $244^\circ/46^\circ$ y $219^\circ/36^\circ$ y es afectada por pliegues F_4 con planos axiales fuertemente inclinados al E y SE y ejes de pliegues buzando entre 20° a 40° en dirección $N185^\circ$ a $N230^\circ$ (Figura 5.2). El plegamiento F_4 está representado por pliegues abiertos a suaves con ángulos interflanco de 100° y 130° (Figura 5.6A). Al igual que en las migmatitas descritas previamente, el bandeamiento migmatítico comprende una alternancia de leucosomas, melanosomas y mesosomas, estando definida la foliación S_2 por la orientación preferencial de láminas de biotita y cristales de cuarzo algo elongados en esa dirección (Figura 5.6A). La localidad 9 comprende a ortogneises graníticos expuestos en pequeños afloramientos aislados, ampliamente afectados por diques de aplitas y pegmatitas, siendo estos últimos los que muestran los mejores afloramientos (Figuras 5.1, 5.2 y 5.6B). Los ortogneises presentan una foliación regional S_2 definida por débil bandeamiento composicional con orientación general de $66^\circ/50^\circ$ (Figuras 5.2). En este caso, la foliación metamórfica es definida por la orientación preferencial de la biotita, por cristales de feldespatos (plagioclasa y feldespato potásico) orientados de forma aproximadamente paralela a la biotita y por cristales elongados de cuarzo (Figura 5.6B). El cuarzo se desarrolla con bordes irregulares y bandas de deformación. La plagioclasa muestra maclas ahusadas, mientras que el feldespato potásico presenta extinción ondulosa (Figura 5.6B).

Integración de las fábricas penetrativas y estructuras asociadas del Macizo de Sañicó

Es posible reconocer a lo largo de toda el área de estudio la presencia de una foliación metamórfica regional (S_2) expresada como una esquistosidad, un bandeamiento composicional o alguno de ellos paralelos a un bandeamiento migmatítico en función de la litología en la que se desarrolle. Esta foliación presenta a grandes rasgos una orientación general NO y desviaciones hacia una orientación N y E, en su mayoría moderada a fuertemente inclinada. Se identificaron únicamente en dos localidades orientaciones predominantemente NE (Localidades 3 y 7). Afectando a esta foliación se desarrollan pliegues F_3 isoclinales a apretados, de tipo similar, con ejes de pliegues moderadamente buzantes en dirección NO, N y NE. Afectando a los pliegues F_3 o directamente a

FÁBRICA PENETRATIVA: DOMINIO ORIENTAL

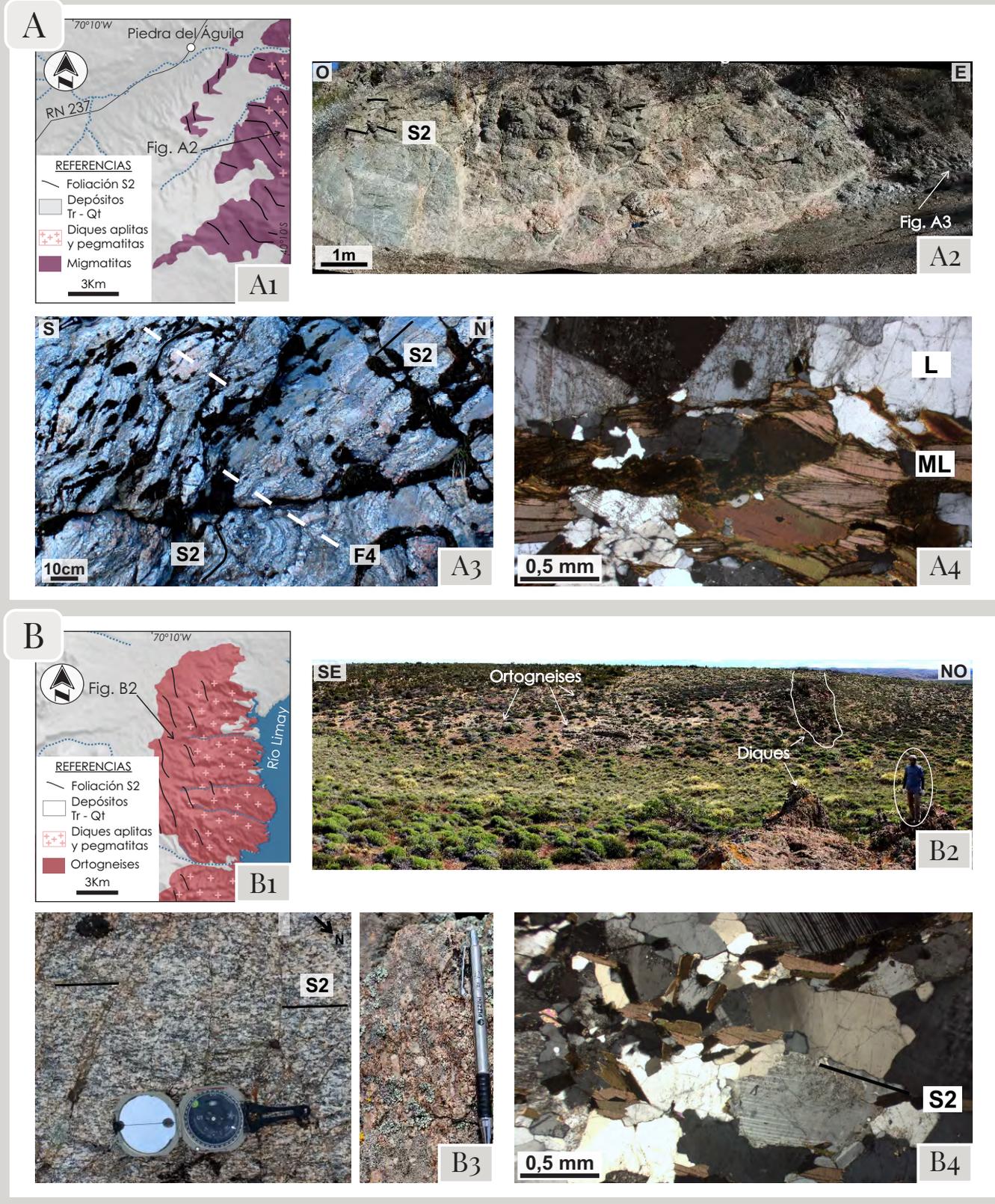


Figura 5.6. Detalle de las fábricas penetrativas del dominio oriental. A) Estructuración de la Localidad 8. Mapa geológico de ubicación con diferenciación de la foliación S₂ y la ubicación de la Figura A₂ (Figura A₁). Fotografía de campo de las unidades migmatíticas con diferenciación de la foliación S₂ (líneas negras) y expresión de los diques graníticos y los abundantes planos de cizalla frágil (Figura A₂). Fotografía de detalle de la foliación S₂, bandeamiento migmatítico y pliegues F₄ (línea discontinua de rayas). Microfotografía con NC del bandeamiento definido por leucosomas (L), melanosomas (ML) y mesosomas (Figura A₄). B) Estructuración de la Localidad 9. Mapa geológico de ubicación con diferenciación de la foliación S₂ y la ubicación de la Figura B₂ (Figura B₁). Fotografías de campo de las ortogneises intruidos por diques graníticos (Figura B₂). Fotografía de detalle de la foliación S₂ en rocas con variaciones texturales (línea negra; Figura B₃). Microfotografía con NC de la foliación S₂ en ortogneises graníticos (Figura B₄).

la foliación S_2 (donde no se reconocieron pliegues F_3) se exponen pliegues F_4 con ángulos interflancos entre 80° y 130° definiendo un plegamiento abierto a suave con variaciones en la amplitud y la longitud de onda. Estos últimos presentan ejes de pliegues levemente buzantes al S y SO.

5.1.2. FÁBRICAS DISCRETAS

En diferentes sectores de la región estudiada la foliación metamórfica regional es rotada y discontinuada por zonas de cizalla dúctil de diferentes magnitudes, con formación de rocas miloníticas (Figura 5.7). Las rocas miloníticas se definen por una fábrica planar correspondiente a una foliación milonítica (S_m) y a una fábrica lineal determinada por una lineación de estiramiento (L_s). Es importante destacar, que el estudio de estas rocas a menudo se ve afectado por la presencia de fajas de cizalla frágil-dúctil a frágil que generan una fuerte fragmentación acompañada por la incidencia de fluidos y retrogradación de ciertos minerales. A partir de las variaciones que presentan en cuanto a orientación y unidades involucradas a lo largo del área, las fábricas discretas se describen a continuación separadas por dominios y dentro de ellos, en las localidades determinadas en el apartado anterior para las fábricas penetrativas. Estas localidades son definidas en función de su ubicación y de las características presentes (Figura 5.7).

En el *dominio occidental* se reconocieron numerosos afloramientos en los que se exponen fábricas discretas vinculadas a rocas miloníticas. Estos afloramientos fueron integrados en cinco localidades (Figura 5.7). En la región más septentrional (Localidades 1 y 2) se reconocieron tres zonas de cizalla dúctil con desarrollo de foliaciones miloníticas (S_m) de diferente orientación (Figuras 5.7 y 5.8A). Las foliaciones miloníticas (S_m) de orientación $94^\circ/80^\circ$ se desarrollan sobre migmatitas con Bt-Grt en zonas de 1,5 m de ancho, las foliaciones (S_m) de rumbo $314^\circ/73^\circ$ presentan lineaciones de estiramiento (L_s) con un rake de 60° ($N262^\circ/60^\circ$) y se encuentran expuestas de forma aislada afectando a diques graníticos (Figura 5.8A). Las foliaciones S_m de orientación $14^\circ/76^\circ$ y L_s con rake de 10° ($N289^\circ/12^\circ$) afectan a cuerpos graníticos y se localizan en zonas angostas, con un desarrollo marcado de rocas miloníticas y ultramiloníticas (Figura 5.8A). La foliación milonítica (S_m) está definida en todos los casos por las cintas de

ESTRUCTURACIÓN PRE-ANDINA: FÁBRICA DISCRETA

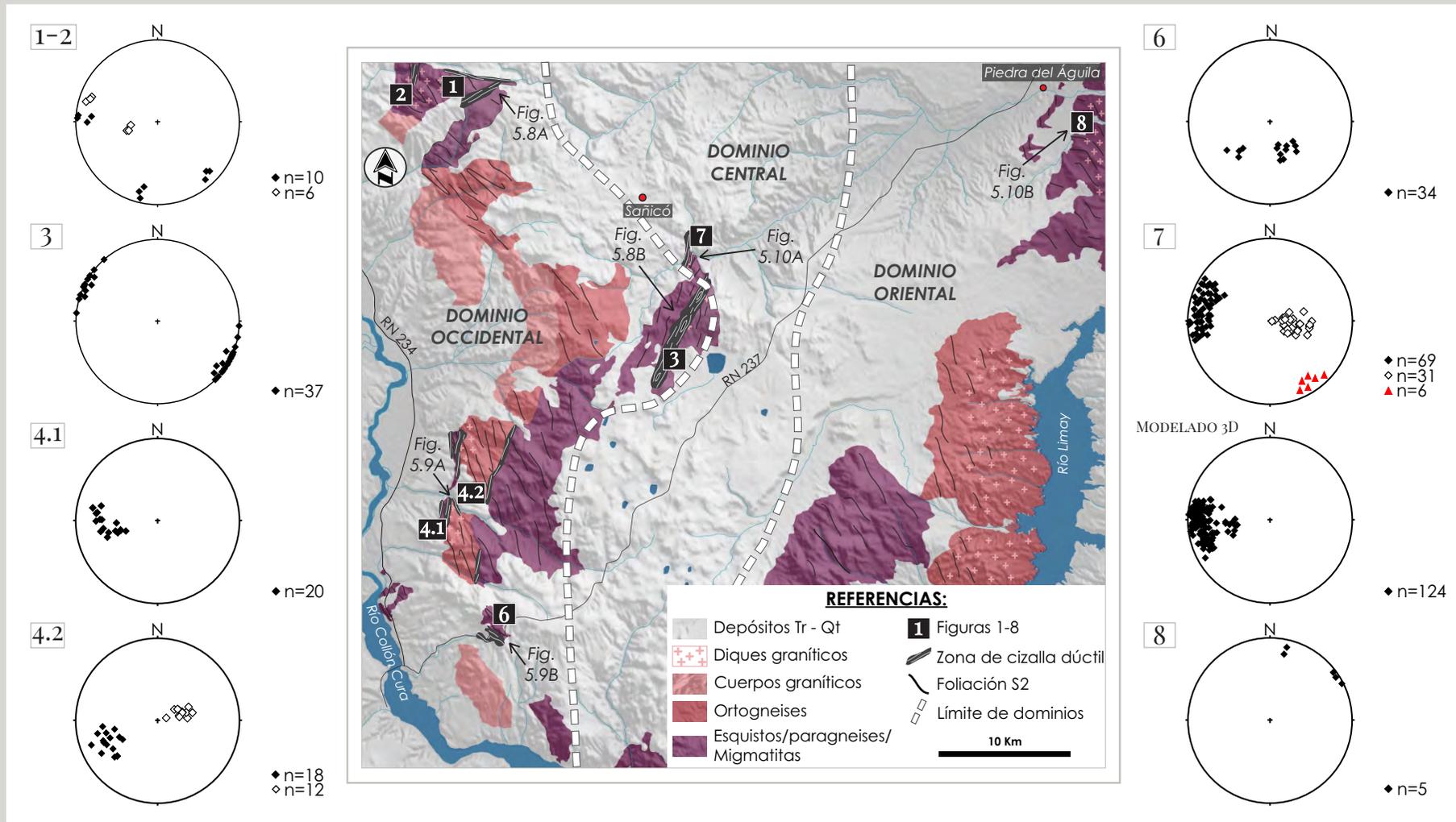


Figura 5.7. Mapa geológico del área de estudio con diferenciación de las zonas de cizalla dúctil y la ubicación de los diagramas de polos correspondientes a las diferentes localidades, sobre la diferenciación de las unidades litológicas del basamento ígneo- metamórfico y su fábrica penetrativa. Redes estereográficas de proyección equiareal sobre el hemisferio inferior donde se diferencian los polos de las foliaciones miloníticas S_m (rombos negros), las lineaciones miloníticas L_s (rombos blancos) y los ejes de pliegues (triángulo rojo) para las Localidades 1 a 8.

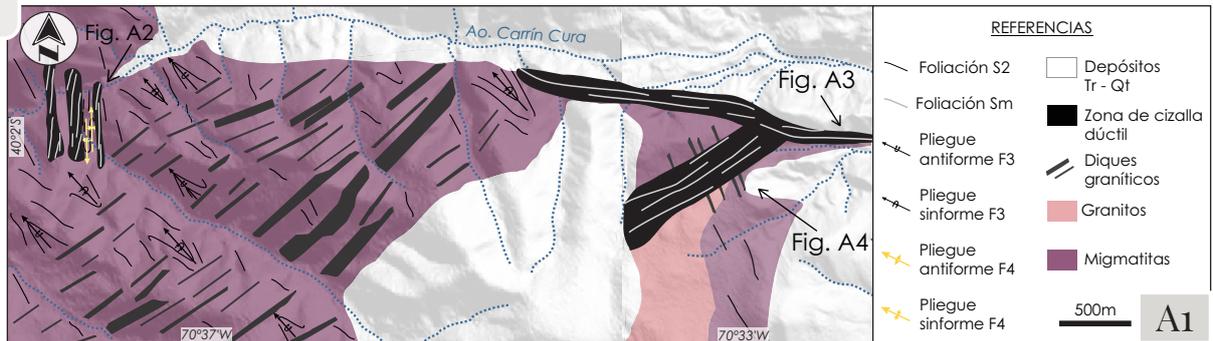
cuarzo, la orientación de los porfiroclastos (feldespato potásico y granate) y por la disposición de las láminas de mica (biotita principalmente). En el caso de las zonas con desarrollo de ultramilonitas, la foliación presenta una geometría extremadamente planar y es espaciada a escala de milímetros con la alternancia de capas ricas en cuarzo, micas y feldespato potásico (Figura 5.8A). La lineación milonítica (L_s) es definida para estas rocas por agregados de cuarzo y feldespato. No fue posible determinar en esta localidad, indicadores cinemáticos que complementen la información obtenida para estas zonas de cizalla.

En la región central (Localidad 3) se desarrolla una amplia zona de cizalla con foliaciones miloníticas (S_m) de orientación principal $294^\circ/90^\circ$ en la cual se reconocen numerosas lentes elipsoidales (*pods*) de rocas de caja menos deformadas con dimensiones de hasta 100 m de largo y 30 m de ancho (Figura 5.7). Esta zona se desarrolla afectando a gneises muscovíticos y se encuentra escasamente expuesta, donde las lentes de rocas menos deformadas son las que mayor exposición presentan (Figura 5.8B). Vinculado a esta limitación en la obtención de datos, la misma fue complementada con la utilización de imágenes satelitales que muestran claramente la zona afectada. La foliación milonítica (S_m) es definida, para este caso, por la orientación de las cintas de cuarzo y las láminas de muscovita. Microscópicamente, el cuarzo se presenta como cristales alargados, conformando cintas con granos rectangulares con uniones perpendiculares a los bordes de la cinta y en algunos sectores escasos contactos suturados generados por recristalización dinámica (*bulging*) y contactos rectos con ángulos de 120° producto de una recristalización estática (Figura 5.8B). La muscovita se presenta como láminas dispuestas paralelamente a la foliación milonítica y solo en algunos casos se reconocen porfiroclastos de micas que muestran una cinemática sinestral (Figura 5.8B).

Hacia el sur, en la Localidad 4 se reconoce una zona de cizalla dúctil principal con foliaciones miloníticas (S_m) de orientación general $90^\circ/38^\circ$ (Localidad 4.1) y zonas menores (Localidad 4.2) con foliaciones S_m de rumbo $58^\circ/54^\circ$ que contienen lineaciones miloníticas con rake promedio de 85° ($N53^\circ$ a $N85^\circ$ y buzamientos de 50° a 80° ; Figura 5.7). Las zonas menores se desarrollan principalmente en ortogneises intruidos por diques graníticos y presentan una

FÁBRICA DISCRETA: DOMINIO OCCIDENTAL

A



B

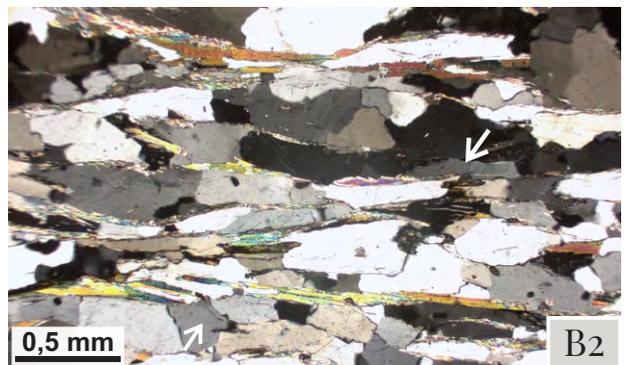


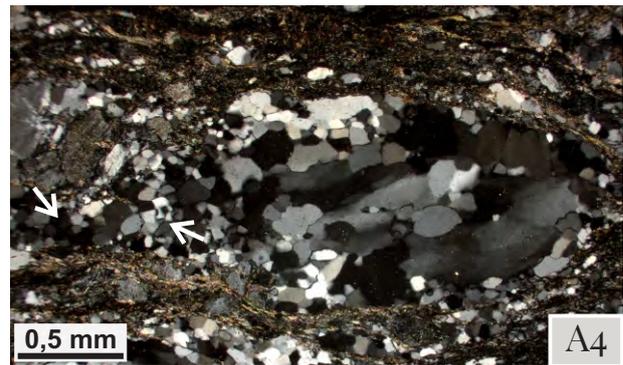
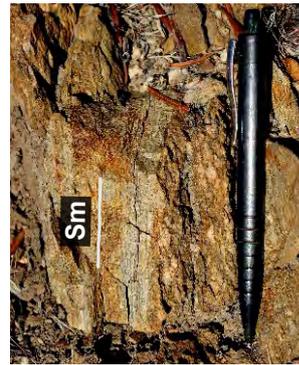
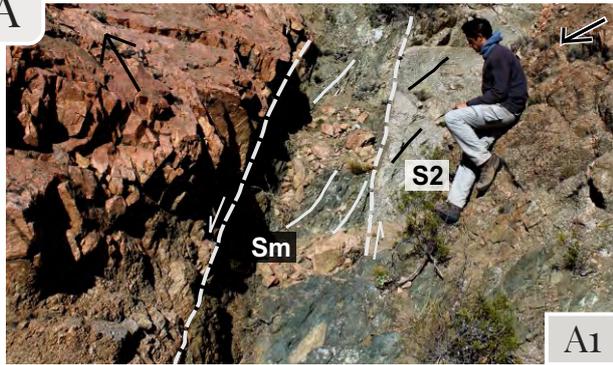
Figura 5.8. Detalle de las fábricas discretas del dominio occidental. A) Estructuración de las Localidades 1 y 2. Mapa geológico de detalle (A₁) con estructuración y ubicación de las figuras A₂, A₃ y A₄. Foliación S_m (línea blanca; Figuras A₂ y A₃) en roca milonítica desarrollada sobre migmatitas (A₂) y en rocas ultramiloníticas desarrolladas en ortogneises (A₃). Diques afectados por zona de cizalla dúctil escasamente expuesta (A₄). B) Zona de cizalla de la Localidad 3 con exposición de lentes de rocas de caja menos deformadas (B₁, fotografía de campo) y rocas miloníticas con desarrollo de foliación S_m (B₂ microfotografía con nicoles cruzados; NC) definida por muscovita y cintas de cuarzo (flecha blanca; B₂) con cristales elongados.

dirección de transporte hacia el OSO y movimiento inverso con componente sinistral subordinada (Figura 5.9A). La zona de cizalla principal se encuentra fuertemente afectada por zonas de cizalla frágil-dúctil y se compone de rocas miloníticas a ultramiloníticas en el contacto entre las unidades migmatíticas y ortogneises con intrusiones graníticas (Figura 5.9A). Las milonitas desarrollan una foliación (S_m) definida por la dirección de alargamiento de los porfiroclastos (feldespato potásico), cintas de cuarzo y la disposición de las láminas de micas y de los anfíboles. En milonitas desarrolladas sobre rocas graníticas es común el desarrollo de una fábrica S-C definida por las superficies S o de aplanamiento (S_m) con cristales alargados de cuarzo y cristales de biotita y superficies C o de cizallamiento conformada por la misma asociación mineral, con una alta deformación por cizallamiento. Esta fábrica, al igual que los porfiroclastos asimétricos, definen para la zona de cizalla principal una dirección de transporte hacia el O y movimiento inverso. Los sectores con desarrollo de ultramilonitas exponen una foliación planar bien definida con alternancia a escala de milímetros de capas ricas en micas, cuarzo y feldespatos fuertemente alargados (Figura 5.9A). Microscópicamente, se reconocen en la zona de cizalla principal porfiroclastos de feldespato potásico fracturados, con extinción ondulosa y desarrollo de granos con contactos suturados generados por recristalización dinámica (*bulging*) localizados fundamentalmente en las fracturas (Figura 5.9A). El cuarzo se presenta como cristales grandes alargados con desarrollo de bandas de deformación, rodeado por subgranos y formación de nuevos granos. La matriz se encuentra ampliamente afectada por zonas de cizallamiento frágil-dúctil que producen una reducción del tamaño de grano y retrogradación de ciertos minerales.

Los afloramientos más australes (Localidad 6) presentan, al igual que la localidad anterior, zonas de cizalla dúctil con dos orientaciones principales desarrolladas sobre unidades migmatíticas. Se reconocen foliaciones miloníticas (S_m) de orientación $330^\circ/35^\circ$ y foliaciones (S_m) con orientación $45^\circ/40^\circ$ con una dirección de transporte hacia el SO y movimiento inverso (Figuras 5.7 y 5.9B). Todo este sector se encuentra fuertemente afectado por zonas de cizalla frágil-

FÁBRICA DISCRETA: DOMINIO OCCIDENTAL

A



B

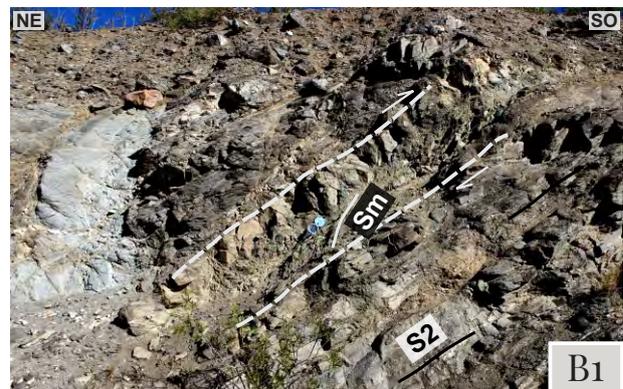
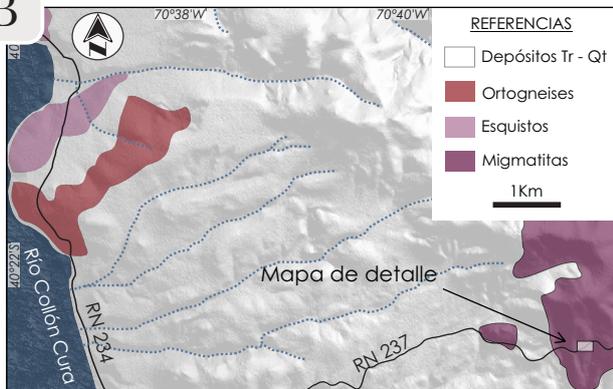


Figura 5.9. Detalle de las fábricas discretas del dominio occidental. A) Estructuración de la Localidad 4. Fotografía de una zona de cizalla dúctil menor con cinemática sinistral (líneas discontinuas de rayas y flechas blancas; Figura A₁) sobre ortogneises con intrusiones que exponen una foliación S_m (línea blanca) y una foliación S₂ (línea negra). Fotografía de detalle de la foliación S_m de la zona de cizalla principal en rocas graníticas (izquierda; Figura A₂) y migmatitas (derecha). Microfotografías con NC de la foliación S_m con porfiroclastos de Fk fracturados con movimiento representado por flechas horizontales (A₃), recrystalización dinámica (bulging; flecha negra) y cristales de Qz (A₄) con subgranos y formación de nuevos granos (flechas blancas). Faja de cizalla frágil (línea amarilla). B) Estructuración de la Localidad 6. Fotografía de campo de una zona de cizalla con cinemática inversa (líneas discontinuas de rayas y flechas blancas; Figura B₁) y el desarrollo de las foliaciones S_m (línea blanca) y S₂ (línea negra). El mapa de detalle (B₂) muestra la estructuración que representa a este sector.

dúctil a frágil, dispuestas sub-paralelamente u oblicuas a las foliaciones, imposibilitando una caracterización completa de esta región.

El *dominio central* (Localidad 7) está representado por zonas de cizalla dúctil del orden de unos pocos metros a decenas de metros con desarrollo de foliaciones miloníticas (S_m) con orientación principal de $93^\circ/72^\circ$ y lineaciones miloníticas (L_s) con rakes del orden de los 80° ($N65^\circ$ a $N120^\circ$ y buzamiento entre 50° y 90° ; Figura 5.7). Para el sector analizado mediante el modelo digital de afloramiento en 3D se obtuvieron datos de foliación milonítica (S_m) algo más dispersos con orientación principal $87^\circ/71^\circ$. Las rocas miloníticas descritas se desarrollan afectando gneises de diferente composición y rocas migmatíticas (Figuras 5.1 y 5.5A). La foliación milonítica (S_m) está definida por cintas de cuarzo, láminas de biotita y/o muscovita orientadas en esa dirección y porfiroclastos de feldespato potásico y/o granate asimétricos con geometría tipo sigma (Figura 5.10A). Sobre la foliación milonítica (S_m) se desarrolla una lineación de estiramiento del cuarzo y/o feldespato (L_s). Microscópicamente, el cuarzo se muestra en cintas como granos alargados con uniones perpendiculares a los bordes y como pequeños cristales en la matriz (Figura 5.10A). Los cristales de mayor tamaño presentan bandas de deformación y numerosos subgranos. Los contactos suturados producto de recristalización dinámica (*bulging*) son abundantes, mientras que cristales nuevos de mayor tamaño desarrollados producto de recristalización dinámica por rotación de subgrano son menos comunes. Es frecuente el desarrollo de uniones triples con ángulos de 120° que evidencian una fuerte recristalización estática localizada (Figura 5.10A). El feldespato potásico que constituye los porfiroclastos se encuentra fracturado, frecuentemente alterado, posee extinción ondulosa, formación de subgranos y en algunos casos una leve recristalización periférica por *bulging* y mirmequitas en los cuadrantes de acortamiento (Figura 5.10A). La geometría de los profiroclastos y la relación de corte entre las foliaciones, definen para estas zonas, una dirección de transporte hacia el ONO y movimiento inverso, con componente sinistral subordinada (Figura 5.10A). Debido a la buena exposición que presentan en este dominio, es posible reconocer dentro de las zonas de cizalla, pliegues apretados con planos axiales con orientación promedio de

95°/70° y ejes de pliegues con dirección N125° a N165° y buzamiento entre 20° y 40°.

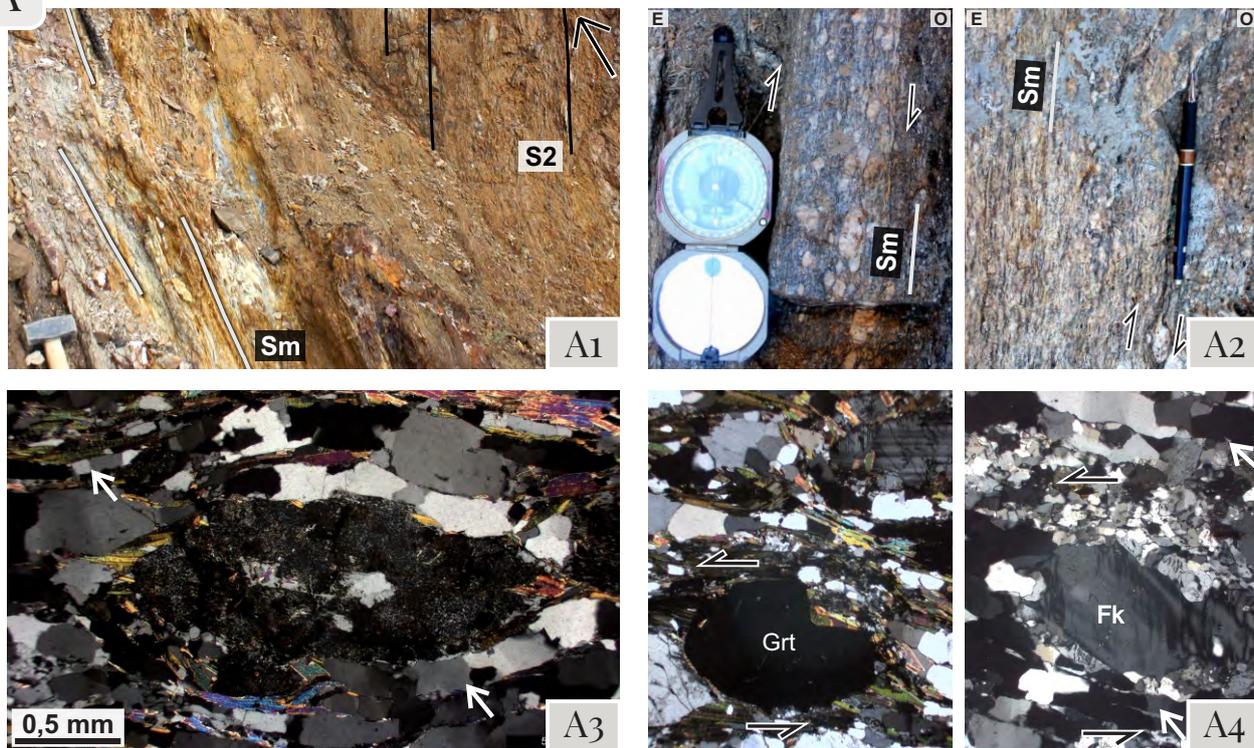
El *dominio oriental* (Localidad 8) los afloramientos del basamento metamórfico se encuentran fuertemente afectados por zonas de cizalla frágil, pudiendo reconocerse únicamente, zonas de cizalla dúctil con anchos del orden de los 50cm y orientaciones promedio de 238°/87° y 192°/75° (Figura 5.7). No fue posible medir lineaciones, sin embargo, las relaciones de corte observadas en un perfil NO entre las foliaciones, permiten inferir una componente de movimiento inversa para el primer caso y una componente de movimiento normal para el segundo (Figura 5.10B). Estas rocas miloníticas se desarrollan sobre rocas migmatíticas donde la foliación S_m está representada por la orientación de las cintas de cuarzo, lentes de cuarzo-plagioclasa, la disposición de la biotita y por la dirección de alargamiento de los profiroclastos asimétricos cuando están presentes (Figura 5.10B).

Integración de las fábricas discretas del Macizo de Sañicó

Las principales zonas de cizalla reconocidas en el área de estudio presentan orientaciones generales NE y N, siendo menores las zonas con rumbo NO y ONO, en su mayoría fuertemente inclinadas. Las foliaciones miloníticas con orientaciones NE, N y NO desarrollan lineaciones minerales cercanas a su dirección de máxima inclinación (en los casos donde fue posible su determinación) con una dirección de transporte general hacia el oeste y movimiento inverso, mientras que las dispuestas en una orientación aproximadamente E (Localidad 1) presentan lineaciones miloníticas de muy bajo ángulo mostrando una componente principal de rumbo. En una de las localidades se reconocieron, vinculados a las zonas de cizalla, pliegues apretados con planos axiales paralelos a la foliación metamórfica con rumbos NNE y ejes subparalelos a la lineación milonítica con dirección SE y buzamiento entre 20° y 40°. Si bien las foliaciones miloníticas presentan orientaciones variadas a lo largo del área de estudio y de diferentes características en función de la composición de la roca, es posible advertir que la evolución textural y microestructural resultante de los mecanismos de cizallamiento se desarrollaron bajo condiciones

FÁBRICA DISCRETA: DOMINIO CENTRAL

A



FÁBRICA DISCRETA: DOMINIO ORIENTAL

B

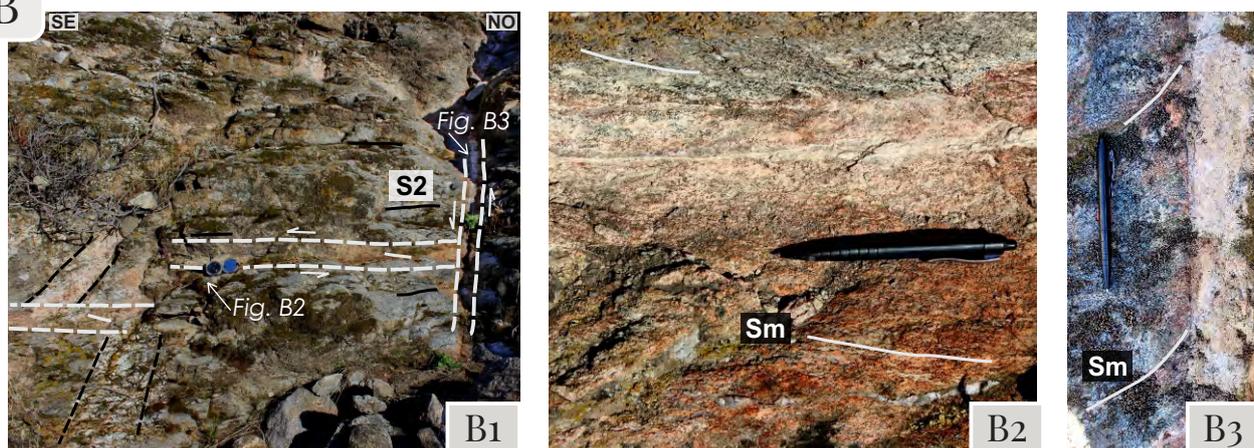


Figura 5.10. Detalle de las fábricas discretas de los dominios central y oriental. A) Estructuración de la Localidad 7 correspondiente al dominio central. Fotografías de campo de rocas miloníticas desarrolladas sobre: gneises muscovíticos (A₁) con foliaciones S₂ (líneas negras) y S_m (líneas blancas); migmatitas (izquierda; Figura A₃) y diques leucocráticos (derecha; Figura A₂) con foliación S_m y movimiento de los bloques (línea blanca y flechas sub-verticales). Microfotografías con NC de la foliación S_m definida por cintas de cuarzo, micas y porfiroclastos de Fk y Grt (Figuras A₃ y A₄). Milonitas desarrolladas sobre gneises (A₃) con porfiroclasto de plagioclasa alterado y cintas de cuarzo con cristales elongados (flechas blancas) y sobre rocas migmatíticas (A₄) con cintas de cuarzo (flechas blancas) y porfiroclastos de Grt (izquierda; Figura A₄) y Fk (derecha; Figura A₄) con su cinemática (flechas horizontales). B) Estructuración de la Localidad 8 correspondiente al dominio oriental. Fotografía de una sección vertical con diferenciación de dos zonas de cizalla (líneas discontinuas de rayas y flechas blancas), orientación de la foliación S₂ (línea negra), desplazamiento de un dique granítico (líneas discontinuas a rayas negras) y localización de las Figuras B₂ y B₃. Fotografías de detalle de las zonas de cizalla con foliación S_m (líneas blancas; Figuras B₂ y B₃). Zona de cizalla intruida por material granítico (B₃).

similares de presión y temperatura. Las microestructuras presentes en el cuarzo (bandas de deformación, recristalización dinámica por *bulging*, recristalización estática, cristales fuertemente alargados) junto con el desarrollo de formación de subgranos, maclas acunadas, deformación lamelar, mirmequitas en los cuadrantes de acortamiento y leve recristalización periférica en feldespatos, indican condiciones metamórficas de mediano grado para las zonas de cizalla (Pryer 1993, Stipp et al. 2002, Passchier y Trouw 2005). A lo largo de toda la región se reconocen bandas de cizalla localizadas en condiciones frágil-dúctil a frágil con concentración de sericita, clorita, minerales opacos y muscovita de pequeño tamaño, que se superponen a las rocas miloníticas desarrolladas bajo condiciones medias de temperatura.

5.1.3. MODELO ESTRUCTURAL GEOMÉTRICO DEL BASAMENTO

Con el objetivo de puntualizar en un modelo geométrico integrado del basamento paleozoico, se retoman a continuación las orientaciones y características principales de las fábricas y estructuras que lo conforman.

Las fábricas penetrativas que generan una fuerte anisotropía en la región están constituidas por foliaciones vinculadas al metamorfismo regional, siendo la foliación regional S_2 la más ampliamente desarrollada. Esta foliación presenta una orientación principal NO con moderadas a fuertes inclinaciones. Afectando a la foliación S_2 se desarrollan pliegues F_3 isoclinales a apretados con ejes de pliegues moderadamente buzantes en dirección NO y minoritariamente con orientaciones N y NE. Sobre éstos o directamente afectando a la foliación S_2 se exponen pliegues F_4 abiertos a suaves con planos axiales subverticales y ejes de pliegues levemente buzantes al S y SO. Las zonas de cizalla dúctil se reconocen a lo largo de toda el área de estudio, afectando a la foliación regional. En sectores vinculados a éstas la foliación S_2 se presenta transpuesta con orientaciones N a NE-SO. Las zonas de cizalla dúctil presentan mediano grado, y corresponden a fábricas discretas que generan una baja anisotropía con un alto contraste en la resistencia. Estas zonas presentan orientaciones generales N y NE y con menor desarrollo de zonas de orientación NO y ONO, en su mayoría fuertemente inclinadas. Las foliaciones miloníticas presentan orientaciones NE, N, y NO,

muestran una dirección de transporte general hacia el oeste y movimiento inverso, mientras que las dispuestas en una orientación aproximadamente E muestran una componente principal de rumbo.

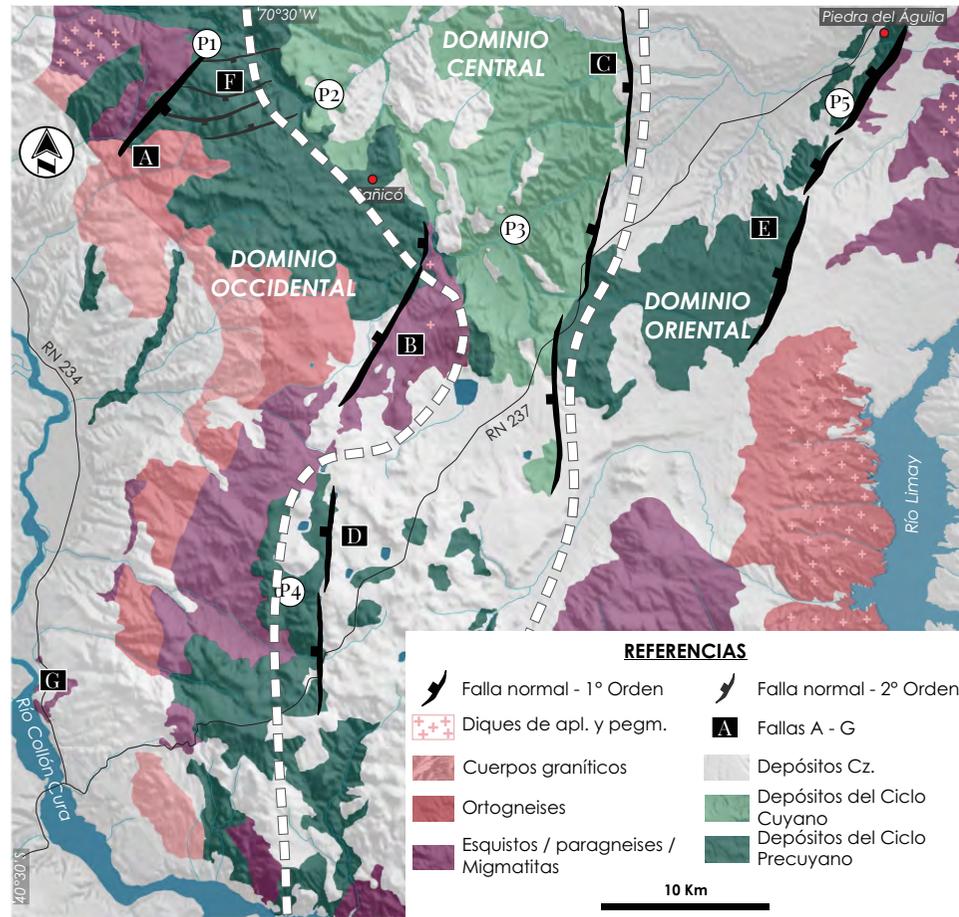
5.2. ESTRUCTURACIÓN MESOZOICA Y ESTRATIGRAFÍA MECÁNICA DEL RELLENO DE RIFT ASOCIADO

El presente apartado incluye una caracterización detallada de las estructuras Mesozoicas y una reconfiguración de las unidades litológicas en función de sus propiedades mecánicas. Las estructuras y unidades descritas a continuación corresponden a fallas extensionales y depósitos desarrollados durante la etapa de rifting que configuró a la Cuenca Neuquina en este sector. Las fallas extensionales mesozoicas fueron observadas e inferidas, sobre la base de información previa y de nuevos datos obtenidos durante la realización del presente trabajo, a partir del mapeo geológico, del reconocimiento de diferentes relaciones estratigráficas, del análisis de las variaciones de espesor de las unidades correspondientes a los ciclos Precuyano y Cuyano y a la disposición de determinadas estructuras andinas.

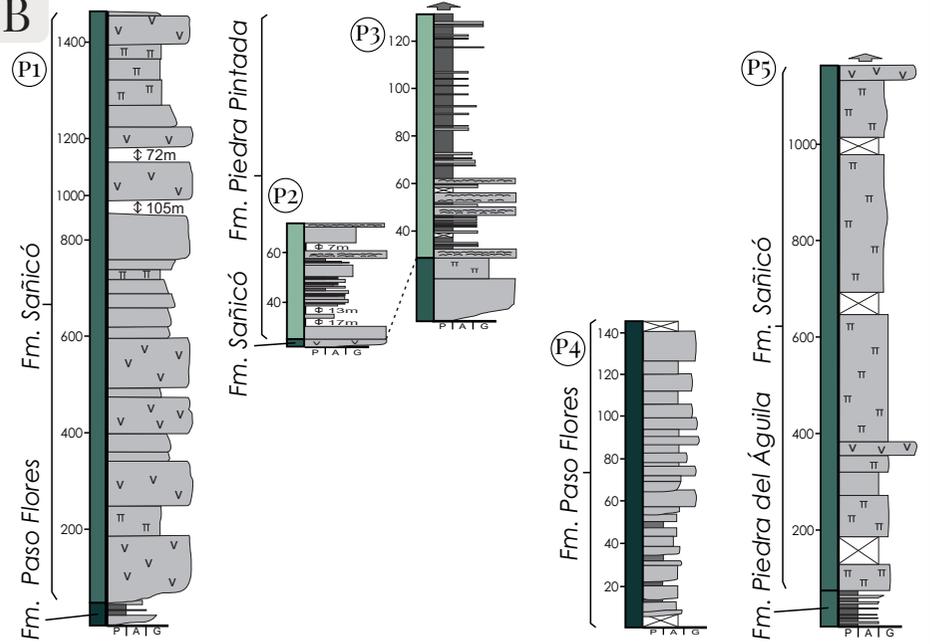
A partir de las dimensiones que presentan estas estructuras y del control que ejercen en cuanto a la generación del espacio de acomodación, a la distribución de los depósitos y a la deformación interna en los depocentros, han sido agrupadas en tres órdenes (Figura 5.11). Se le atribuye a cada falla una letra como nombre para facilitar su descripción. Las **fallas de primer orden** están representadas en la región por las fallas A, B, C, D y E (Figuras 5.11A y 5.11C). Estas estructuras presentan una extensión a lo largo del rumbo mayor a los 10 Km, exhiben rechazos verticales mínimos de 350 m (excepto para la falla D; Figuras 5.11B y 5.12) con valores que alcanzan los 1500 m (falla E; Figuras 5.11B y 5.12) y ejercen un control fundamental en la generación del espacio de acomodación para el relleno volcanosedimentario jurásico. Como se puede observar en la Figura 5.11A, las fallas de primer orden presentan orientaciones NE y N bien definidas. Las **fallas de segundo orden** corresponden al conjunto de

ESTRUCTURACIÓN MESOZOICA

A



B



C

Orden	Largo	Rechazo vertical	Control	Rumbo	Falla
1	> 10 Km	>350 m	Generación del espacio de acomodación	NE-SO N-S	A - B - C - D - E
2	1 - 10 Km	100 - 350 m	Deformación interna en los depocentros	E-O	F
3	< 1 Km	< 100 m	Deformación local	E-O	G

Figura 5.11. Configuración de las estructuras pre- Andinas mesozoicas. A) Mapa geológico del área de estudio donde se observan las unidades litológicas y estratigráficas pre- Andinas, las fallas mesozoicas diferenciadas jerárquicamente y la posición de los perfiles sedimentológicos. B) Perfiles sedimentológicos representativos del relleno de los depocentros extensionales (modificado de D'Elia et al. 2015). C) Características de las fallas mesozoicas de los tres ordenes de jerarquía.

fallas de similares características agrupadas en la denominación F (Figuras 5.11A y 5.11C). Estas fallas se caracterizan por presentar longitudes de entre 1 y 10 Km a lo largo del rumbo con extensiones promedio de 6 km, rechazos verticales mínimos de entre 100 y 350 m, son las estructuras que controlan la deformación interna de los depocentros y presentan orientación general E (Figuras 5.11A y 5.12). Finalmente, las **fallas de tercer orden** están representadas por la falla G (Figuras 5.11B y 5.11C), integrando a un conjunto de estructuras con características comunes. Corresponden a fallas con extensiones menores al kilómetro que no pueden ser mapeadas a escala del mapa regional y cuya la longitud y rechazo vertical no pudieron determinarse por la falta de correlación entre bloques y su mala exposición. Estas estructuras generan deformación local y presentan rumbos E. En función de las variaciones significativas que presenta la estructuración mesozoica del Macizo de Sañicó a lo largo de su extensión y con el objetivo de facilitar la caracterización de las estructuras, se mantiene la descripción por dominios.

El *dominio occidental* está caracterizado por fallas extensionales correspondientes a los tres órdenes. Dentro de las estructuras de primer orden se encuentra la falla A, localizada en el borde noroeste del área de estudio (Figura 5.13A). Esta estructura ha sido inferida principalmente sobre la base de variaciones significativas en los espesores de las unidades mesozoicas iniciales (que disminuyen alrededor de 1000 m hacia el sureste y son prácticamente inexistentes al noroeste; Figura 5.13A) y del desarrollo de estructuras de inversión tectónica que serán analizadas en los capítulos siguientes. La falla A se extiende por 11,5 Km en dirección N 55°E con inclinación al sureste. A partir de la información de los espesores mínimos obtenidos en el bloque techo de la estructura se estima un rechazo vertical mínimo de 1450 m (P1; Figura 5.12). Esta falla constituye el borde de un hemigraben que alberga grandes espesores de unidades de las Formaciones Paso Flores y Sañicó, correspondientes al Ciclo Precuyano. La falla B se ubica en el sector central del dominio occidental (Figura 5.13A). Esta estructura muestra cambios importantes en el espesor de las unidades iniciales mesozoicas (con diferencias de 300 m entre las unidades correspondientes al techo y el piso de la falla) y la superposición de estructuras

ESTRUCTURACIÓN MESOZOICA: FALLAS

Falla	Orientación	Largo	Rechazo vertical mínimo	Control	Relleno que limita/ Rocas involucradas
A	NE-SO inclinación al SE	11,5 Km	1450 m	Borde de depocentro - Generación de espacio de acomodación	Fms. Paso Flores y Sañicó - Cl. Precuyano
B	NE-SO inclinación al NO	11 Km	360 m	Límite del depocentro limitado por la Falla A	Fm. Sañicó - Cl. Precuyano
C	NNE-SSO inclinación al O	28 Km	400 m	Borde de depocentro - Generación de espacio de acomodación	Fms. Sañicó - Cl. Precuyano y Piedra Pintada - Cl. Cuyano
D	N-S inclinación al O	12 Km	150 m	Borde de depocentro - Generación de espacio de acomodación	Fm. Paso Flores - Cl. Precuyano
E	NE-SO inclinación al NO	18 Km	1500 m	Borde de depocentro - Generación de espacio de acomodación	Fms. Piedra del Águila y Sañicó - Cl. Precuyano
F	ENE inclinación al N y S	6,5 Km	150 a 330 m	Deformación en el techo de Falla A	Fms. Paso Flores y Sañicó - Cl. Precuyano
G	E-O inclinación al N	< 1 Km	-	Deformación en rocas de basamento	Basamento

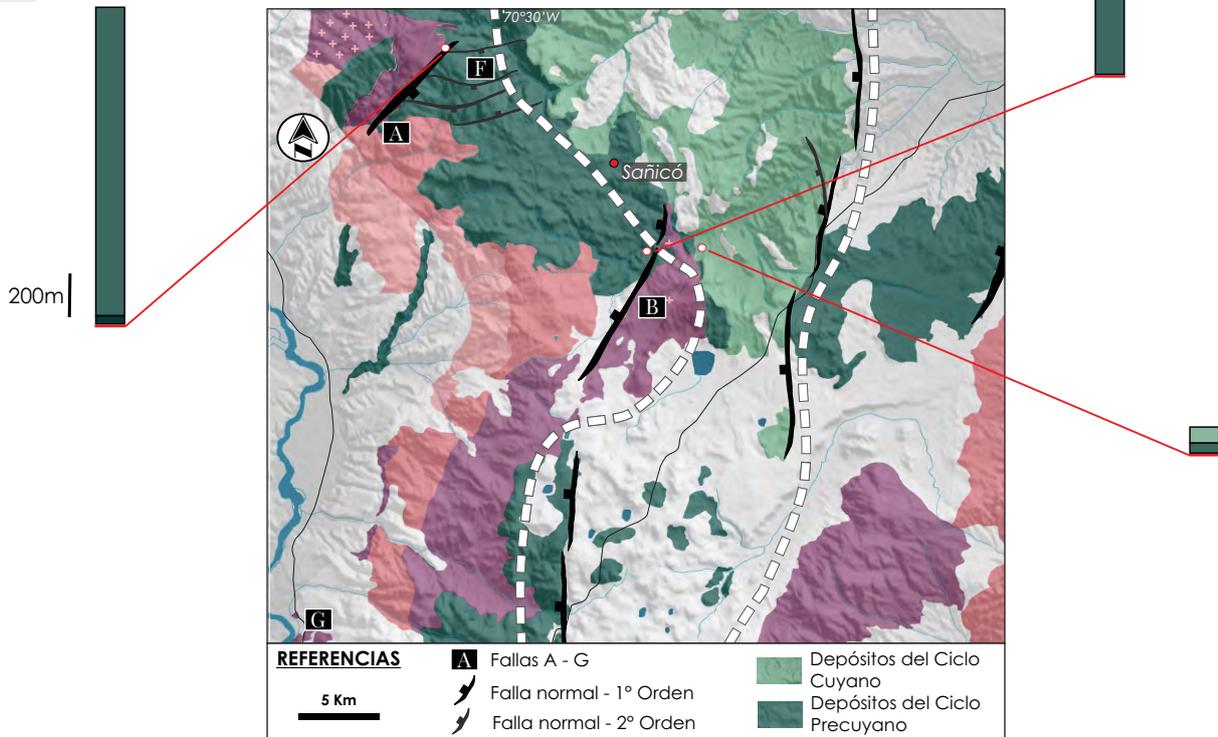
Figura 5.12. Cuadro descriptivo de las características de cada una de las fallas reconocidas en el área de estudio. Se especifica para cada caso la orientación de la estructura, el largo medido sobre su rumbo, el rechazo vertical mínimo obtenido a partir de la información sedimentológica, el control que ejerce cada falla y el relleno que limita o afecta.

de inversión tectónica. Presenta una extensión de 11 Km con dirección N 30°E e inclinación al noroeste y un rechazo vertical de 360 m sobre la base de espesores mínimos obtenidos en el bloque techo de la estructura (Figura 5.12). Esta estructura a diferencia de la falla A, no conforma un borde de graben, sino que corresponde a una estructura importante que limita el hemigraben definido por la estructura A y que permite la acumulación de una importante cantidad de material. Las estructuras de segundo orden consisten en una serie de fallas normales de características comunes localizadas en el techo de la falla A (sector septentrional del dominio occidental; Figura 5.13A), que han sido integradas con la denominación de falla F. Estas estructuras presentan una orientación general N 80°E con inclinaciones al norte y al sur y han sido inferidas en trabajos previos sobre la base de análisis sedimentológicos de detalle (D'Elia et al. 2012b, D'Elia et al. 2015). Presentan extensiones del orden de los 6 km y rechazos verticales mínimos de entre 150 y 330 m (Figura 5.12). Estas estructuras limitan depresiones menores que albergan rocas de las Formaciones Paso Flores y Sañicó, controlando la deformación interna del depocentro vinculado a la falla de primer orden (falla A). Por último, las fallas de tercer orden integradas en la falla G corresponden a una serie de estructuras menores desarrolladas en rocas de basamento (Figura 5.13B). Estas estructuras son reconocibles a escala de afloramiento, presentando longitudes menores al kilómetro y orientaciones generales E con inclinaciones al norte.

El *dominio central* exhibe fallas extensionales correspondientes al primer orden. La principal estructura dentro del primer orden la constituye la falla C (o falla Roth) que define el límite este del presente dominio (Figura 5.14A). Esta estructura desarrolla orientaciones N 5°O a N 10°E en pequeños tramos con inclinaciones al oeste y ha sido inferida sobre la base de variaciones en los espesores de las unidades, cambios en el tipo de unidad de relleno y a partir de la identificación de estructuras de inversión tectónica que, como se aclaró previamente, serán analizadas en los capítulos siguientes. El espesor total de las unidades mesozoicas disminuye alrededor de 120 m hacia el piso de la falla con unidades de relleno de diferentes características y una reducción similar en el espesor hacia el oeste (Figura 5.14A). La falla C constituye la estructura más

ESTRUCTURACIÓN MESOZOICA: DOMINIO OCCIDENTAL

A



B

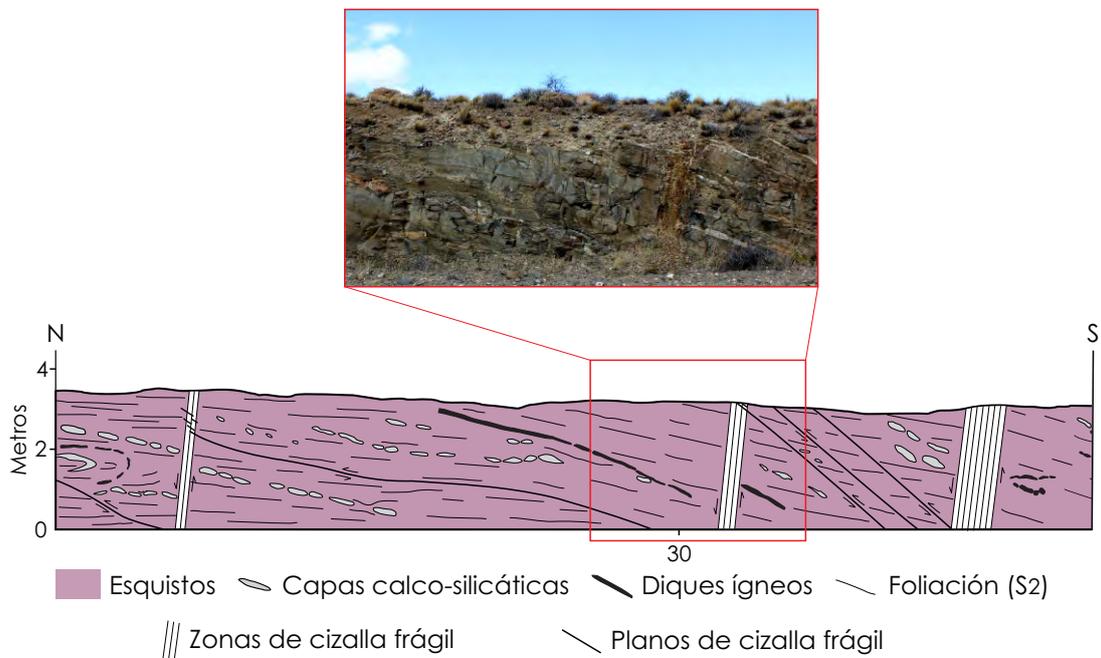


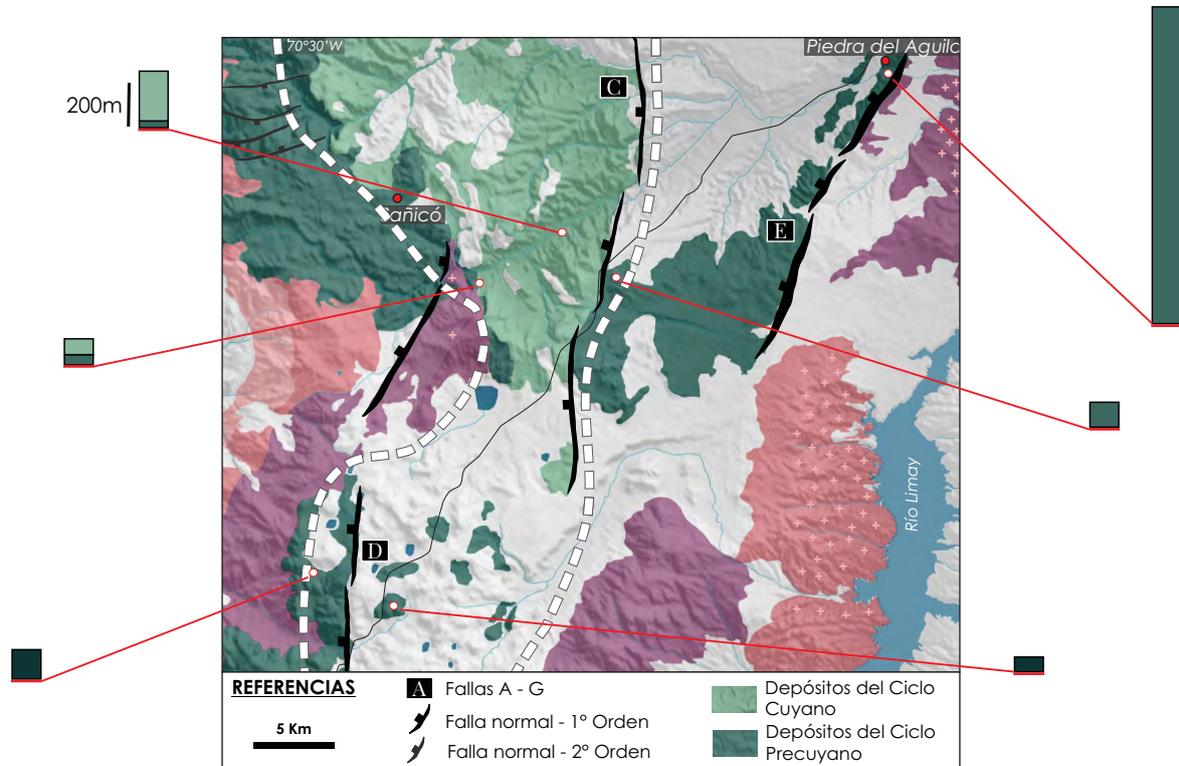
Figura 5.13. Configuración mesozoica del dominio occidental. A) Mapa geológico del dominio occidental con diferenciación de las fallas correspondientes a ese dominio y de las unidades litológicas. Secciones sedimentológicas esquemáticas que muestran la variación del espesor del relleno jurásico. B) Perfil esquemático que muestra la disposición de las fallas de tercer orden sobre rocas de basamento paleozoico. Fotografía de afloramiento de un sector del perfil.

extensa para este momento, con 28 km de longitud en la dirección del rumbo y rechazos verticales mínimos del orden de los 400 m, sobre la base de la información de los espesores mínimos obtenidos en el bloque techo de la estructura (P2 y P3; Figuras 5.11B y 5.12). Esta falla constituye el borde de un hemigraben que contiene escaso desarrollo de las rocas de la Formación Sañicó, correspondientes al Ciclo Precuyano y amplio desarrollo de las unidades de la Formación Piedra Pintada del Ciclo Cuyano. La falla D constituye otra estructura de primer orden del dominio central, se desarrolla en la región austral del mismo y es reconocida fundamentalmente a partir de cambios en los espesores de las unidades (con espesores en la base de la mitad de magnitud que en techo de la misma; Figura 5.14A). Presenta una extensión de 12 Km en dirección N 7°E e inclinación al oeste y un rechazo vertical de alrededor de 150 m definido sobre la base de espesores mínimos obtenidos en el bloque techo de la falla (P4; Figuras 5.11 y 5.12). Si bien esta estructura constituye el borde de un hemigraben con relleno de la Formación Paso Flores, no presenta el mismo desarrollo que la falla C.

Finalmente, el *dominio oriental* está únicamente integrado por fallas extensionales de primer orden. La falla E se localiza en el sector septentrional de este dominio y corresponde a una estructura extensa segmentada en diferentes tramos (Figura 5.14A). Esta falla se encuentra expuesta y presenta orientaciones N 20°E a N 35°E con inclinaciones al noroeste (Figura 5.14B). La misma desarrolla una extensión de 18 Km en el rumbo segmentada en tramos con pequeñas variaciones en el rumbo y presenta rechazos verticales mínimos del orden de los 1500 m determinado sobre la base de la información de los espesores mínimos obtenidos en el bloque techo de la estructura (P5; Figuras 5.11B y 5.12). El espesor de las unidades mesozoicas iniciales disminuye significativamente hacia el oeste, con cambios de espesor mayores a los 1000 m, mientras que son inexistentes en el piso de la falla (Figura 5.14A). Esta falla constituye el borde de un hemigraben que alberga grandes espesores de unidades de las Formaciones Piedra del Águila y Sañicó, correspondientes al Ciclo Precuyano.

ESTRUCTURACIÓN MESOZOICA: DOMINIO CENTRAL Y DOMINIO ORIENTAL

A



B



Figura 5.14. Configuración mesozoica de los dominios central y oriental. A) Mapa geológico de los dominios con diferenciación de las unidades litológicas presentes y las fallas extensionales identificadas. Secciones sedimentológicas esquemáticas que muestran la variación del espesor del relleno jurásico. B) Modelo esquemático que muestra la relación del basamento paleozoico y el relleno jurásico durante la etapa de rifting. Fotografía de afloramiento de la zona de falla correspondiente a la Falla E que pone en contacto rocas de basamento paleozoico con depósitos del Ciclo Precuyano.

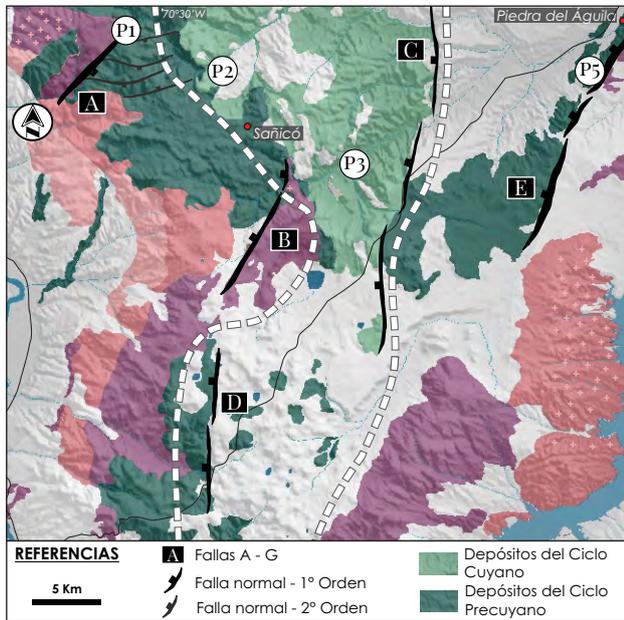
5.2.1. UNIDADES MECÁNICAS

Como se definió previamente, las estructuras de primer orden ejercen un control fundamental en la generación del espacio de acomodación para los depósitos del Jurásico Inferior de la Cuenca Neuquina. El relleno de estos espacios de acomodación, diferenciados en depocentros y limitados por fallas de primer orden, está caracterizado por depósitos de los Ciclos Precuyano y Cuyano con diferentes composiciones. Las variaciones litológicas con comportamientos mecánicos diferenciados dentro de los depocentros extensionales, constituyen una anisotropía con un fuerte control en la forma en que se propaga la deformación y permiten la diferenciación del relleno en tres unidades mecánicas (Figuras 5.15A y 5.15B). Esta diferenciación forma parte del análisis que involucra la estratigrafía mecánica (Gross 1997), quedando reducida en este caso, a una caracterización litológica en términos de competencia de los materiales involucrados y a la determinación del grado de anisotropía a partir de la interacción de los diferentes niveles. Fueron utilizados para esta caracterización, descripciones sedimentológicas y estratigráficas de detalle desarrolladas por D'Elia et al. (2015).

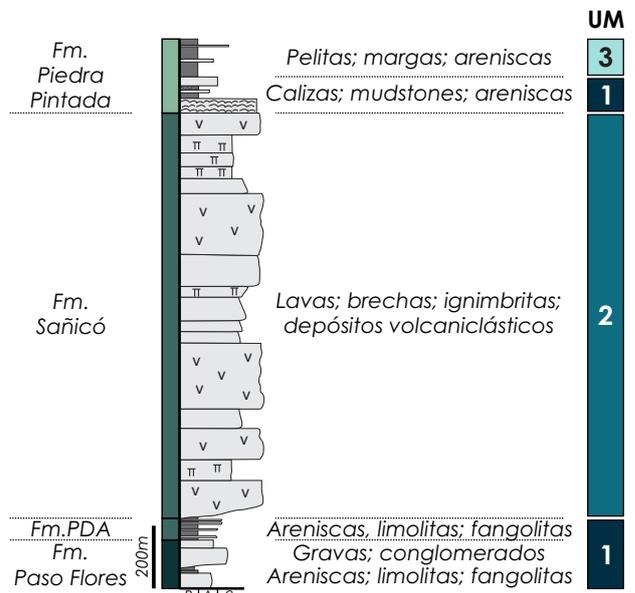
La unidad mecánica 1 (**UM 1**) se corresponde en primer lugar con las formaciones Paso Flores y Piedra del Águila y en segundo lugar con la sección inferior de la Formación Piedra Pintada. Las primeras se apoyan sobre unidades del basamento y están caracterizadas por una sedimentación continental. La Formación Paso Flores se compone de 60 m basales de capas de areniscas con cuerpos de limolitas y fangolitas, seguido por 90 m de gravas intercaladas con conglomerados y areniscas (Figura 5.15B). La Formación Piedra del Águila consta de 80 m de areniscas intercaladas con fangolitas y limolitas (Figura 5.15B). La sección inferior de la Formación Piedra Pintada es caracterizada por una sucesión mixta carbonática y silicoclástica con 35 m de calizas, grainstones y mudstones, seguidos por 65 m de areniscas (Figura 5.15B). Las particularidades litológicas permiten clasificarlas como una unidad mecánica mixta con intercalación de materiales mecánicamente competentes e incompetentes, confiriéndole a esta unidad un grado de anisotropía elevado. La

ESTRATIGRAFÍA MECÁNICA MESOZOICA: UNIDADES MECÁNICAS

A



B



C

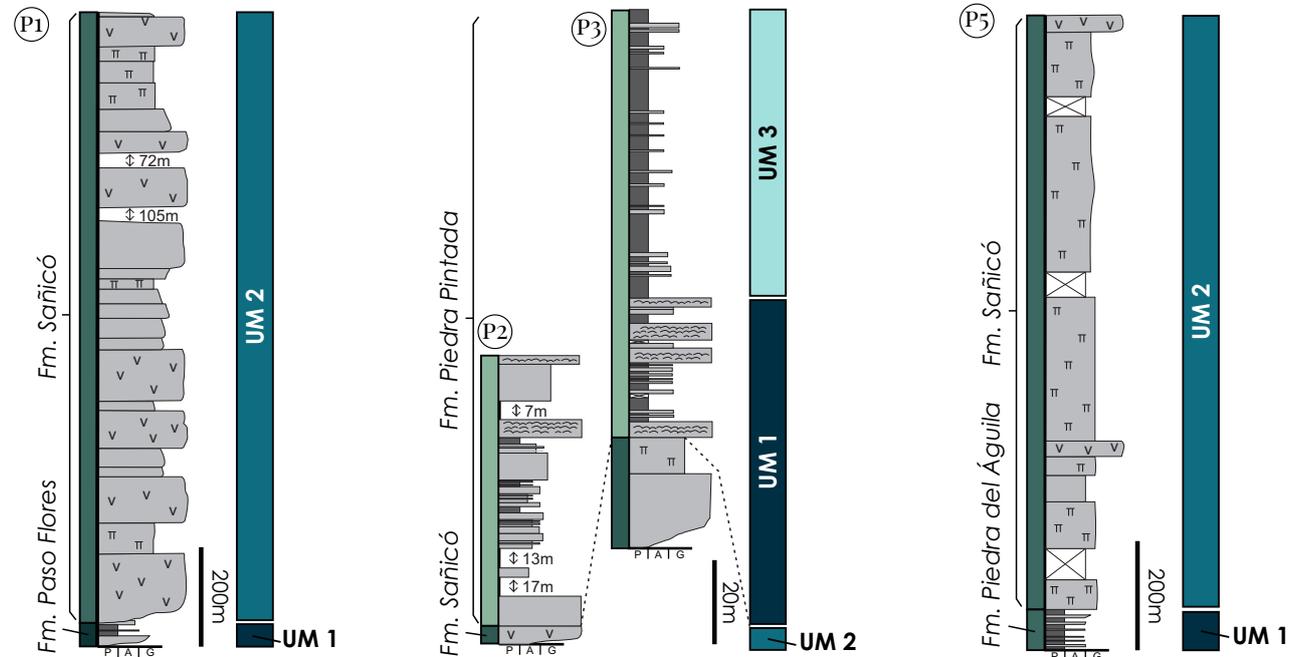


Figura 5.15. Estratigrafía mecánica mesozoica A) Mapa geológico del Macizo de Sañicó con diferenciación de las unidades litológicas presentes, las fallas extensionales identificadas y la posición de los perfiles sedimentológicos. B) Perfil sedimentológico representativo del relleno mesozoico del área de estudio con diferenciación de las unidades mecánicas definidas. C) Perfiles sedimentológicos representativos del relleno de los depocentros extensionales de cada dominio morfoestructural (modificado de D'Elia et al. 2015) donde se observan las unidades mecánicas definidas en cada caso.

unidad mecánica 2 (**UM 2**) se corresponde con la Formación Sañicó y está caracterizada por una sucesión volcánica y volcanoclástica. Se compone de alrededor de 1300 m de lavas andesíticas, brechas, ignimbritas y depósitos volcanoclásticos (Figura 5.15B). Las características de estos niveles permiten clasificarla como una unidad mecánica competente con un bajo grado de anisotropía interna. La unidad mecánica 3 (**UM 3**) incluye al resto de la sucesión Mesozoica. Se compone de 120 m de pelitas y margas con escasas intercalaciones de areniscas y cuerpos algo mayores de areniscas y conglomerados hacia el tope (Figura 5.15B). A partir de las características litológicas predominantes es posible clasificarla como una unidad mecánica incompetente con un alto grado de anisotropía interna, definido por la alternancia de materiales competentes (minoritarios) en una sucesión mayoritariamente incompetente.

Al igual que para la estructuración, se definen para cada dominio las unidades mecánicas correspondientes. En el *dominio occidental* se diferenciaron a partir de los depósitos de las formaciones Paso Flores y Sañicó, las unidades UM 1 y UM 2 (P1; Figura 5.15C). El perfil 1 (P1; Figura 5.15C) corresponde al perfil tipo del dominio occidental, donde la UM 1 está representada por 47 m de areniscas y fangolitas de la Formación Paso Flores, mientras que la UM 2 está conformada por 1405 m de material volcánico y volcanoclástico correspondientes a la Formación Sañicó.

El *dominio central* está representado por depósitos de las formaciones Sañicó y Piedra Pintada que fueron diferenciados en UM 1, UM 2 y UM 3 (P2 y P3; Figura 5.15C). La UM 2 está representada por rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Sañicó con espesores de entre 4 y 28 m. Las UM 1 y 3, corresponden a la Formación Piedra Pintada y están definidas por 105 m de material carbonático y silicoclástico en el caso de la UM 1, seguido por 68 m de pelitas con intercalaciones de aren para la UM 3.

En el *dominio oriental* se diferenciaron a partir de los depósitos de las formaciones Piedra del Águila y Sañicó, la UM 1 y UM 2 (P5; Figura 5.15C). El perfil 5 (P5; Figura 5.15C) consiste en el perfil tipo del dominio oriental y está representado por la UM 1 integrada por 80 m de areniscas intercaladas con

fangolitas correspondientes a la Formación Piedra del Águila y la UM 2 con 1400 m de material volcánico y volcanoclástico correspondientes a la Formación Sañicó.

5.2.2. CONFIGURACIÓN MESOZOICA

En la etapa de rifting que configuró la Cuenca Neuquina se desarrollaron en el Macizo de Sañicó fallas extensionales con diferentes jerarquías y orientaciones. Las estructuras que ejercieron un control fundamental en la generación del espacio de acomodación del relleno jurásico son *fallas de primer orden* que presentan orientaciones NE a N. Las fallas de orientación NE forman parte de los dominios occidental y oriental, muestran los mayores desplazamientos del área de estudio y conforman depocentros extensionales asimétricos rellenos con materiales correspondientes a la UM 1 (formaciones Paso Flores y Piedra del Águila) y a la UM 2. En todos los casos la UM 1 es poco potente, siendo la UM 2 la que predomina. Esta configuración litológica conforma depocentros dominados por un comportamiento mecánico competente y un grado de anisotropía muy bajo. En cambio, las fallas de orientación N se desarrollan en el dominio central, muestran menores desplazamientos y configuran depocentros extensionales asimétricos rellenos con materiales correspondientes a la UM 2, a la UM 1 (Formación Piedra Pintada) y a la UM 3. La falla presente en el sector sur del dominio central limita la depositación de rocas correspondientes a la UM 1, confiriéndole un comportamiento intermedio. Por el contrario, La falla C conforma un depocentro relleno en su sección inferior por la UM 1 con características mixtas y por la UM 3 en la sección superior, con un comportamiento mecánico incompetente y un grado de anisotropía elevado para ambas unidades. Las *fallas de segundo y tercer orden* presentan orientaciones E-O, muestran desplazamientos reducidos y ejercen un control local en la deformación interna de los depocentros.



CONFIGURACIÓN ANDINA



CAPÍTULO 6 - CONFIGURACIÓN ANDINA

La configuración del Macizo de Sañicó involucró el desarrollo de múltiples estilos de deformación a lo largo de su historia geológica, alcanzando su máxima expresión durante la orogenia andina. Durante esta etapa, tuvo lugar el desarrollo de estructuras frágiles con diferentes configuraciones que determinaron la fisonomía actual del macizo asociada principalmente a una tectónica de bloques que condujo al desarrollo de diversas cuencas neógenas. En el presente apartado, las estructuras andinas son estudiadas integralmente, teniendo en cuenta múltiples enfoques. De esta forma, se desarrollan separadamente un análisis geométrico y cinemático con el objetivo de caracterizar el control, los mecanismos de formación y las relaciones temporo-espaciales de las estructuras andinas del área de estudio. El análisis geométrico de las fallas involucró una caracterización de escala regional y local, contemplando la disposición, tipo de unidades a las que afecta, relaciones de corte entre las mismas, pliegues y estructuras subsidiarias asociadas, como así también las características de la zona de falla. La caracterización geométrica de los pliegues desarrollados en los diferentes sectores del área de trabajo se realizó a partir del estudio de los patrones de afloramiento de las diferentes unidades, de la distribución y disposición de las unidades mesozoicas y de la caracterización de los elementos geométricos de los pliegues. El análisis cinemático involucró dos escalas de observación diferentes. Por un lado, se validaron cinemáticamente las geometrías de los pliegues y las características de las fallas mediante el modelado cinemático de las principales estructuras de la región. Por otra parte, se desarrolló un estudio cinemático detallado de las fallas de meso-escala asociadas a las estructuras principales, que involucró el análisis de las características de la falla, de los indicadores cinemáticos, la identificación de una cronología relativa de las mismas y el análisis de los patrones y direcciones de los ejes de extensión y de acortamiento.

6.1. ANÁLISIS GEOMÉTRICO DE LAS ESTRUCTURAS TECTÓNICAS ANDINAS

El Macizo de Sañicó exhibe a lo largo de toda su extensión fallas inversas, pliegues regionales y locales y estructuras homoclinales con orientaciones NE, N, NO y ENE (Figura 6.1). Las fallas corresponden a las estructuras más sobresalientes de la configuración andina y presentan variaciones importantes en la orientación, extensión, origen y configuración, y fundamentalmente en el control que ejercen sobre deformación del área de estudio (Figura 6.1). En función de estas complejidades, se separa a las fallas jerárquicamente utilizando su extensión en primer lugar para diferenciarlas en dos grandes grupos: fallas mayores cuando presentan una longitud superior a 1 km y menores cuando no alcanzan ese valor. Las fallas mayores son estructuras regionales reconocibles a la escala de mapeo del área de estudio. Las mismas se subdividen en tres órdenes en función de su longitud y del control ejercido en la deformación: ***fallas de primer orden***, comprenden estructuras con longitudes mayores a 17 Km y de hasta 45 km que ejercen un control primario en la configuración del Macizo de Sañicó y en la delimitación de las cuencas neógenas, pudiendo corresponder a fallas inversas que involucren el basamento o a las fallas extensionales invertidas (Figura 6.1); ***fallas de segundo orden***, son aquellas estructuras con longitudes de entre 10 y 17 Km que ejercen un control primario en la configuración del Macizo de Sañicó pero que no ejercen un control principal en la generación del espacio de acomodación de los depocentros neógenos y corresponden a fallas extensionales invertidas, fallas inversas regionales que involucren el basamento o fallas de atajo (*shortcut*) que se desprenden de una falla extensional invertida (Figura 6.1); ***fallas de tercer orden***, se incluyen dentro de este subgrupo a estructuras con longitudes de entre 1 y 9 Km que ejercen un control secundario en la configuración andina de la región y están representados por fallas inversas que involucran el basamento o corrimientos de tipo *shortcut* que se desprenden de una falla extensional invertida (Figura 6.1). Las estructuras menores corresponden a ***fallas de cuarto orden*** de jerarquía, son estructuras de meso-escala con orientaciones y cinemática variable que serán analizadas posteriormente en el apartado de análisis cinemático mesoscópico.

ESTRUCTURACIÓN ANDINA: ANÁLISIS GEOMÉTRICO

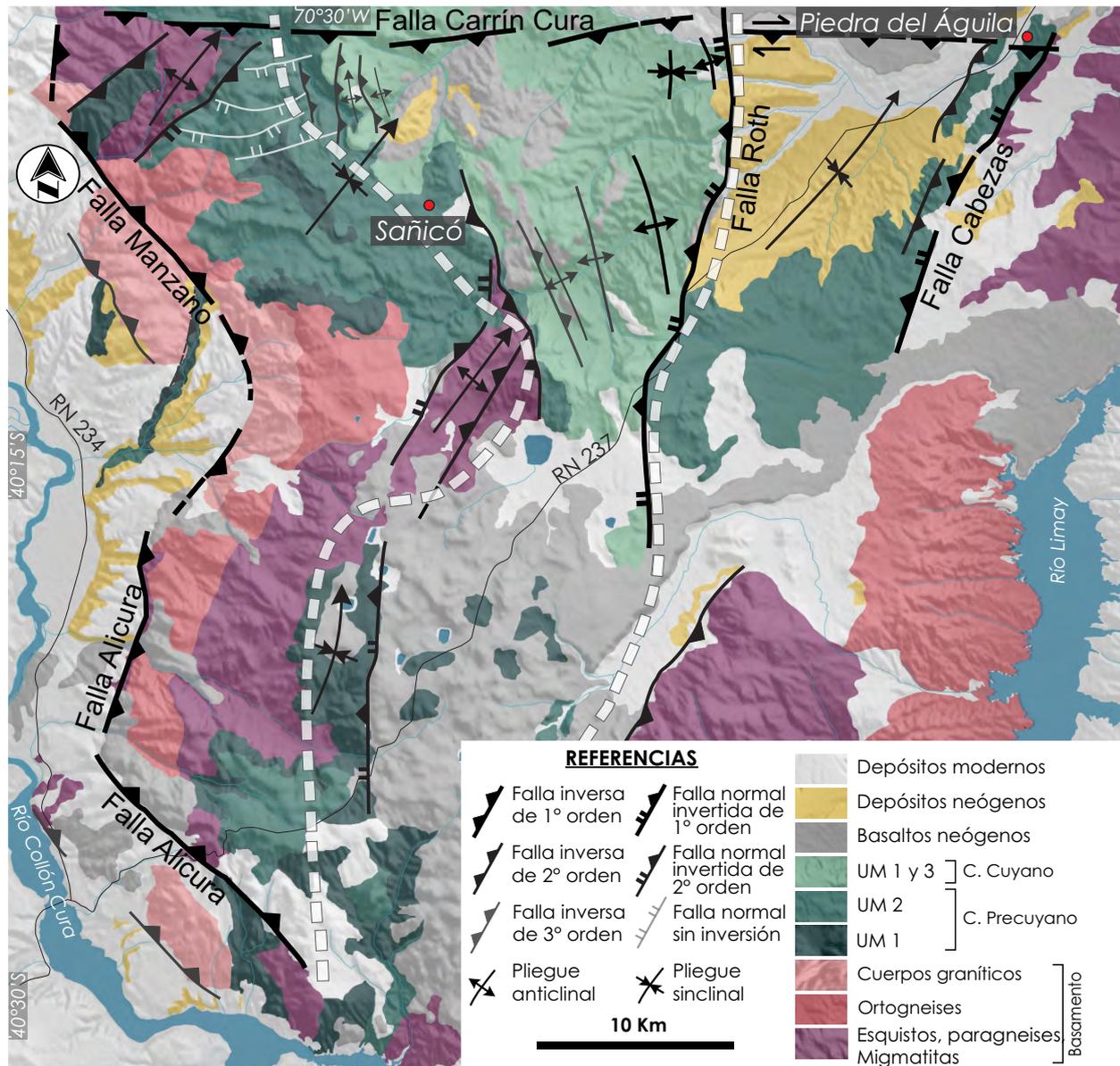


Figura 6.1. Mapa geológico del área de estudio con discriminación de todas las unidades litológicas y diferenciación de las estructuras Andinas en tres órdenes de diferente jerarquía (1°, 2° y 3° orden). Con dos líneas discontinuas de rayas blancas se separan los tres dominios morfoestructurales, disponiéndose de izquierda a derecha los dominios occidental, central y oriental.

Teniendo en cuenta la amplia variación en la orientación y características de las estructuras, serán analizadas a continuación separadamente los diferentes dominios morfoestructurales (véase capítulo 4), respetando la jerarquización previamente mencionada (Figura 6.1).

6.1.1. DOMINIO OCCIDENTAL

El sector occidental del área de estudio presenta estructuras mayores correspondientes a los tres órdenes de magnitud. Las *fallas de primer orden* diferenciadas en este dominio son las fallas Manzano y Alicura (Figura 6.1). Ambas estructuras se localizan en el extremo occidental de la región limitando la cuenca Collón Cura al oeste y definiendo el Macizo de Sañicó hacia el este. La falla Manzano se desarrolla en el sector septentrional de este dominio, se extiende por 21 Km en segmentos de dirección variable con orientaciones de N 5°E en sus extremos a N 40°O en la mayor parte de su desarrollo y presenta inclinaciones al ENE. Esta estructura eleva rocas del basamento paleozoico (cuerpos graníticos en el extremo sur, ortogneises en el sector central y migmatitas y milonitas en el sector más septentrional) sobre rocas del mismo basamento o bien sobre depósitos iniciales del relleno mesozoico (UM 1 y UM 2, Figura 6.2A). Sobre el bloque piso de la falla se desarrollan más de 200 metros de relleno neógeno (López et al. 2018) correspondientes a la cuenca de Collón Cura que cubren gran parte de la estructura. La falla Manzano es interpretada como una falla inversa retrovergente que involucra al basamento (Figura 6.2A). La falla Alicura se localiza en la región central y austral del dominio occidental y se desarrolla por 34 Km en segmentos con diferentes orientaciones (Figura 6.1). En la región austral está representada por un segmento de rumbo N 48°O, mientras que en el sector central presenta orientaciones que varían de N 0° a N 20°E. Esta estructura eleva rocas del basamento paleozoico (migmatitas y ortogneises) por sobre otras rocas de basamento (esquistos y cuerpos graníticos) o sobre unidades iniciales del relleno mesozoico (UM 1; Figura 6.2A). Al igual que la falla Manzano corresponde a una falla inversa retrovergente que involucra al basamento en la deformación. Ambas estructuras presentan múltiples zonas de núcleo en donde se concentra la deformación y están acompañadas por zonas

de daño con magnitudes de decenas de metros (Figura 6.2B). Asociado a estas estructuras de primer orden se generan en ocasiones, bandas con fracturas de cizalla que se distribuyen a cientos de metros desde el núcleo principal de la zona de falla. Los núcleos de las fallas se componen de materiales arcillosos no cohesivos definidos como jaboncillo de falla (*fault gouge*) y por brechas de fallas que se extienden en fajas de alrededor de 100 m de espesor aflorante, mientras que las zonas de daño corresponden a rocas de basamento intensamente afectadas por fallas de diferentes escalas y orientaciones (Figura 6.2B).

Dentro del dominio occidental se reconocen cuatro *fallas de segundo orden* (Figura 6.2A). El sector septentrional (en cercanías del Cerro Michai) está representado por una falla de orientación N 55°E con inclinación al SE que se extiende por 10 Km. Esta estructura expone en su bloque techo 1400 m de rocas correspondientes a las UM 1 y UM 2 del relleno extensional mesozoico con orientaciones N 24°E/ 28°SE en cercanías a la traza de la falla, que hacia el este-sureste rotan progresivamente hacia orientaciones N 38°E/ 23°NO definiendo de esta forma un sinclinal regional simétrico con plano axial subvertical de rumbo NE y eje de pliegue levemente buzante en dirección N33° (Figuras 6.2A y 6.2C). En el bloque piso se exponen rocas del basamento paleozoico (migmatitas, cuerpos graníticos y milonitas) con ~60 m de depósitos correspondientes a la UM 1 y UM 2. En función de la variación del espesor de las unidades mesozoicas en el bloque techo y piso de la falla y la disposición de las mismas, se interpreta a esta estructura como una falla normal (falla A; véase capítulo 5) invertida tectónicamente que da lugar a la exposición de la base de la columna sedimentaria y a la conformación de un sinclinal suave (Figura 6.2C). Tres kilómetros al noroeste (Co. Michai) se desarrolla una falla con igual orientación y extensión similar que pone en contacto rocas del basamento entre sí y rocas de basamento con las UM 1 y UM 2 (Figura 6.2A). En su bloque techo se desarrolla un pliegue anticlinal con plano axial subvertical de rumbo NE y eje de pliegue levemente buzante en dirección N24°, definido por capas con orientación N 24°E/ 55°SE y N 35°E/ 12°NO (Figura 6.2C). Se interpreta a esta estructura como una falla de atajo (*shortcut*) creada a partir de la inversión tectónica positiva de la falla A. Esta configuración fue definida siguiendo como base el modelo

ANÁLISIS GEOMÉTRICO: DOMINIO OCCIDENTAL

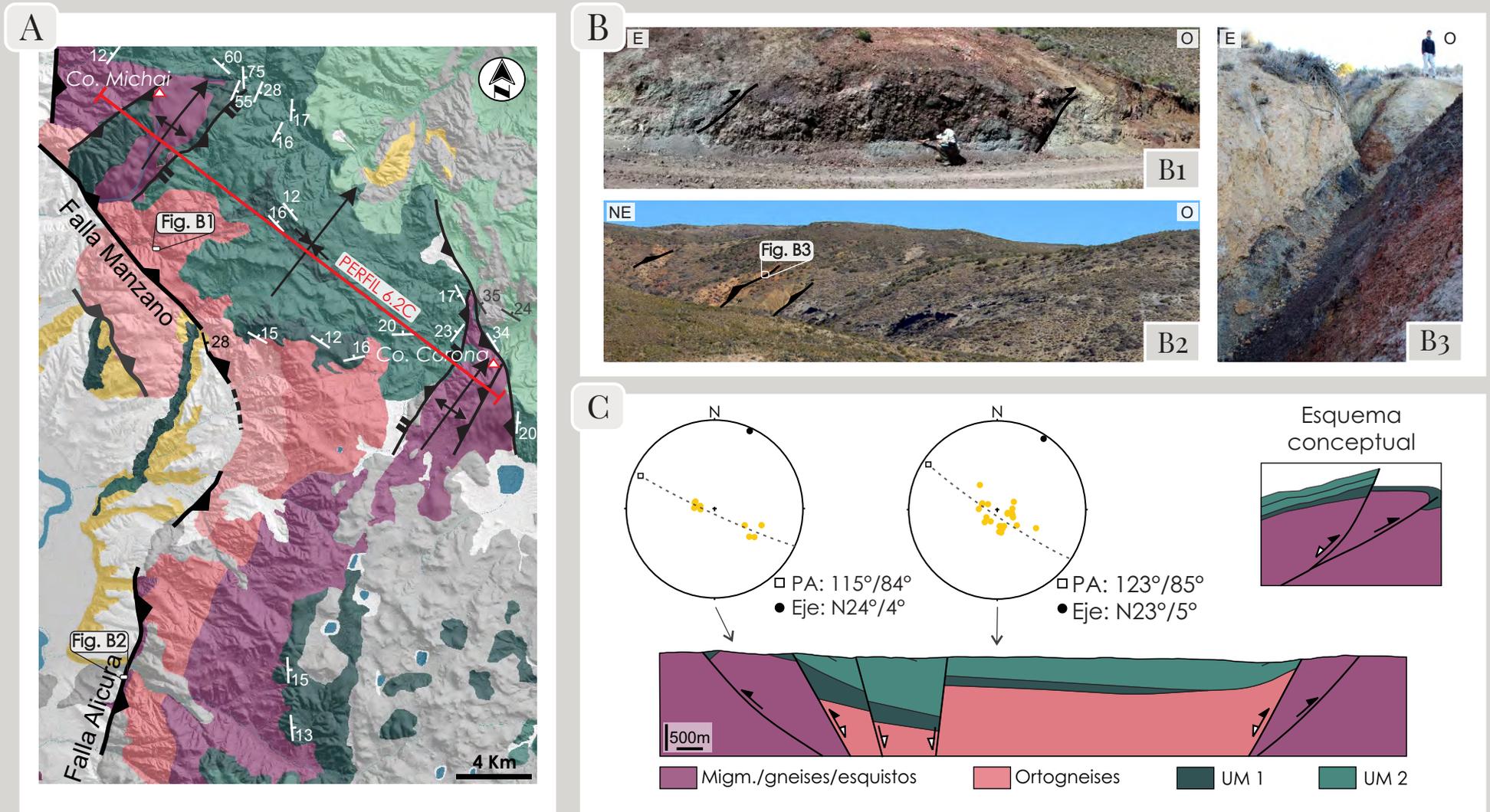


Figura 6. 2. Caracterización geométrica de las estructuras Andinas del dominio occidental. A) Mapa geológico de detalle con rumbo e inclinación de las capas, traza de fallas, pliegues y ubicación del perfil. B) Fotografías de las zonas de falla. Detalle de una zona de daño asociada a la Falla Manzano, con fallas que ponen en contacto, de O - E, basamento sobre rocas de la UM 1 y éstas sobre basamento (Figura B1). Zona de daño asociada a la Falla Alicura en contacto con depósitos neógenos (al oeste; Figura B2). Detalle de una zona de núcleo de la Falla Alicura (Figura B3). C) Perfil estructural esquemático con diagramas de polos de los pliegues y un esquema conceptual modificado de Giambiagi et al. 2009 de la inversión de las fallas normales y la generación de *shortcuts*.

propuesto por Giambiagi et al. (2009a) donde por bloqueo de la estructura de *shortcut*, la falla normal es invertida con esta geometría particular (Figura 6.2C).

En el borde oriental de este dominio se desarrolla con una extensión de 12 Km una falla de segundo orden de orientación N 9°E a N 30°E con inclinación al ONO (Figura 6.2A). Esta estructura expone en su bloque techo 360 m de rocas correspondiente a las UM 1 y UM 2 siendo las últimas las más ampliamente desarrolladas. Las unidades del relleno extensional conforman en este sector, el flanco oriental del sinclinal regional descrito previamente, con orientaciones que varían entre N 38°E/ 23°NO y N 28°O/ 17°SO (Figura 6.2C). El bloque piso de esta estructura se compone enteramente de rocas del basamento paleozoico (migmatitas, paragneises y milonitas; Figura 6.2A). Teniendo en cuenta los espesores y disposición de las unidades de relleno inicial mesozoicas en el techo de la falla, la exposición de rocas de basamento en el bloque piso de la estructura y el desarrollo de secuencias menos potentes en sectores orientales de la misma, se interpreta a esta estructura como una falla normal (falla B, véase capítulo 5) con inversión tectónica positiva (Figura 6.2C). Hacia el sureste (Co. Corona) se extiende a lo largo de 10,5 Km una falla con orientación N 30°E y vergencia al SE que pone en contacto y afecta rocas de basamento paleozoico (Figura 6.2A). Se interpreta a esta estructura como una falla de atajo (*shortcut*) creada a partir de la inversión tectónica de la falla B (Figura 6.2C). Esta configuración fue explicada siguiendo el esquema conceptual desarrollado previamente.

Las *fallas de tercer orden* corresponden en este dominio, a estructuras dispuestas paralelamente a las fallas de primer orden Manzano y Alicura. Al Norte se desarrolla una falla con orientación N 40°O e inclinación al NE que expone en su bloque techo las rocas del basamento paleozoico, conformando un alto interno a la cuenca de Collón Cura (Figura 6.2A). Hacia el sur se reconoce una estructura de orientación N 48°O e inclinación al NE que se extiende por 7,5 Km y que al igual que en el caso anterior, da lugar a un alto de basamento en el margen de la cuenca (Figura 6.2A). Estas estructuras son interpretadas en el presente trabajo, como fallas inversas sintéticas (*splay faults*) a la falla principal (fallas Manzano y Alicura), desde la cual se desarrollan y se extienden hacia la cuenca de Collón Cura.

6.1.2. DOMINIO CENTRAL

El sector central del Macizo de Sañicó presenta como *estructura de primer orden* a la falla Roth (Figura 6.3A). Esta estructura limita al dominio central y configura hacia el este a la cuenca neógena de Piedra del Águila (Figura 6.1). La falla Roth se extiende por 28 Km en segmentos con orientaciones que varían a lo largo de todo su desarrollo entre N 5°O y N 10°E con inclinaciones al oeste (Figura 6.1). Esta estructura expone en su bloque techo 400 m de rocas correspondientes a las UM 2 (Ciclo Precuyano), UM 1 y UM 3 (Ciclo Cuyano), las cuales se desarrollan con orientaciones variables a lo largo de todo el dominio, dando lugar a pliegues con características y longitudes de onda diversas (Figura 6.3). Directamente vinculado a esta estructura y afectando a la UM 3 se identificaron en el sector septentrional y central, pliegues anticlinales asimétricos contra la falla, seguidos por pliegues sinclinales relativamente simétricos (Figura 6.3B). Estas estructuras presentan plano axial subvertical en dirección NO, ejes de pliegues horizontales y longitudes de onda del orden de los 2 kilómetros (Figura 6.3B). Sobre la traza de la falla, y en otros sectores del bloque techo, se reconocieron 80 m de basaltos miocenos afectados por la estructura. En el bloque piso se desarrollan ~90 m de unidades basales mesozoicas correspondientes a la UM 2 con orientaciones N 10°O/ 13°NE, parcialmente cubiertas por los basaltos miocenos y por ~200 m de depósitos neógenos correspondientes a la cuenca de Collón Cura (Figura 6.3A). Los depósitos miocenos se desarrollan cubriendo parcialmente la estructura. Sobre la traza de estructura se reconoce en algunos sectores, una zona de núcleo con espesores aflorantes de alrededor de los 70 m con desarrollo de jaboncillos de falla mal expuestos. Teniendo en cuenta los cambios de espesores de las unidades mesozoicas, las unidades involucradas en la deformación y las estructuras asociadas, se interpreta a la falla Roth en una primera aproximación, como una falla normal con inversión tectónica parcial (falla C), a la que se superpone una falla inversa (tercer orden) que corta parcialmente la cobertura sedimentaria, adquiere un nuevo nivel de despegue en la base de la UM 3 y que luego se resuelve en una rampa hacia la superficie, en la localización de la falla C (Figura 6.3B). Esta interpretación fue propuesta de modo de que se representaran los pliegues observados, fundamentalmente los

ANÁLISIS GEOMÉTRICO: DOMINIO CENTRAL

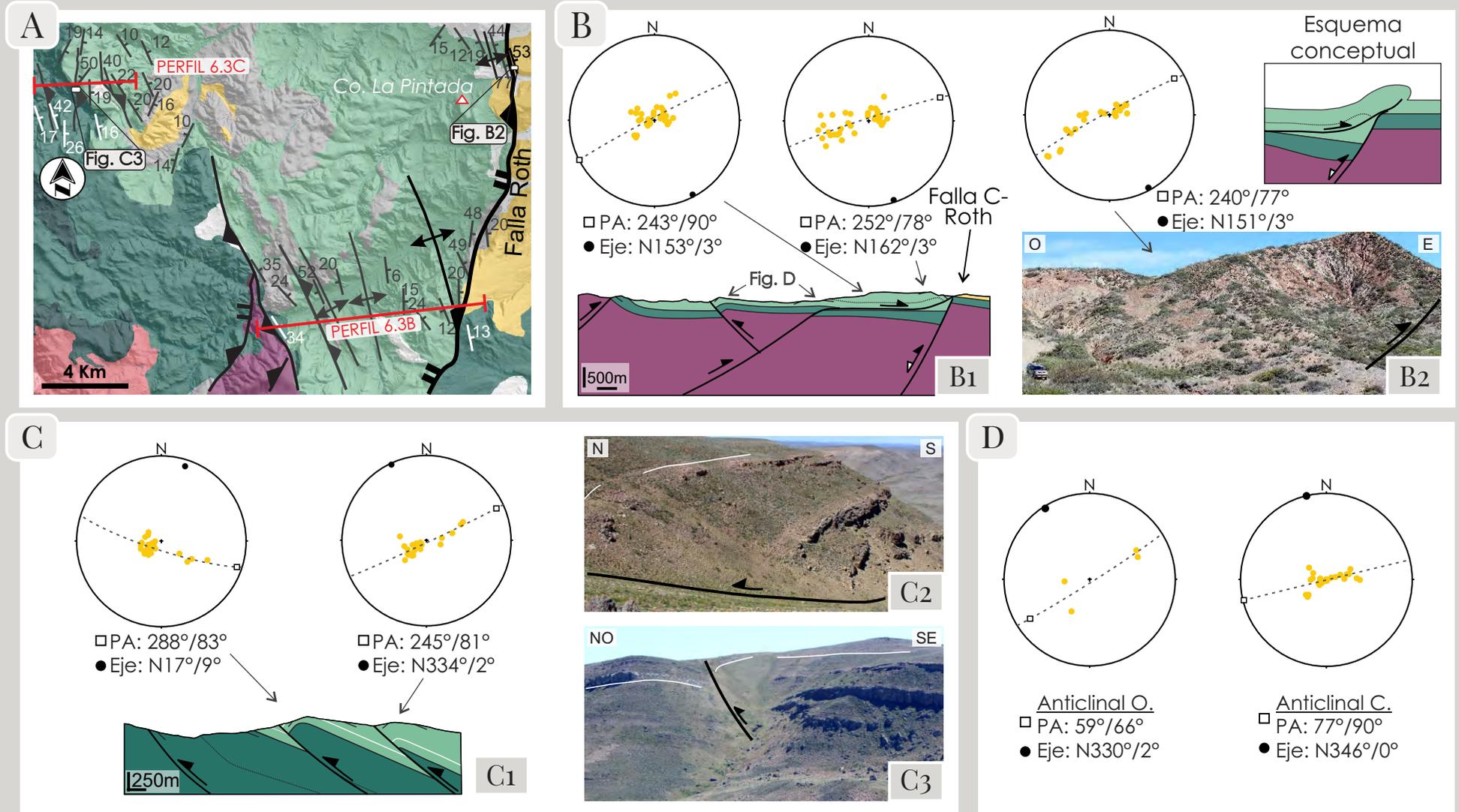


Figura 6.3. Caracterización geométrica de las estructuras Andinas del dominio central. A) Mapa geológico de detalle con rumbo e inclinación de las capas, traza de fallas y pliegues y ubicación de los perfiles. B) Perfil estructural esquemático del sector central con diagramas de polos de los pliegues orientales (Figura B1). Fotografía y diagrama de polos del pliegue anticlinal norte, acompañado por un esquema conceptual modificado de Bonini et al. 2012, donde la falla normal controla la rampa del corrimiento de 3° orden (Figura B2). C) Perfil estructural esquemático con diagramas de polos de los pliegues y fallas desarrollados en el extremo NO y fotografías de detalle del anticlinal central. D) Diagramas de polos de los pliegues centrales asociados a fallas de 3° orden.

anticlinales con flancos fuertemente inclinados hacia la falla, a partir del modelo de Scisciani (2009) y Bonini et al. (2012) donde se plantea a las fallas normales como futuras rampas de corrimiento (Figura 6.3B).

En los sectores central y sur de este dominio se reconocen dos *fallas de segundo orden* que marcan el límite este del dominio occidental (Figura 6.1). La primera se desarrolla a lo largo de 15 Km con una orientación N 23°O e inclinación al SO (Figura 6.3A) que pone en contacto hacia el sur, rocas de basamento de diferentes características (gneises, migmatitas y milonitas) con 40 m de rocas correspondientes a las UM 2 (Ciclo Precuyano) y UM 1 y UM 3 (Ciclo Cuyano), mientras que en el sector norte eleva rocas de la UM 2 con orientaciones N 28°O/ 17°SO, sobre rocas de la UM 1 y UM 3 (Ciclo Cuyano) dispuestas con una orientación N 33°O/ 35°NE (Figura 6.3A). Esta estructura es interpretada como una falla inversa con vergencia coincidente con la dirección de transporte andina (Figura 6.3B). Hacia el sur, el límite occidental del presente dominio es definido por una falla de orientación N 7°E e inclinación al oeste que se desarrolla a lo largo de 12 Km (Figura 6.1). Esta estructura pone en contacto rocas de la UM 1 (Ciclo Precuyano) a ambos lados, con espesores de 150 m en el techo de la falla y 65 m en el piso. En el bloque techo las unidades muestran direcciones aproximadamente N-S con inclinaciones hacia el oeste en cercanías a la traza de la falla e inclinaciones al este en sectores más alejados, conformando un sinclinal suave con plano axial paralelo a la falla y longitud de onda de más de 5 Km (Figura 6.1). En el bloque piso el relleno extensional se encuentra ampliamente cubierto por basaltos miocenos, siendo que hacia el bloque techo, se encuentran menormente extendidos, con mejor desarrollo en el núcleo del sinclinal. Esta estructura es interpretada a partir de los cambios de espesores y de la disposición de las unidades, como una falla normal (falla D) con inversión tectónica positiva.

Las *fallas de tercer orden* comprenden en este sector, a estructuras de dimensiones reducidas que afectan a la sucesión sedimentaria mesozoica. En el sector noroeste se reconocieron tres estructuras de orientación N 15°O a N 0° con inclinaciones al ENE y extensiones de entre 3 y 5,5 Km (Figura 6.3A). De oeste a este las fallas ponen en contacto rocas de la UM 2 entre sí, rocas de la

UM 2 sobre depósitos de la UM 1 (Ciclo Cuyano) y rocas de la UM 3 entre sí (Figura 6.3C). Estas estructuras desarrollan pliegues apretados con planos axiales de orientación N 18°E a N 25°O y longitudes de onda de 1 a 2 Km (Figura 6.3C). Los pliegues son asimétricos con flancos frontales de orientación N 38°E/ 50°NO a N 19°O/ 40°SO y flancos dorsales con rumbos N 0°/ 19°E a N32°O/ 22°NE (Figuras 6.3A y 6.3C). En la región central del dominio analizado, se reconoce otra estructura de tercer orden con orientación N 20°O e inclinaciones al NE que pone en contacto rocas de la UM 3 entre sí con plegamiento asociado (Figuras 6.3A y 6.3B). El anticlinal desarrollado inmediatamente al este de la falla presenta plano axial de orientación NO fuertemente inclinado al NE, eje de pliegue horizontal y forma asimétrica con flanco dorsal fuertemente inclinado al SO, mientras que hacia el este se desarrolla otro anticlinal, en este caso abierto, con plano axial vertical en dirección NNE y eje axial también horizontal (Figuras 6.3B y 6.3D). Estas fallas son interpretadas como fallas inversas de tercer orden con vergencia opuesta a la dirección del transporte tectónico. La falla inversa que se resuelve sobre la traza de la falla Roth y marca el borde oriental de este dominio, fue descrita previamente con las estructuras de primer orden.

6.1.3. DOMINIO ORIENTAL

La *falla de primer orden* reconocida en el sector nororiental del área de estudio corresponde a la falla Cabezas, la cual marca el límite entre la cuenca de Picún Leufú al este y la cuenca de Piedra del Águila al oeste (Figura 6.1). Esta falla se desarrolla por 18 Km con dirección variable de N 20°E en la región más austral, N35°E en el sector septentrional, y presenta inclinación al NO (Figura 6.1). La falla Cabezas exhibe en su bloque techo 1500 m de unidades basales del relleno mesozoico conformadas por las UM 1 y UM 2 dispuestas en dirección N 27°E con 56° de inclinación al NO en el borde de la estructura y 40° hacia el NO en sectores más distales (Figura 6.4A). Directamente vinculado a esta estructura se reconoce en el bloque techo, un pliegue sinclinal regional conformado por los depósitos mesozoicos iniciales, con plano axial subvertical de orientación NE, el cual preserva en su seno depósitos neógenos de la cuenca de Piedra del Águila (Figuras 6.4A y 6.4B). El piso de la estructura está conformado por basamento

ANÁLISIS GEOMÉTRICO: DOMINIO ORIENTAL

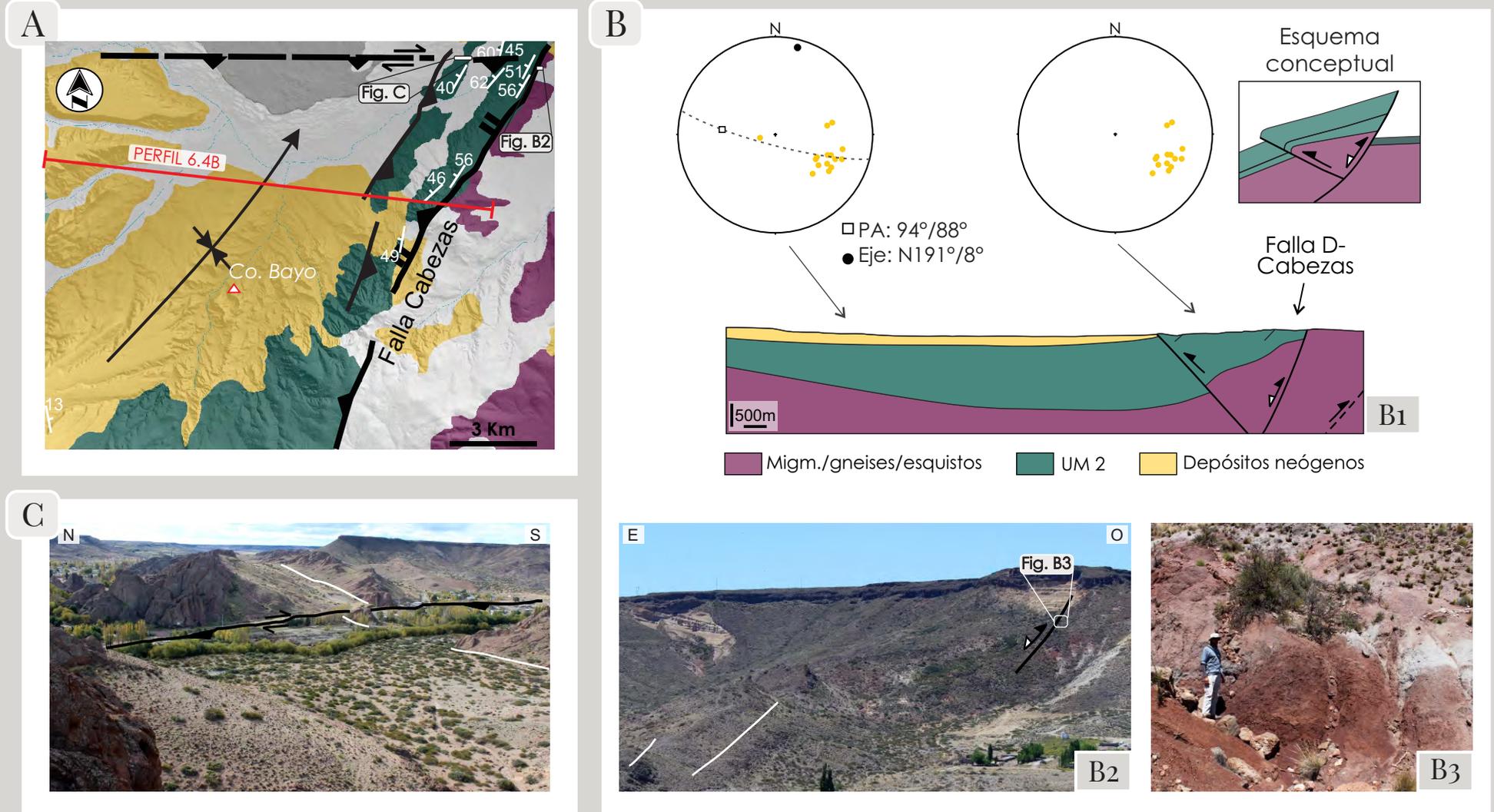


Figura 6. 4. Caracterización geométrica de las estructuras Andinas del dominio oriental. A) Mapa geológico de detalle con rumbo e inclinación de las capas, traza de fallas y pliegues y ubicación del perfil. B) Perfil estructural esquemático con diagramas de polos del pliegue sinclinal y de las unidades entre las fallas, acompañados por un esquema conceptual modificado de Bonini et al. 2012 de la inversión de la Falla Cabezas y la generación de una falla de 2° orden. Fotografía de la disposición de la Falla Cabezas y de la UM 2 (líneas blancas) y fotografía de detalle de la zona de núcleo, con basamento muy fracturado (Figura B3). C) Fotografía del área afectada por la Falla Carrín Cura, con evidencia de desplazamiento de rumbo de las unidades mesozoicas (líneas blancas).

paleozoico (migmatitas y milonitas) intensamente fracturado (Figura 6.4B). Sobre la traza de la estructura se reconoce una zona de núcleo de 73 m en la que se concentra la deformación y se desarrollan brechas y jaboncillo de falla afectando a las unidades mesozoicas y al basamento (Figura 6.4B). Teniendo en cuenta la variación de los espesores de los depósitos mesozoicos en proximidades a la falla y en los sectores cercanos al dominio central, la disposición de estas unidades y la ausencia de las mismas en el piso de la falla se interpreta a esta estructura como una falla normal (falla E) con reactivación tectónica positiva que da lugar a la exposición de las unidades basales (Figura 6.4B).

Sobre el borde superior del área de estudio y a lo largo de los tres dominios, se reconoce la falla Carrín Cura, una estructura de *primer orden* que marca el límite norte del Macizo de Sañicó (Figura 6.1). Esta falla se desarrolla por 43 Km con dirección variable de N 78°E a N 93°E y presenta inclinación al SSE. La falla Carrín Cura pone en contacto rocas de basamento (migmatitas, granitos y milonitas) y de la UM 1 sobre la UM 2 (dominio occidental; Figura 6.1), rocas de la UM 2 y la UM 3 entre sí (dominio central y oriental; Figura 6.1) y depósitos miocenos con basaltos neógenos (dominio oriental; Figura 6.1). En el dominio oriental se observan depósitos miocenos en el bloque techo de la falla, en igual posición estructural que los basaltos más nuevos de la región correspondientes al bloque piso, conformado de esta manera un límite estructural para el desarrollo de los basaltos hacia el sur (Figura 6.4A). A su vez, se identificaron en este sector, rocas de la UM 2 desplazadas horizontalmente ~200 m en sentido dextral (Figura 6.4C). Teniendo en cuenta la distribución de las unidades neógenas, la posición estructural de las unidades paleozoicas y mesozoicas y los desplazamientos horizontales observados se interpreta a esta estructura como una falla oblicua con cinemática inversa y desplazamiento de rumbo en sentido dextral.

Dentro de la jerarquía de *fallas de segundo orden*, se incluyeron para este dominio dos estructuras. En el sector septentrional se reconoce una estructura de orientación N 30°E con inclinación al SE que se extiende a lo largo de 11 Km de forma paralela a la falla Cabezas (Figura 6.4A). Esta estructura marca un límite en la exposición de la UM 1 y la UM 2 en la región septentrional del

dominio central. El piso de la falla se compone de 90 m de rocas correspondientes a la UM 2 cubiertas por ~200 m depósitos neógenos (Figura 6.4B). Se interpreta a esta estructura como una falla inversa antitética a la falla Cabezas (*back thrust*), dispuesta en el bloque techo de la misma y creada a partir de la inversión tectónica de la falla E (Figura 6.4B). Esta configuración refleja las geometrías propuestas por Coward et al. (1991) y Bonini et al. (2012) para los modelos de estructuras *pop-up* compuestos por dos fallas conjugadas, una falla normal invertida tectónicamente y una falla inversa nueva con inclinación opuesta a la anterior (Figura 6.4B). En la región más austral, se extiende por 19Km una falla de orientación N 34°E con inclinación al SE. Esta estructura eleva en su bloque techo, rocas del basamento paleozoico (migmatitas y ortogneises) sobre rocas de la UM 1 y limita el desarrollo de los basaltos miocenos hacia el este (Figura 6.1). Se interpreta a esta estructura como una falla inversa retrovergente que involucra al basamento.

6.1.4. INTEGRACIÓN DEL ANÁLISIS GEOMÉTRICO

Se reconocen en el área de estudio fallas de diferente jerarquía con variaciones en el grado de participación en la deformación. Las estructuras de *primer orden* están representadas por fallas inversas que involucran el basamento y fallas normales reactivadas. En el dominio occidental, corresponden a fallas inversas de orientación variable de N a NE y NO que involucran el basamento y que constituyen el límite oeste del Macizo de Sañicó y el límite este de la cuenca de Collón Cura. En el dominio central esta jerarquía está representada por una falla normal invertida dispuesta en dirección N a NE que limita a la cuenca de Piedra del Águila y que conforma un plegamiento regional en dirección NNO. El dominio oriental comprende una falla normal invertida de orientación NE que marca el límite este del Macizo de Sañicó y de la cuenca de Piedra del águila y que constituye un plegamiento regional con igual orientación. Afectando a los tres dominios morfoestructurales se desarrolla una falla oblicua con cinemática inversa y dextral que marca el límite norte del macizo. Estas estructuras definen al área de estudio y ejercen un control fundamental en la configuración de las cuencas neógenas. Las *fallas de segundo orden* corresponden a fallas normales

reactivadas, *shortcuts* y fallas inversas. El dominio occidental presenta fallas normales invertidas y *shortcuts* NE que exponen al basamento y que dan lugar a pliegues regionales de igual orientación. En el dominio central están representadas por una falla inversa NO que expone al basamento y lo limita del dominio occidental y por una falla normal invertida con rumbo N que expone a las unidades mesozoicas basales y conforma un pliegue regional de igual orientación. En el dominio oriental comprenden a una falla inversa NE antitética a la falla de primer orden de la cual se desprende y una falla inversa de igual orientación que configura un alto de basamento. De esta forma, las fallas de segundo orden ejercen un control regional interno al Macizo de Sañicó que da lugar al levantamiento de bloques de basamento y al desarrollo de pliegues regionales NE que afectan a las UM 1 y UM 2. Finalmente, las *fallas de tercer orden* corresponden a fallas inversas localmente desarrolladas con orientación NO. El dominio occidental presenta fallas inversas NO que afectan al basamento y que se desarrollan en el piso de las fallas de primer orden, mientras que en el dominio central afectan a unidades de relleno extensional y dan lugar a plegamientos locales de igual orientación desarrollados en las UM 1 y 3 (Ciclo Cuyano). Las fallas de tercer orden controlan entonces, la deformación local del área de estudio, sin generar grandes resaltos topográficos ni desplazamientos significativos.

El Macizo de Sañicó constituye un bloque cortical configurado en su borde occidental por fallas inversas retrovergenes de orientación N a NO, en su borde oriental por fallas NE relacionadas a inversión tectónica y en el borde norte por fallas inversas E con importante componente de rumbo. Internamente está segmentado por fallas inversas y fallas normales invertidas con orientación N y NE. Finalmente, hacia el interior, el bloque central es segmentado por fallas inversas NO retrovergentes.

6.2. MODELADO CINEMÁTICO

Los modelos cinemáticos constituyen una aproximación para avanzar desde una categoría descriptiva de las estructuras tectónicas hacia la interpretación de los procesos tectónicos, conformando una base sólida para el desarrollo de modelos dinámicos deterministas (Teyssier et al. 1995, Peacock y Marrett 2000). En el presente apartado se desarrolla el análisis cinemático las estructuras tectónicas mayores del Macizo de Sañicó, a partir del modelado de secciones estructurales mediante la utilización de un *software* especializado (ver capítulo 3). La información obtenida es complementada luego, con un análisis detallado de las estructuras e indicadores cinemáticos de meso-escala (véase apartado 6.3).

El modelado cinemático de las estructuras mayores del área de estudio involucra el desarrollo de tres perfiles estructurales, uno representativo de cada dominio morfoestructural, y constituye un modelado “hacia adelante” o *forward modelling*, donde se parte de una sucesión estratigráfica sin deformación. Estas secciones constituyen una primera aproximación para determinar las relaciones geométricas y cinemáticas de las estructuras andinas que configuraron el Macizo de Sañicó, los mecanismos de deformación asociados, así como también, la interacción con fallas previas (extensionales). Los resultados obtenidos constituyen una primera aproximación a los puntos mencionados previamente, ya que las secciones no se encuentran balanceadas pudiendo presentar inconsistencias al reconstruirlas y a su vez, porque no se cuenta en ningún sector del área, con información de subsuelo que permita definir la posición exacta de los despegues o las características generales de las estructuras.

Se describen a continuación, separadamente para cada dominio, los modelos y parámetros elegidos para la construcción de los perfiles, utilizados como análogos en la compresión de las estructuras principales de cada dominio. Los algoritmos y variables utilizadas fueron definidas de forma tal, que la construcción mantenga lo más fielmente posible las características geométricas de las estructuras reconocidas (véase apartado 6.1) y los patrones de afloramiento.

6.2.1. DOMINIO OCCIDENTAL

El dominio occidental constituye, como se definió previamente, el límite oeste del Macizo de Sañicó y comprende a las fallas de primer orden Manzano y Alicura que marcan el límite con la cuenca de Collón Cura (véase apartado 6.1; Figura 6.1). En este caso se modela cinemáticamente a la falla Manzano en su sección central, de modo tal que se represente esta estructura y el espacio de acomodación generado hacia el oeste. La sección elegida se desarrolla por 15 Km en dirección OSO y abarca el límite oriental de la cuenca de Collón Cura (Figura 6.5A). El modelado cinemático de las estructuras andinas se desarrolla sobre la geometría pre-andina heredada. Esta geometría inicial incluye un basamento heterogéneo compuesto por cuerpos graníticos y ortogneises que hacia el este exhiben una depresión vinculada al borde pasivo de un depocentro extensional. Este depocentro está relacionado a la falla extensional A definida hacia el norte y presenta en este sector acumulación de materiales de la UM 2 (Ciclo Precuyano; Figuras 6.5A y 6.5B).

A esa configuración inicial se le sobre imponen los efectos de la deformación contraccional andina con generación de estructuras inversas retrovergentes de diferente jerarquía (Figura 6.5C). Definiendo el límite oeste del Macizo de Sañicó se desarrolla la falla Manzano, correspondiente a una falla inversa localizada en el contacto entre rocas de basamento de diferente composición y estructura (granitos sin deformación y ortogneises deformados; véase capítulo 5). Esta estructura conforma un alto estructural que expone irregularmente a las rocas del basamento y a la base de la sucesión sedimentaria (Figura 6.5A). El modelo que mejor se ajusta a esta geometría es el algoritmo de *trishear* con un valor de P/S alto ($P/S=12$; véase capítulo 3) y un ángulo de *trishear* de 70° , desarrollado sobre una falla inversa con inclinación de 32° a 66° al este (calculada para la orientación del perfil; Figura 6.5C). El nivel de despegue utilizado para representar a la falla Manzano se ubicó a una profundidad aproximada de 11 Km de acuerdo con trabajos previos desarrollados en la región (García Morabito et al. 2011, 2012). La falla de tercer orden expuesta al oeste de la falla Manzano fue interpretada en el apartado previo, como un

MODELADO CINEMÁTICO: DOMINIO OCCIDENTAL

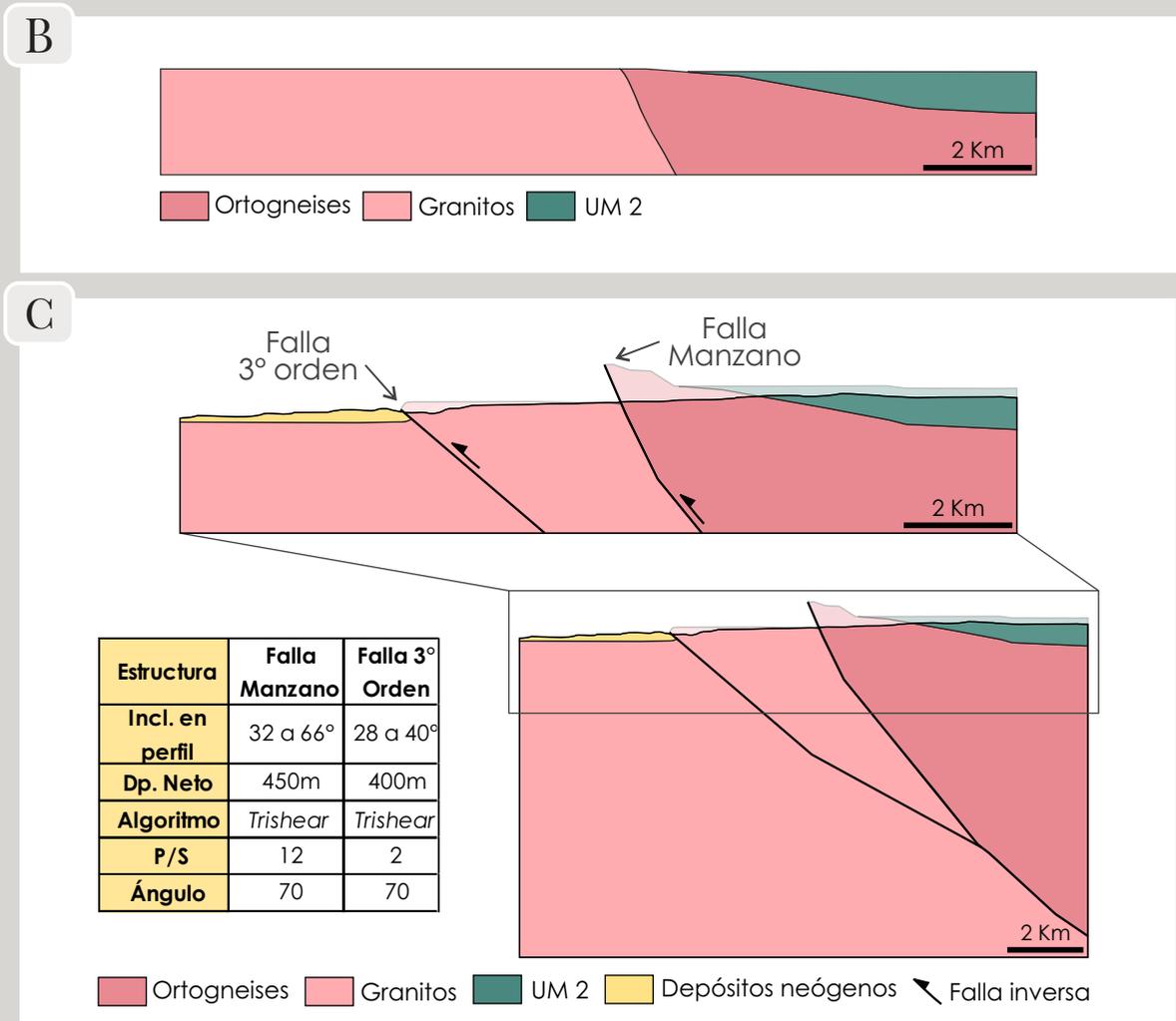
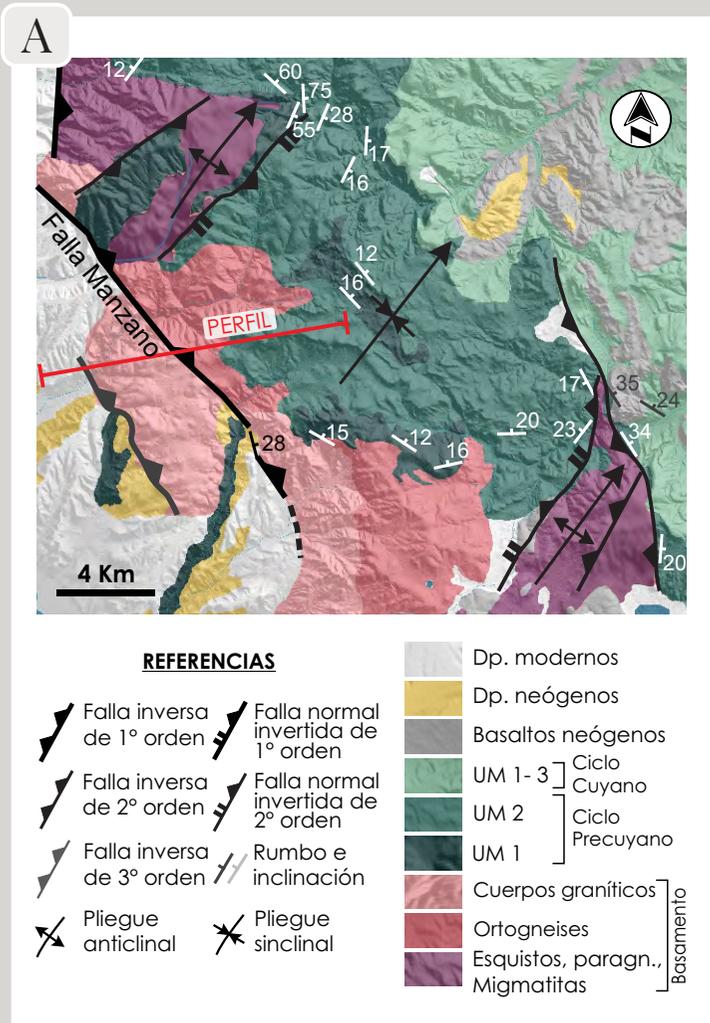


Figura 6.5. Modelado cinemático de las principales estructuras que controlaron la deformación del dominio occidental. A) Mapa geológico de detalle con información del rumbo e inclinación de las capas, traza de fallas, pliegues y ubicación del perfil modelado. B) Geometría pre-Andina que muestra parte del depocentro definido por la Falla A (al norte), relleno por la UM 2 (Ciclo Precuyano) y el contacto entre unidades de basamento. C) Configuración Andina con desarrollo de la Falla Manzano y una falla inversa de 3° orden que se extiende en el bloque piso de la anterior. Tabla con información de las estructuras modeladas.

splay fault que se desprende de la falla Manzano y se extiende hacia la cuenca de Collón Cura, conformando un alto interno dentro de la misma (Figura 6.5A). Esta estructura ha sido modelada con una inclinación de 28° a 40° mediante el algoritmo de *trishear* con un valor de P/S bajo (P/S=2; Figura 6.5C) y un ángulo de *trishear* de 70°.

6.2.2.DOMINIO CENTRAL

Este dominio presenta a lo largo de toda su extensión, estructuras de diferentes características, concentrándose en la región central las más representativas (véase apartado 6.1; Figura 6.1). La sección se extiende por 13 km con una orientación OSO, e incluye los límites con los dominios occidental y oriental (Figura 6.6A). El modelado cinemático se inicia con la reconstrucción de los depocentros extensionales, de modo de representar la geometría pre-andina. Se parte de un basamento continuo desplazado por fallas normales que generan depocentros extensionales donde se acumulan las unidades iniciales del relleno mesozoico (Precuyano; Figura 6.6B). Se reconocen en este caso, dos fallas normales (B y C o Roth, véase capítulo 5). La falla B corresponde al dominio occidental, sin embargo, fue modelada a los efectos de poder reconstruir de forma más completa la estructura del dominio central. Esta falla de segundo orden presenta una inclinación de 51° a 67° al oeste y un desplazamiento neto de 550 m dando lugar a un depocentro asimétrico con 370 m de rocas correspondientes a la UM 2 (Ciclo Precuyano) y 180 m de UM 1 y UM 3 (Ciclo Cuyano; Figura 6.6B). La falla C o falla Roth corresponde a una falla de primer orden que inclina 51° a 61° al oeste y se desplaza 450 m generando también un hemigraben con 240 m de la UM 2 y 150 m de depósitos correspondientes a las UM 1 y UM 3 (Ciclo Cuyano), en el sector más potente (Figura 6.6B).

Sobre esta configuración se desarrolla la deformación andina, representada por inversión tectónica positiva de las fallas extensionales y generación de nuevas estructuras (Figura 6.6C). La falla B fue invertida tectónicamente mediante la utilización del modelo de *trishear* con un alto valor de P/S (P/S=10) y un ángulo de *trishear* de 70°, ya que fue el modelo que mejor se ajustó a la generación de un pliegue sinclinal con exposición de las unidades

MODELADO CINEMÁTICO: DOMINIO CENTRAL

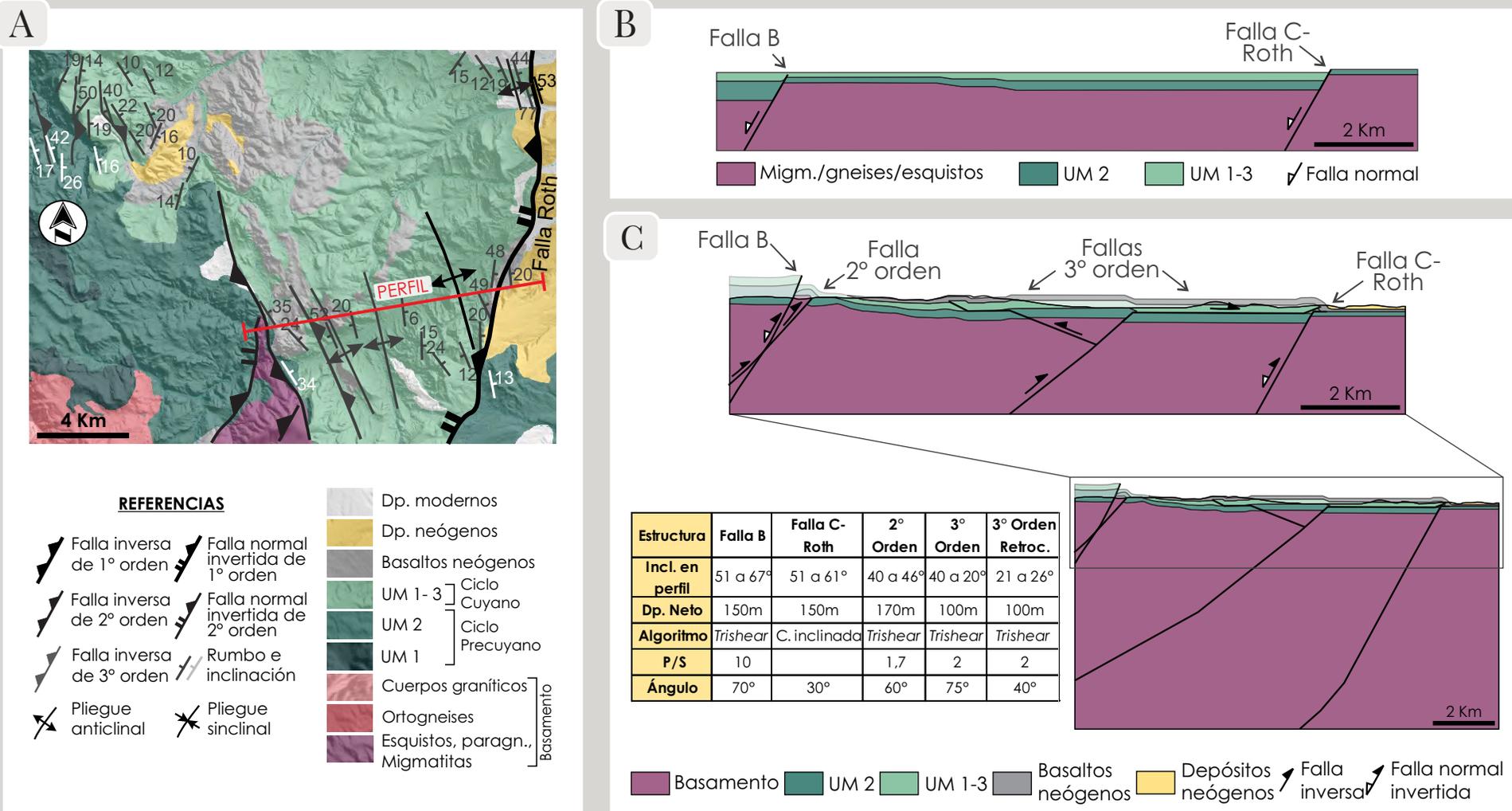


Figura 6.6. Modelado cinemático de las principales estructuras que controlaron la deformación del dominio central. A) Mapa geológico de detalle con información del rumbo e inclinación de las capas, traza de fallas, pliegues y ubicación del perfil modelado. B) Geometría pre-Andina de los depocentros definidos por las Fallas extensionales B y C - Roth, rellenos con las UM 2 (Ciclo Precuyano) y UM 1 y 2 (Ciclo Cuyano). C) Configuración Andina con inversión de las fallas normales, desarrollo de una falla inversa de 2° orden que expone unidades del basamento y dos fallas inversas de 3° orden que afectan al relleno mesozoico y a los basaltos miocenos. Tabla con información de las estructuras modeladas.

de relleno iniciales (Figuras 6.1 y 6.6C). En cambio, la falla C o falla Roth tiene asociada pliegues anticlinales asimétricos (véase apartado 6.1) que se representan mejor mediante la utilización del modelo de cizalla inclinada con un ángulo de cizalla de 30° (Figura 6.6C). El anticlinal y la falla de segundo orden desarrollados inmediatamente al este de la falla B (Figuras 6.1 y 6.6A) fueron interpretados como un pliegue por propagación de falla asociado a una falla inversa de 40° a 46° de inclinación al oeste, que eleva el basamento y ha sido modelado mediante el algoritmo de *trishear* con un valor de P/S bajo ($P/S=1,7$; Figura 6.6C) y un ángulo de *trishear* de 60° . Desde el mismo nivel de despegue se propuso un nuevo corrimiento de tercer orden que se propaga hacia el este y que se resuelve en su camino hacia la superficie en un plano en la base de la UM 3 (Cuyano) y que luego corta en rampa (con una inclinación de 20° al oeste) sobre la traza de la falla Roth, dando lugar a un pliegue anticlinal asimétrico (Figuras 6.3B y 6.6C). Esta estructura fue modelada mediante el algoritmo de *trishear* con un valor de P/S bajo ($P/S=2$; Figura 6.6C) y un ángulo de *trishear* de 75° . Finalmente, la falla de tercer orden desarrollada en la región central junto con el anticlinal asimétrico fue interpretado como un pliegue por propagación de falla asociado a una falla inversa con inclinación de 26° al este y modelado mediante *trishear* con un un valor de P/S bajo ($P/S=2$; Figura 6.6C) y un ángulo de *trishear* de 40° . El anticlinal simétrico dispuesto entre las dos fallas inversas antitéticas queda definido por las inflexiones de ambas estructuras que dan lugar a plegamientos por flexión de falla (Figura 6.6C).

6.2.3. DOMINIO ORIENTAL

El modelado cinemático del dominio oriental se desarrolló en la región septentrional, sobre una sección de 18 Km con una orientación NO que involucra a la cuenca de Piedra del Águila y el borde oeste de la cuenca de Picún Leufú (Figura 6.7A). Esta sección se realizó en una dirección diferente a la del transporte tectónico definido para el Neógeno en esta región, de modo que pudieran representarse las estructuras y geometrías presentes en el dominio oriental. El modelado del depocentro extensional se realizó bajo los mismos criterios que para el dominio central. La falla E o falla Cabezas (véase capítulo

MODELADO CINEMÁTICO: DOMINIO ORIENTAL

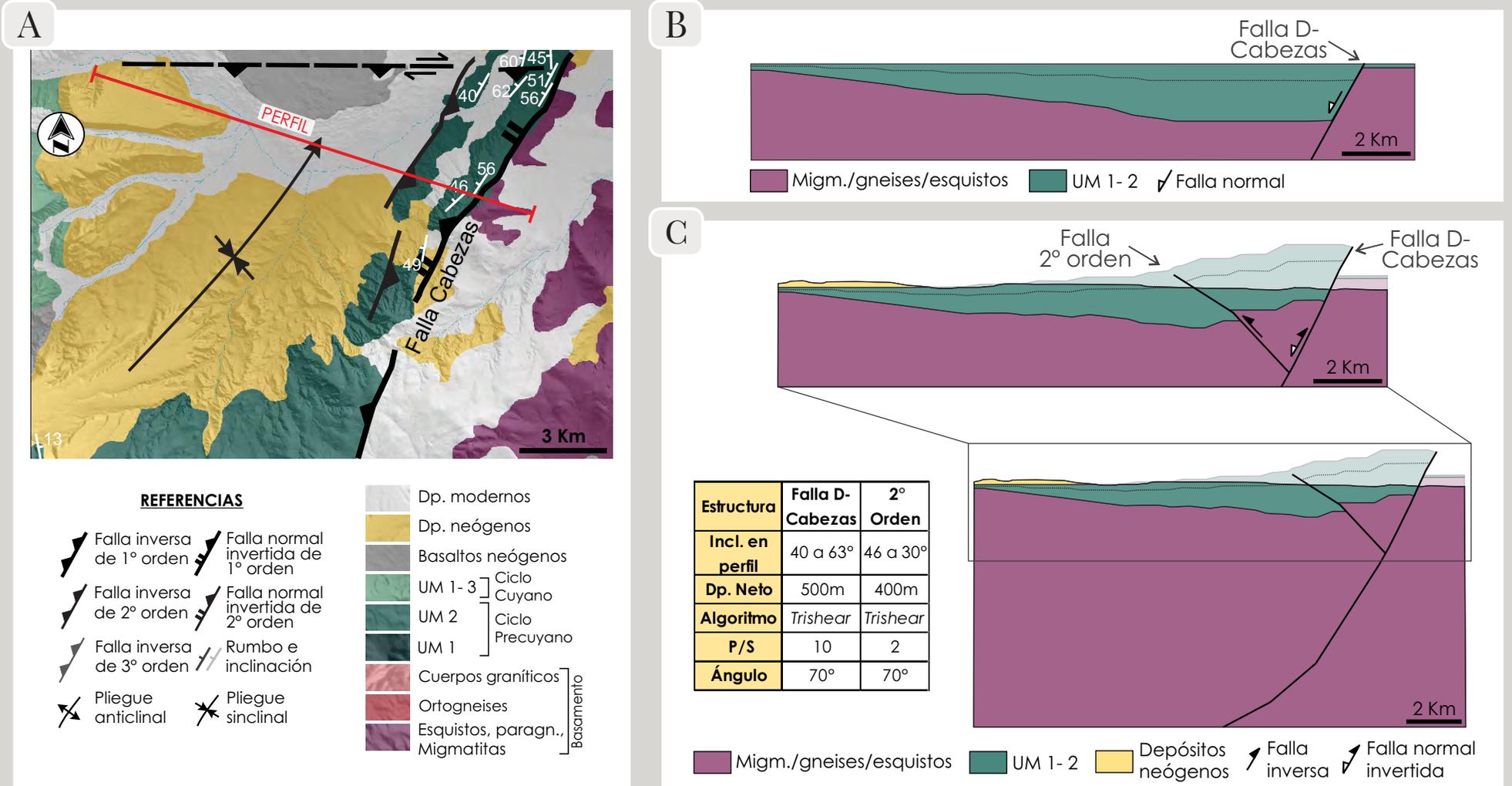


Figura 6.7. Modelado cinemático de las principales estructuras que controlaron la deformación del dominio oriental. A) Mapa geológico de detalle con información del rumbo e inclinación de las capas, traza de fallas, pliegues y ubicación del perfil modelado. B) Geometría pre-Andina del depocentro definido por la Falla D - Cabezas, relleno con la UM 2 (Ciclo Precuyano). C) Configuración Andina con inversión de la falla normal y desarrollo de una falla inversa de 2° orden retrovergente, que se extiende en el bloque techo de la anterior. Tabla con información de las estructuras modeladas.

5) se modeló con inclinaciones de 40° a 63° al oeste y un desplazamiento neto de 1700 m, dando lugar a un hemigraben relleno con 1600 m de depósitos correspondientes a las UM 1 y UM 2 (Ciclo Precuyano; Figura 6.7B).

La configuración andina comprende en este caso, la inversión tectónica positiva de la falla extensional y la generación de nuevas estructuras (Figura 6.7A). La inversión tectónica de la falla E o falla Cabezas se representa por medio de un sinclinal asimétrico regional y por la exposición de las unidades basales del relleno extensional (véase apartado 6.1; Figura 6.4B). Esta estructura fue representada en el modelado cinemático a partir de la utilización del algoritmo de *trishear* con un alto valor de P/S (P/S=10) y un ángulo de *trishear* de 70° (Figura 6.7C). Este modelo permitió la representación de un pliegue sinclinal con exposición de las unidades de relleno iniciales, sin embargo, no se pudo resolver con la información actual, la geometría dada por las fuertes inclinaciones obtenidas en las inmediaciones de la estructura principal (Figura 6.7A). La falla inversa expuesta hacia el oeste fue interpretada con una falla inversa de segundo orden que inclina hacia el sureste y que se desprende de la falla extensional invertida (véase apartado 6.1). Esta estructura fue modelada con una inclinación de 46° a 30° mediante *trishear* con un valor de P/S bajo (P/S=2) y un ángulo de *trishear* de 70° (Figura 6.7C).

6.2.4. SÍNTESIS DEL MODELADO

Las estructuras andinas desarrolladas en el Macizo de Sañicó se ajustan, casi en su totalidad, a las geometrías resultantes de la utilización del modelo de cizalla triangular o *trishear*. A partir de los resultados obtenidos es posible definir que las representaciones varían fundamentalmente en función del valor de P/S y del ángulo de inclinación de la falla, siendo menos influyente el ángulo de *trishear*. Se pueden diferenciar a su vez, dos grandes grupos de estructuras que se encuentran presentes en todos los dominios: fallas normales invertidas y fallas inversas que involucran el basamento. Las primeras, excepto en el caso de la falla Roth, exponen las unidades iniciales del relleno, tienen ángulos de inclinación de alrededor de los 65° y se resuelven con el modelo de *trishear* con valores de P/S altos (entre 10 y 15). Esto implica el desarrollo de pliegues por flexión de

falla y altas velocidad de propagación (P). Las fallas inversas de segundo y tercer orden de jerarquía presentan inclinaciones de entre 20° y 46° y se ajustan al modelo *trishear* con valores de P/S bajos (entre 1,5 y 2). Esta relación favorece el desarrollo de pliegues por propagación de falla y bajas velocidades de propagación. La falla Manzano corresponde a una falla inversa de primer orden con 66° de inclinación en su sección superior y se resuelve mediante el modelo de *trishear* con un valor de P/S alto (12).

La integración de los resultados obtenidos del modelado cinemático permite establecer una serie de relaciones. En primer lugar, se reconoce una estrecha vinculación entre los parámetros del modelo, la geometría de las estructuras y el relieve generado. Como se mencionó previamente, altos valores de P/S dan como resultado pliegues por flexión de falla que afectan al basamento, generando relieves topográficos elevados, o a las unidades iniciales del relleno mesozoico expuestas mediante desplazamientos importantes. Estas estructuras están acompañadas por sinclinales regionales amplios. Por su parte, bajos valores de P/S generan pliegues por propagación de falla de escaso desarrollo, con flancos asimétricos y desplazamientos generalmente reducidos representados por resaltos topográficos de pocos metros. A su vez, los parámetros del modelo se relacionan también con el tipo de falla modelada, su ángulo de inclinación y el nivel estructural que exponen. Esto último hace alusión a la presencia de altas velocidades de propagación cuando se trata de fallas reactivadas (fallas normales invertidas tectónicamente) que exponen unidades iniciales del relleno o, cuando las fallas nuevas siguen debilidades corticales como en el caso de la falla Manzano, que se desarrolla con un alto ángulo de inclinación. Finalmente, los perfiles de los dominios occidental y central, orientados en la dirección del transporte tectónico muestran buenos resultados al ser modelados, sin embargo, el perfil del dominio oriental debió ser modelado en una dirección relativamente perpendicular a las fallas presentes (NO), ya que de la otra forma se requerían de desplazamientos muy elevados para representar la geometría de las estructuras. Esta variación en la dirección de propagación de las estructuras puede relacionarse a una deformación tridimensional o bien a cambios en la orientación de la dirección de acortamiento (véase capítulo 7).

6.3. ANÁLISIS CINEMÁTICO MESOSCÓPICO

El estudio cinemático de detalle de las principales estructuras andinas del Macizo de Sañicó consistió en la medición de fallas de meso-escala (cuarto orden) desarrolladas en la zona de daño de las estructuras de 1° y 2° orden a los efectos de generar un análisis de la deformación (*strain analysis*) representativo a escala regional que complemente el modelado cinemático desarrollado en el apartado anterior. Aunque los métodos de análisis cinemáticos teóricamente contemplan datos de fallas mayores y de meso-escala con el fin de garantizar que la cinemática de las fallas no varía con la escala, se ha demostrado que la característica fractal en los procesos de fallamiento (Nieto-Samaniego 1999 y autores allí citados) hace factible su análisis sobre la base de la aproximación de las estructuras mesocópicas subsidiarias. El estudio cinemático contempló a su vez, la posibilidad de que los planos de falla medidos estén reorientados producto de deformaciones posteriores al fallamiento (Marrett y Allmendinger 1990). En este sentido, no se detectaron en el área basculamientos regionales o rotaciones en ejes verticales que determinen una corrección al respecto. Finalmente, con el objetivo de descartar variaciones cinemáticas locales producto del movimiento de las fallas mayores, en los casos donde los afloramientos permitían un análisis detallado de las estructuras menores, se analizaron y compararon los resultados obtenidos en diferentes estaciones a lo largo de los dominios morfoestructurales ya definidos.

A continuación, se describen para los dominios morfoestructurales occidental y oriental los resultados cinemáticos obtenidos. Es importante destacar que para el dominio central no fue posible la obtención de datos cinemáticos que sean estadísticamente representativos, descartándose éstos al presente análisis. Siete estaciones de muestreo sistemático fueron establecidas, cuatro para el dominio occidental y tres para el dominio oriental.

6.3.1. DOMINIO OCCIDENTAL

La estación 1 está localizada en el extremo sur de la falla Manzano, en inmediaciones a la traza de la misma (Figura 6.8). Esta estructura corresponde a una falla inversa de primer orden con orientación N a NO. Se obtuvieron para esta estación 19 mediciones de fallas menores sobre rocas del basamento paleozoico,

ESTRUCTURACIÓN ANDINA: ANÁLISIS CINEMÁTICO

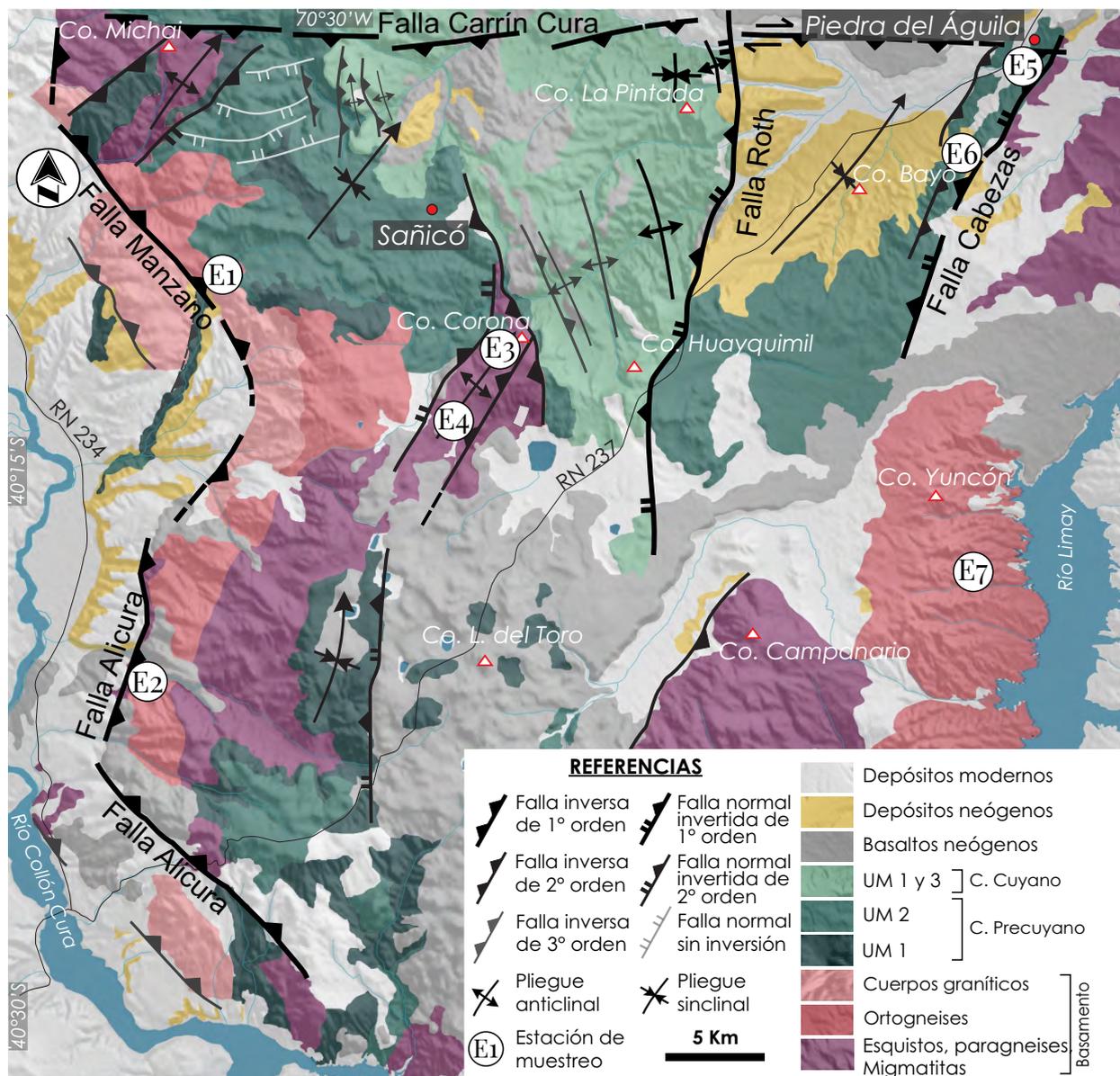


Figura 6.8. Mapa geológico del área de estudio con discriminación de todas las unidades litológicas, diferenciación de las estructuras Andinas en tres órdenes de diferente jerarquía (1°, 2° y 3° orden) y ubicación de las estaciones de muestreo en las que se estudiaron las estructuras mesoscópicas que conforman el 4° orden de jerarquía.

específicamente sobre cuerpos graníticos. De los resultados obtenidos, se reconocen estructuras menores correspondientes a fallas inversas y a fallas de rumbo (Figura 6.9). De estas estructuras se desprenden a grandes rasgos, dos modos en los ejes de acortamiento y de extensión (véase capítulo 3; Figura 6.9A). Con respecto a los planos de falla, se diferencian dos *sets* (familias) de fallas fuertemente inclinadas que exhiben movimiento de rumbo sinistral, donde uno de los *sets* presenta orientación NO con inclinación al NE, y el otro muestra una orientación ENE e inclinación al N (Figura 6.9B). Ambos presentan ejes de acortamiento subhorizontales en la dirección ENE y de extensión en sentido SSE (Figura 6.9A). Las fallas inversas por su parte presentan rumbos ENE, con fuerte inclinación al NO y ejes de acortamiento oblicuos tendientes a la horizontal con dirección NNO y ejes de extensión también oblicuos tendientes a la vertical (Figura 6.9A). A partir de las orientaciones de los ejes obtenidas, las fallas de rumbo fueron reagrupadas (véase capítulo 3), formando una población de fallas menores con el eje λ_3 horizontal en dirección N 60°, el eje λ_1 subhorizontal en dirección N 154° y el eje λ_2 con disposición subvertical (Figura 6.9A). Por otra parte, las fallas inversas muestran el eje λ_3 levemente buzante en dirección N 342° y el eje λ_1 fuertemente inclinado, mientras que el eje intermedio presenta una disposición subhorizontal (Figura 6.9A). Se reconocen entonces, dos regímenes cinemáticos bien diferenciados, uno de desplazamiento de rumbo (*strike-slip*) con una dirección de contracción SO y de extensión NO y otro contraccional con dirección de contracción NO. Pudo reconocerse a la escala de análisis, una superposición de estrías en los planos de orientación NE, donde las estrías de bajo ángulo se sobre imponen a los de alto ángulo, pudiendo definir en cierta forma, una antigüedad relativa de las estructuras.

La estación 2 se localiza en el sector central del tramo NNE de la falla Alicura (Figura 6.8). En esta estación se obtuvieron 10 mediciones de fallas menores sobre rocas de basamento migmatíticas y miloníticas. Se identificaron, en este sector, estructuras con movimiento fundamentalmente de rumbo y fallas inversas con patrones bimodales de los ejes de deformación (Figura 6.10A). Las fallas inversas presentan orientaciones que van de NNE a NO con inclinaciones moderadas a fuertes al ENE, ejes de acortamiento subhorizontales en dirección

ANÁLISIS CINEMÁTICO: DOMINIO OCCIDENTAL - ESTACIÓN 1

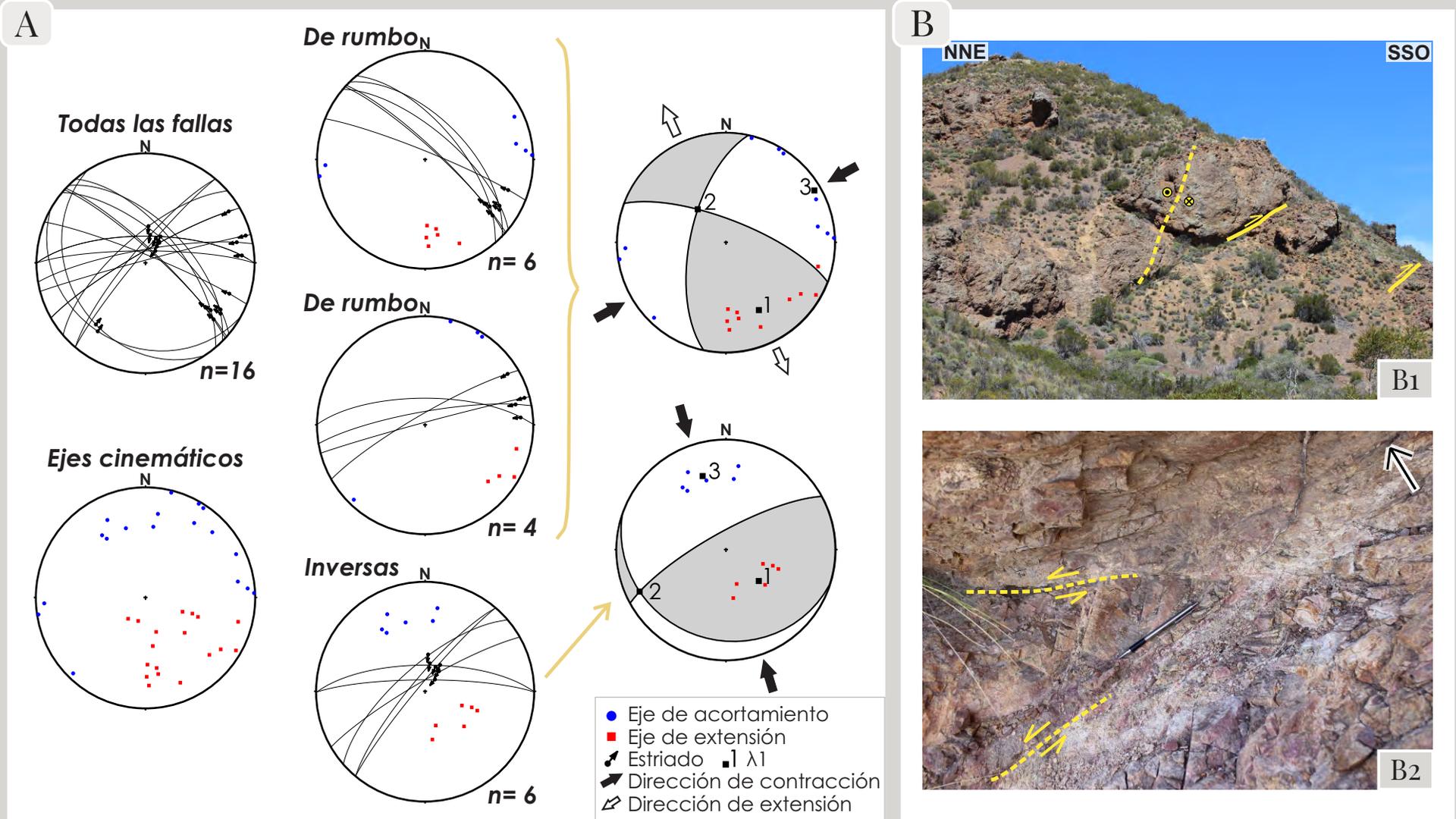


Figura 6. 9. Análisis cinemático de la Estación 1. A) Datos cinemáticos representados en proyecciones estereográficas sobre el hemisferio inferior. Primera columna: proyección de la totalidad de los planos de falla y estriados medidos; ejes de acortamiento y de extensión. Segunda columna: separación de los datos en tres sets con información de los planos de falla, estriados y ejes de acortamiento y extensión. Tercera columna: diagramas “beach-ball” con orientación de los ejes cinemáticos (λ_1 , λ_2 y λ_3) y dirección de contracción y extensión. B) Fotografías de afloramiento. Vista en perfil con diferenciación de los sets de fallas inversas y de rumbo (B1). Vista en planta de los sets de fallas de rumbo (B2).

ENE y ejes de extensión subverticales (Figuras 6.10A y 6.10B). Las fallas de rumbo son subverticales, presentan movimiento sinistral, muestran una orientación E y presentan ejes de acortamiento y de extensión subhorizontales en dirección NO y SE, respectivamente (Figuras 6.10A y 6.10B). En este caso, las fallas inversas y las de rumbo funcionan cinemáticamente bajo un mismo elipsoide de deformación y no se registraron superposición de estrías, por lo que fueron agrupadas conformando una población de fallas menores con el eje λ_3 subhorizontal en dirección N 60°, el eje λ_1 subvertical y el eje λ_2 oblicuo (Figura 6.10A). Se reconoce entonces para esta estructura, un estilo de deformación contraccional con una dirección de contracción NE.

La estación 3 y 4 se desarrollan en el sector central del dominio occidental en un alto estructural constituido por rocas gnéisicas y miloníticas del basamento paleozoico (Cerro Corona; Figura 6.8). En este sector, sobre la traza de la falla de 2° orden de orientación NE se localizaron las dos estaciones mencionadas: una septentrional (E3) y otra austral (E4). La estación 3 comprende 38 mediciones de estructuras correspondientes a fallas normales, fallas de rumbo y a corrimientos. El análisis cinemático de estas estructuras arroja ejes de acortamiento y de extensión con diversas orientaciones (Figura 6.11A). Los corrimientos exhiben rumbos ENE con inclinaciones moderadas a débiles hacia el NO y SE, ejes de extensión subverticales y ejes de acortamiento tendientes a la horizontal con dirección NNO (Figura 6.11A). Las fallas de rumbo se desarrollan con una orientación ONO, cinemática sinistral con inclinaciones hacia el NE y SO (Figura 6.11B). Éstas presentan ejes de acortamiento y de extensión subhorizontales en dirección NE y N, respectivamente (Figura 6.11A). Las fallas normales presentan una orientación ONO con inclinaciones moderadas a fuertes hacia el NE y el SO, ejes de extensión subhorizontales en dirección NO y ejes de acortamiento subverticales (Figura 6.11A). De la orientación de ejes obtenidos se desprenden tres direcciones promedio diferentes para los ejes de mínima y máxima elongación. Los corrimientos muestran un λ_1 subvertical, λ_3 subhorizontal en dirección N 150° y λ_2 también subhorizontal (Figura 6.11A). Las fallas de rumbo muestran ejes subhorizontales, donde λ_3 presenta una dirección N 252° y λ_1 N 343° (Figura 6.11A). Siguiendo los criterios descritos para el análisis y división de

ANÁLISIS CINEMÁTICO: DOMINIO OCCIDENTAL - ESTACIÓN 2

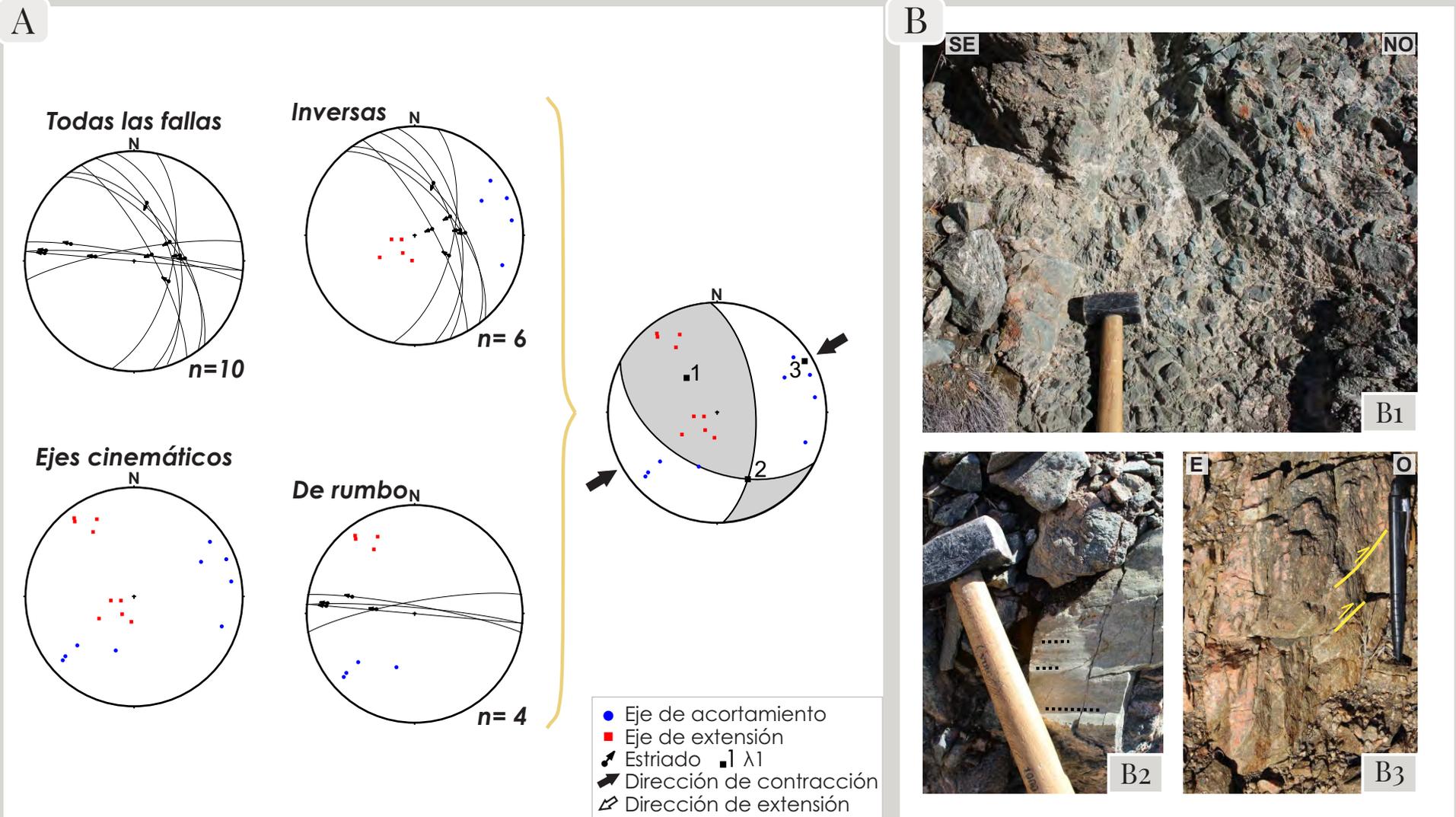


Figura 6. 10. Análisis cinemático de la Estación 2. A) Datos cinemáticos representados en proyecciones estereográficas sobre el hemisferio inferior. Primera columna: proyección de la totalidad de los planos de falla y estriados medidos; ejes de acortamiento y de extensión. Segunda columna: separación de los datos en dos sets con información de los planos de falla, estriados y ejes de acortamiento y extensión. Tercera columna: diagrama “beach-ball” con orientación de los ejes cinemáticos (λ_1 , λ_2 y λ_3) y dirección de contracción. B) Fotografías de afloramiento. Zona de daño afectando rocas de basamento metamórfico (B1). Detalle de plano de falla y estriado en rocas migmatíticas (B2). Detalle de las fallas inversas N-S desarrolladas sobre rocas miloníticas (B3).

grupos de estructuras dentro de poblaciones, para este caso se establecieron dos patrones de deformación bien diferenciados, uno contraccional con dirección de contracción NO y otro de desplazamiento de rumbo (*strike-slip*) con una dirección de contracción NE y de extensión NO. Las fallas normales no muestran un modelo cinemático compatible con los elipsoides de deformación finita determinados para los patrones de deformación contraccional y de *strike-slip*. De esta forma, las fallas normales registradas son interpretadas como resultado de la estructuración pre-andina y no serán tenidas en cuenta en el presente análisis.

La estación 4 incluye 24 datos de estructuras correspondientes a fallas de rumbo y a fallas inversas con patrones bimodales de los ejes de acortamiento y extensión (Figura 6.12A). Se diferencian dos *sets* de fallas de alto ángulo que presentan evidencias de desplazamiento de rumbo. Uno de los *sets* muestra orientación NE con cinemática sinistral e inclinaciones al NO y SE y el otro una orientación NO con inclinaciones al NE y SO y una cinemática dextral (Figura 6.12B), correspondiéndose con *sets* conjugados. Ambos presentan ejes de acortamiento subhorizontales en la dirección NNE y ejes de extensión en sentido ONO (Figura 6.12A). Las fallas inversas presentan orientaciones NNE, inclinaciones moderadas a fuertes hacia el NO y SE, ejes de extensión subverticales y ejes de acortamiento subhorizontales en dirección NO (Figura 6.12A). A partir de las orientaciones de los ejes obtenidas, las fallas de rumbo fueron reagrupadas, formando una población de fallas menores con el eje λ_3 horizontal en dirección N 12°, el eje λ_1 horizontal en dirección N 102° y el eje intermedio (λ_2) con disposición subvertical (Figura 6.12A). Por otra parte, las fallas inversas muestran ejes de acortamiento y extensión similares a los descriptos para las fallas inversas de la estación septentrional, siendo el eje λ_3 horizontal en dirección N 134° y los ejes λ_1 y λ_2 oblicuos tendientes a la vertical en el primer caso y a la horizontal en el segundo (Figura 6.12A). Se identifican, por lo tanto, dos regímenes de deformación, uno correspondiente a *strike-slip* con una dirección de contracción NNE y de extensión ONO y otro contraccional con dirección de contracción NO. No es posible observar a la escala de muestreo, relaciones de corte entre las estructuras previamente descriptas.

ANÁLISIS CINEMÁTICO: DOMINIO OCCIDENTAL - ESTACIÓN 3

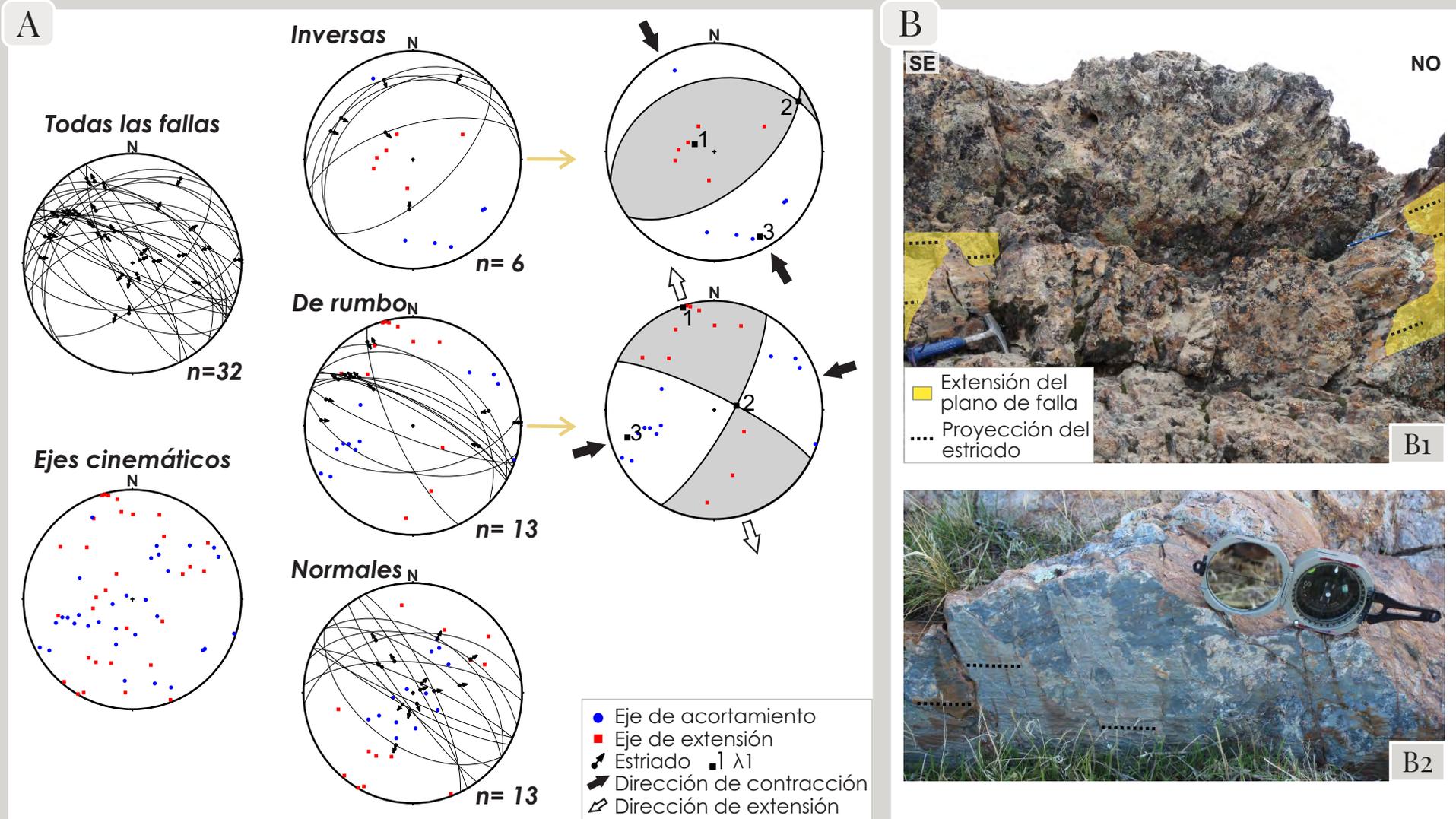


Figura 6. 11. Análisis cinemático de la Estación 3. A) Datos cinemáticos representados en proyecciones estereográficas sobre el hemisferio inferior. Primera columna: proyección de la totalidad de los planos de falla y estriados medidos; ejes de acortamiento y de extensión. Segunda columna: separación de los datos en tres *sets* con información de los planos de falla, estriados y ejes de acortamiento y extensión. Tercera columna: diagramas “beach-ball” con orientación de los ejes cinemáticos (λ_1 , λ_2 y λ_3) y dirección de contracción y extensión. B) Fotografías de afloramiento. Vista vertical con diferenciación de los *sets* de fallas inversas y de rumbo (B1). Detalle de un plano de falla y estriado (B2).

Síntesis del análisis cinemático del dominio occidental

Se reconocen para este dominio y en una única estación, fallas normales de orientación ONO que son interpretadas como resultado de la estructuración pre-andina. Las estructuras andinas identificadas en el dominio occidental corresponden a fallas inversas de orientación principal NE con menor desarrollo en dirección NNO y fallas de rumbo con orientaciones generales NO y en menor medida NE y cinemática mayoritariamente sinetral. Los resultados cinemáticos desarrollados sobre estas estructuras muestran dos regímenes de deformación, uno contraccional y otro de *strike-slip*. La deformación de tipo contraccional muestra dos direcciones de máximo acortamiento no coaxiales, una NO y otra NE, mientras que la de *strike-slip* presenta direcciones de contracción generales NE y de extensión NO. A la escala de trabajo no se encuentran relaciones de corte bien definidas entre los regímenes contraccionales registrados. No obstante, la asociación de regímenes contraccional y *strike-slip* de forma coaxial (p. ej. E2) y las relaciones de corte entre las estructuras correspondientes al régimen contraccional y de *strike-slip* en la estación 1 sugieren el siguiente ordenamiento cronológico relativo para los regímenes de deformación: 1° deformación contraccional con eje de máximo acortamiento en dirección NO y 2° régimen de deformación mixto contraccional-*strike-slip* con eje de máximo acortamiento en dirección general NE.

6.3.2. DOMINIO ORIENTAL

El sector noreste del dominio oriental está representado cinemáticamente por dos estaciones localizadas en cercanía a la traza de la falla inversa de segundo orden (*retrocorrimiento*) ubicada en el techo de la falla Cabezas (Figura 6.8). La estación septentrional (5) comprende 45 mediciones de estructuras a meso-escala correspondientes a fallas inversas y fallas de rumbo que afectan a unidades del Ciclo Precuyano (Figuras 5.13A y B). De estas estructuras se desprenden a grandes rasgos, dos modas en los ejes de acortamiento y extensión (Figura 5.13A). Las fallas inversas presentan rumbos NE con inclinaciones moderadas al NO, ejes de extensión subverticales y ejes de acortamiento subhorizontales en dirección NO (Figura 5.13A). Las fallas de rumbo por su parte se dividen en tres *sets* de acuerdo

ANÁLISIS CINEMÁTICO: DOMINIO OCCIDENTAL - ESTACIÓN 4

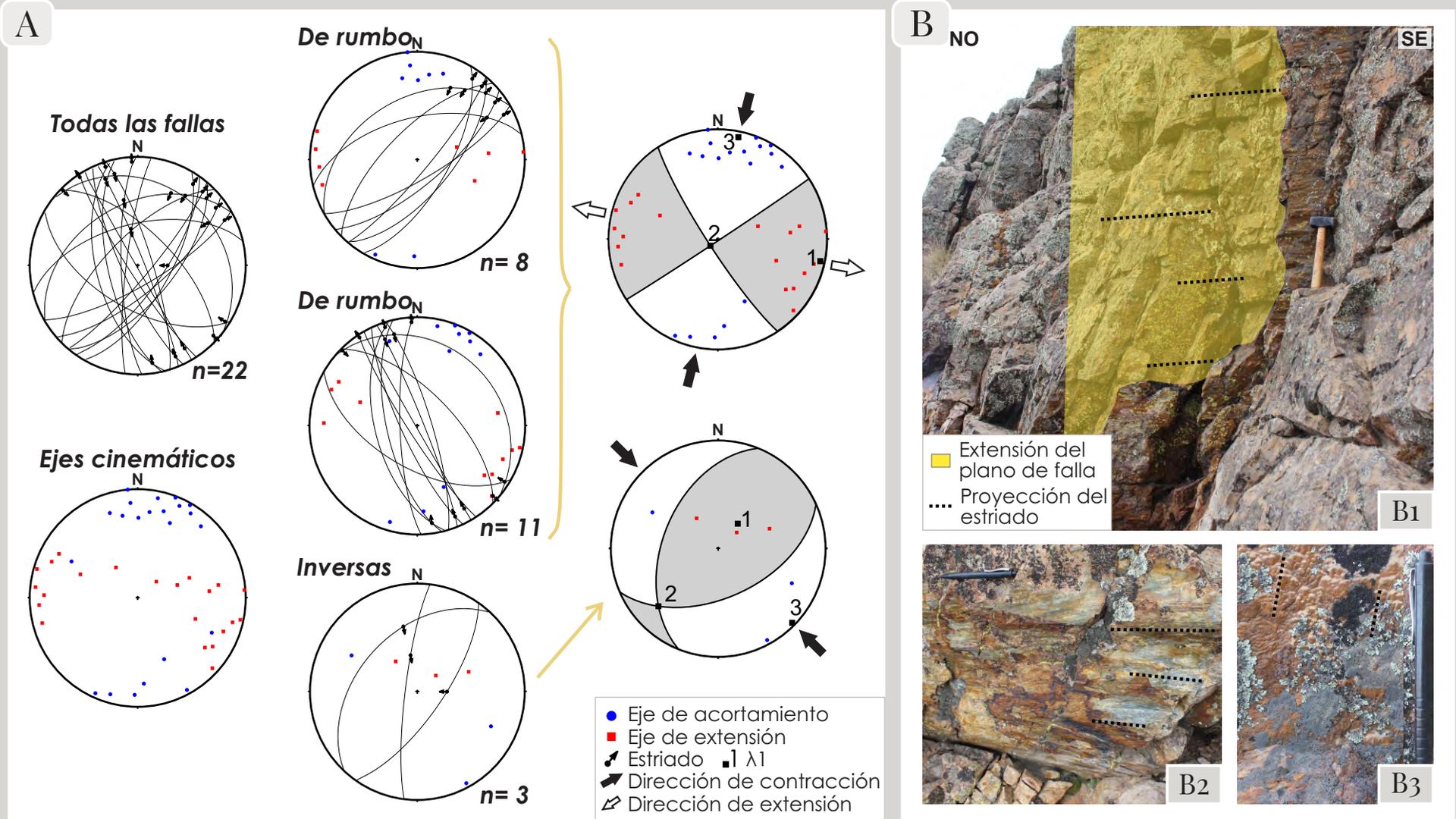


Figura 6. 12. Análisis cinemático de la Estación 4. A) Datos cinemáticos representados en proyecciones estereográficas sobre el hemisferio inferior. Primera columna: proyección de la totalidad de los planos de falla y estriados medidos; ejes de acortamiento y de extensión. Segunda columna: separación de los datos en tres sets con información de los planos de falla, estriados y ejes de acortamiento y extensión. Tercera columna: diagramas “beach-ball” con orientación de los ejes cinemáticos (λ_1 , λ_2 y λ_3) y dirección de contracción y extensión. B) Fotografías de afloramiento. Vista en perfil de un plano de falla de rumbo con orientación NO (B1). Detalle de un plano de falla y estriado en rocas gnéissicas (B2). Detalle del crecimiento de fibras minerales (B3).

a su orientación y cinemática. Uno de los *sets* exhibe una orientación NO con inclinaciones moderadas al SO, cinemática dextral, ejes de acortamiento levemente inclinados en dirección NNE y ejes de extensión oblicuos, tendientes a la horizontal en dirección ESE (Figura 5.13A). Otro de los *sets* presenta una orientación NO con moderada inclinación al NE y cinemática sinistral, mientras que el tercero muestra un rumbo NE moderado a fuertemente inclinado al NO y SE y una cinemática dextral (Figura 5.13A). Estos dos últimos *sets* presentan ejes de acortamiento subhorizontales en dirección E y ejes de extensión levemente inclinados al sur. A partir de las orientaciones de los ejes obtenidos, se diferencian dos poblaciones de fallas. Las fallas inversas fueron reagrupadas en este caso, con el *set* de fallas de rumbo con inclinación al SO debido a que ambas funcionan cinemáticamente bajo un mismo elipsoide de deformación y no se registraron superposición de estrías entre ambos *sets*. Estas estructuras muestran un eje λ_3 levemente buzante en dirección N 346° y un eje λ_1 oblicuo, mientras que el eje intermedio presenta una disposición subhorizontal (Figura 5.13A). Las fallas de rumbo fueron reagrupadas, formando una población de fallas menores que exhiben un eje λ_3 subhorizontal en dirección N 274° y ejes λ_2 y λ_1 oblicuos tendientes a la vertical en el primer caso y a la horizontal en dirección N 178°, en el segundo (Figura 5.13A). Se reconocen entonces, dos regímenes de deformación bien diferenciados, uno contraccional con dirección de contracción NNO y otro de *strike-slip* con dirección de contracción O y de extensión N. Se reconoció para esta estación, una superposición de estrías en los planos de orientación NE, donde los estrías de bajo ángulo se sobre imponen a los de alto ángulo, pudiendo definir en cierta forma, una antigüedad relativa de las estructuras.

La estación 6 se localiza en la región más austral de la estructura definida como retrocorrimiento (*back thrust*) (Figura 6.8). Esta estación comprende el registro de 29 datos de estructuras que afectan, al igual que en la estación 5, a unidades del Ciclo Precuyano. Las estructuras corresponden a fallas inversas y fallas con movimiento principal de rumbo de las que se desprenden ejes de acortamiento y de extensión con diversas orientaciones (Figura 5.14A). Las fallas inversas presentan orientaciones NNO-SSE con inclinaciones moderadas a débiles al O, ejes de acortamiento subhorizontales en dirección E y ejes de

ANÁLISIS CINEMÁTICO: DOMINIO ORIENTAL - ESTACIÓN 5

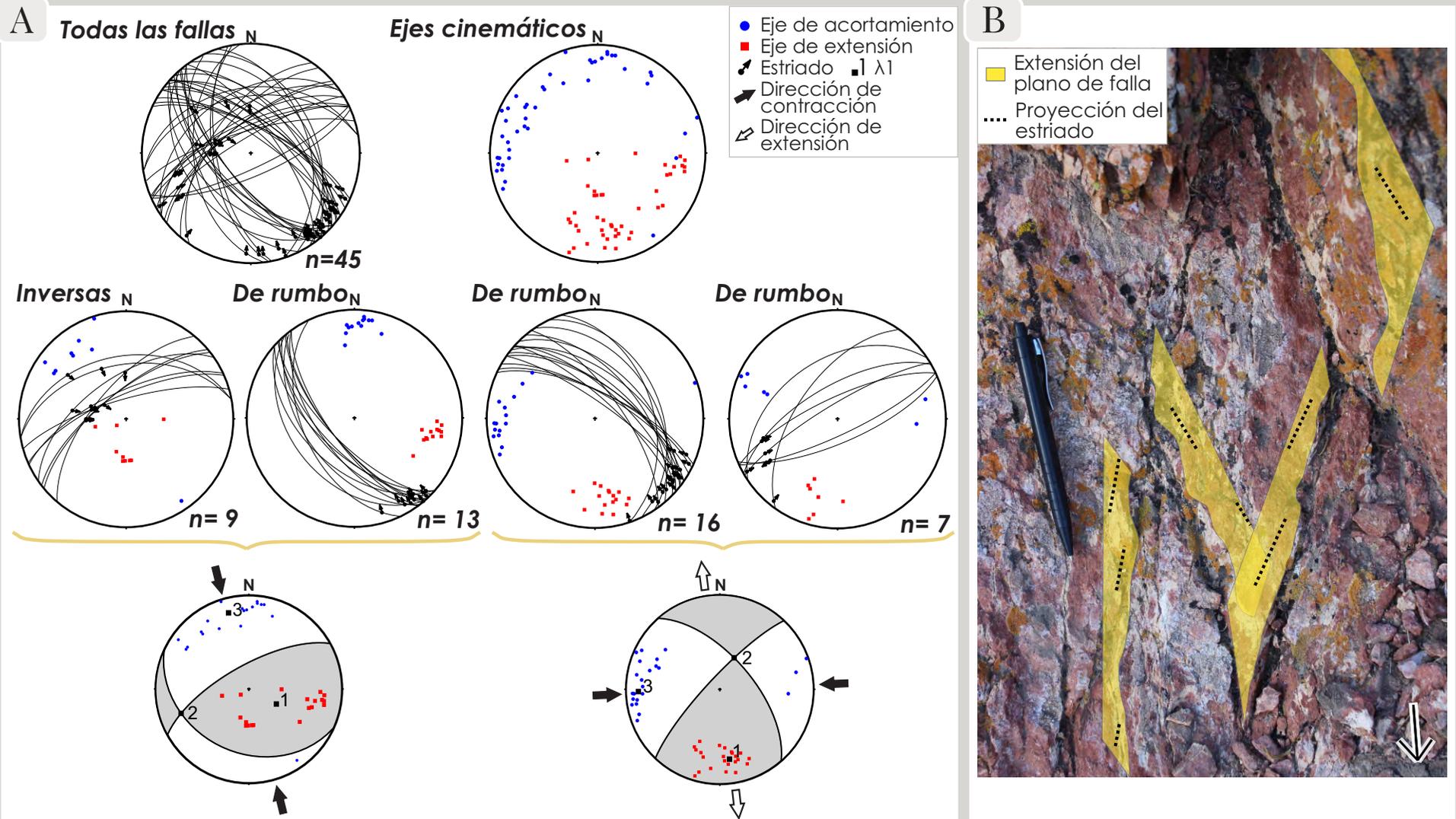


Figura 6. 13. Análisis cinemático de la Estación 5. A) Datos cinemáticos representados en proyecciones estereográficas sobre el hemisferio inferior. Primera fila: proyección de la totalidad de los planos de falla y estriados medidos; ejes de acortamiento y de extensión. Segunda fila: separación de los datos en cuatro sets con información de los planos de falla, estriados y ejes de acortamiento y extensión. Tercera fila: diagramas “beach-ball” con orientación de los ejes cinemáticos (λ_1 , λ_2 y λ_3) y dirección de contracción y extensión. B) Fotografía de afloramiento donde se reconocen los sets de fallas de rumbo conjugados.

extensión subverticales (Figuras 5.14A y 5.14B). Las fallas de rumbo se pueden agrupar en dos *sets* de fallas con movimiento principal de rumbo y cinemática dextral. Un *set* presenta, rumbo NE con fuertes inclinaciones al NO y SE y ejes de acortamiento y de extensión levemente inclinados al O y S, respectivamente (Figura 5.14A), mientras que el otro *set* muestra orientaciones que van de E a NO con inclinaciones moderadas a fuertes al N y S y ejes de acortamiento y de extensión levemente inclinados al NO y SO, respectivamente (Figura 5.14A). En este caso, las fallas inversas y las de rumbo con orientación NE-SO fueron agrupadas conformando una población de fallas menores con ejes λ_3 y λ_1 subhorizontales en dirección N 273° y N 179°, respectivamente y el eje λ_2 subvertical (Figura 5.14A). La familia restante exhibe también ejes λ_3 y λ_1 subhorizontales pero en dirección N 323° y N 227°, respectivamente y eje λ_2 subvertical (Figura 5.14A). Se reconoce entonces, un estilo de deformación tipo *strike-slip* con dos disposiciones diferenciadas, una con dirección de contracción E y de extensión N, al igual que para la estación 5 y otra con dirección NO y NE, respectivamente.

La estación 7 se posiciona en sector central del dominio oriental (Figura 6.8). La misma se ubica en el bloque techo de la falla inversa de segundo orden descrita para esta región y está representada por estructuras de meso-escala oblicuas con componente de desplazamiento principal de tipo inverso que definen un patrón bimodal de los ejes de acortamiento (Figura 6.15A). Se diferencian tres *sets* de fallas oblicuas con cinemática principal inversa de moderada inclinación. Uno de los *sets* presenta una orientación ENE con inclinación al N, desplazamiento combinado de inclinación y de rumbo sinistral, ejes de acortamiento en dirección NNE y ejes de extensión oblicuos (Figura 6.15A). Otro de los *sets* presenta rumbos N con inclinación al E y muestra un desplazamiento combinado de inclinación y de rumbo dextral con ejes de acortamiento NE y ejes de extensión subverticales (Figura 6.15A). Finalmente, el *set* restante presenta una disposición E con inclinación al S, desplazamiento combinado al igual que el *set* anterior, ejes de acortamiento en dirección NO y ejes de extensión subverticales (Figura 6.15A). De las orientaciones de los ejes obtenidas, las fallas con disposición ENE y N fueron reagrupadas, formando una población de fallas

ANÁLISIS CINEMÁTICO: DOMINIO ORIENTAL - ESTACIÓN 6

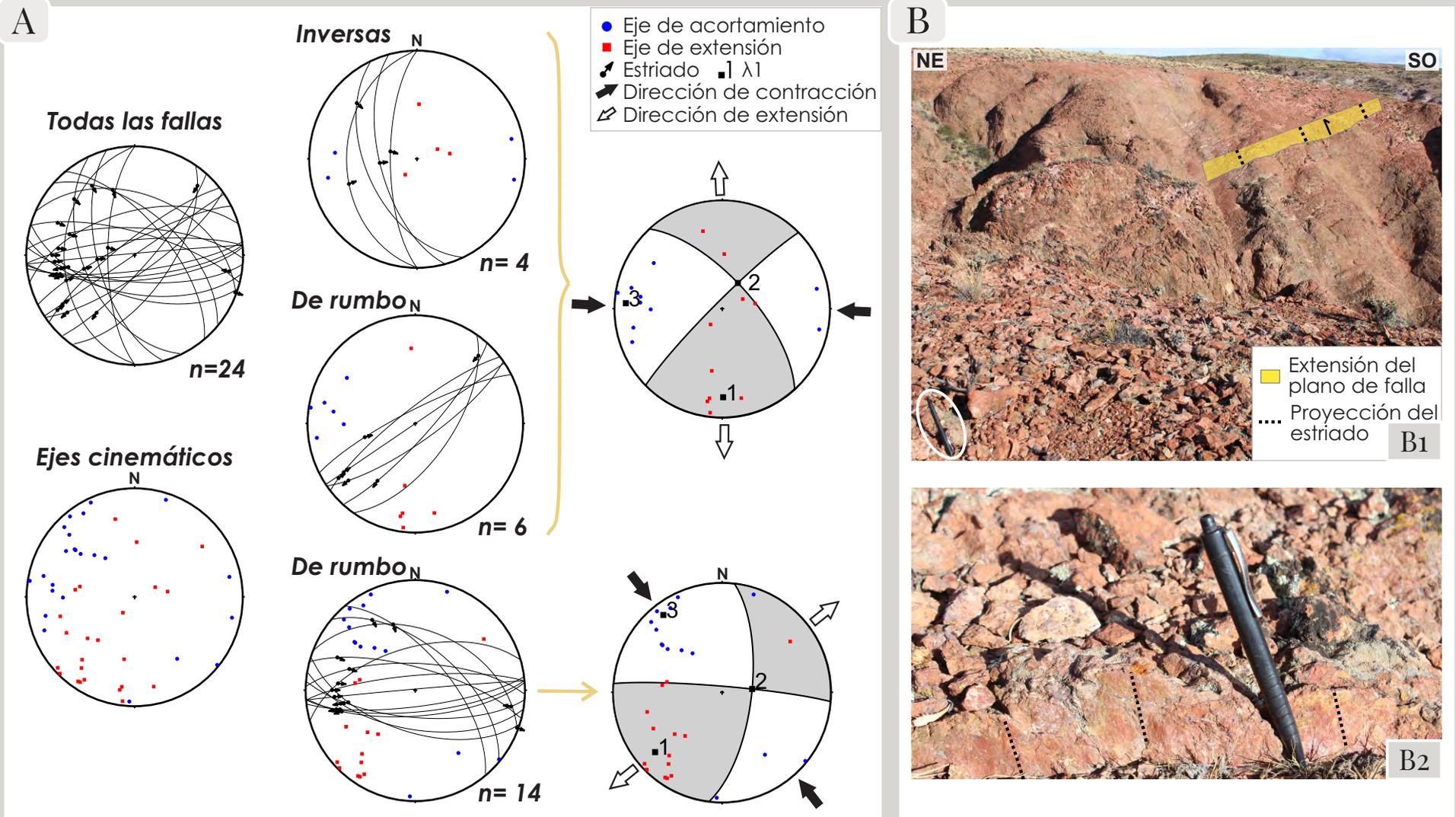


Figura 6. 14. Análisis cinemático de la Estación 6. A) Datos cinemáticos representados en proyecciones estereográficas sobre el hemisferio inferior. Primera columna: proyección de la totalidad de los planos de falla y estriados medidos; ejes de acortamiento y de extensión. Segunda columna: separación de los datos en tres *sets* con información de los planos de falla, estriados y ejes de acortamiento y extensión. Tercera columna: diagramas “beach-ball” con orientación de los ejes cinemáticos (λ_1 , λ_2 y λ_3) y dirección de contracción y extensión. B) Fotografías de afloramiento. Vista regional del *set* de fallas inversas (B1). Detalle de un plano de falla inversa con desarrollo de un estriado poco marcado en unidades del Ciclo Precuyano (B2).

menores con el eje λ_3 horizontal en dirección N 224°, el eje λ_1 vertical y el eje intermedio (λ_2) con disposición horizontal (Figura 6.15A). Las fallas inversas correspondientes al set restante muestran por su parte, un eje λ_3 horizontal en dirección N 324° y ejes λ_1 y λ_2 oblicuos tendientes a la vertical en el primer caso y a la horizontal en el segundo (Figura 6.15A). Se identifica, por lo tanto, una deformación de tipo contraccional con diferentes orientaciones, una con dirección de contracción NE y otra NO.

Síntesis del análisis cinemático del dominio oriental

Las estructuras andinas del dominio oriental pertenecen a fallas inversas con orientaciones E, NE a N y en menor medida NNO y fallas de rumbo con orientaciones NO y NE y cinemática fundamentalmente dextral. De los estudios cinemáticos se desprenden regímenes de deformación contraccional y de *strike-slip*. Los primeros muestran dos direcciones de contracción, NO y NE, mientras que los de *strike-slip* presentan por un lado direcciones de contracción O y de extensión N y por otro, con menor desarrollo, direcciones de contracción NO y de extensión NE. Al igual que en el dominio occidental, se obtuvieron en cada estación, resultados que evidencian direcciones de contracción aproximadamente ortogonales y no pudieron identificarse relaciones de corte bien definidas. Sin embargo, la asociación de regímenes contraccional y *strike-slip* de forma coaxial (para ambas orientaciones de contracción, NO y NE) observadas en las estaciones 5 y 6, sumado a las relaciones de corte reconocidas en la estación 5 entre las estructuras correspondientes al régimen contraccional NO y de *strike-slip* con λ_3 E, sugieren el siguiente ordenamiento cronológico relativo para los regímenes de deformación: 1° un régimen de deformación fundamentalmente contraccional (con evidencias de *strike-slip* de forma subordinada) con eje de máximo acortamiento en dirección NO y 2° un régimen de deformación mixto contraccional-*strike-slip* con eje de máximo acortamiento en dirección general OSO.

ANÁLISIS CINEMÁTICO: DOMINIO ORIENTAL - ESTACIÓN 7

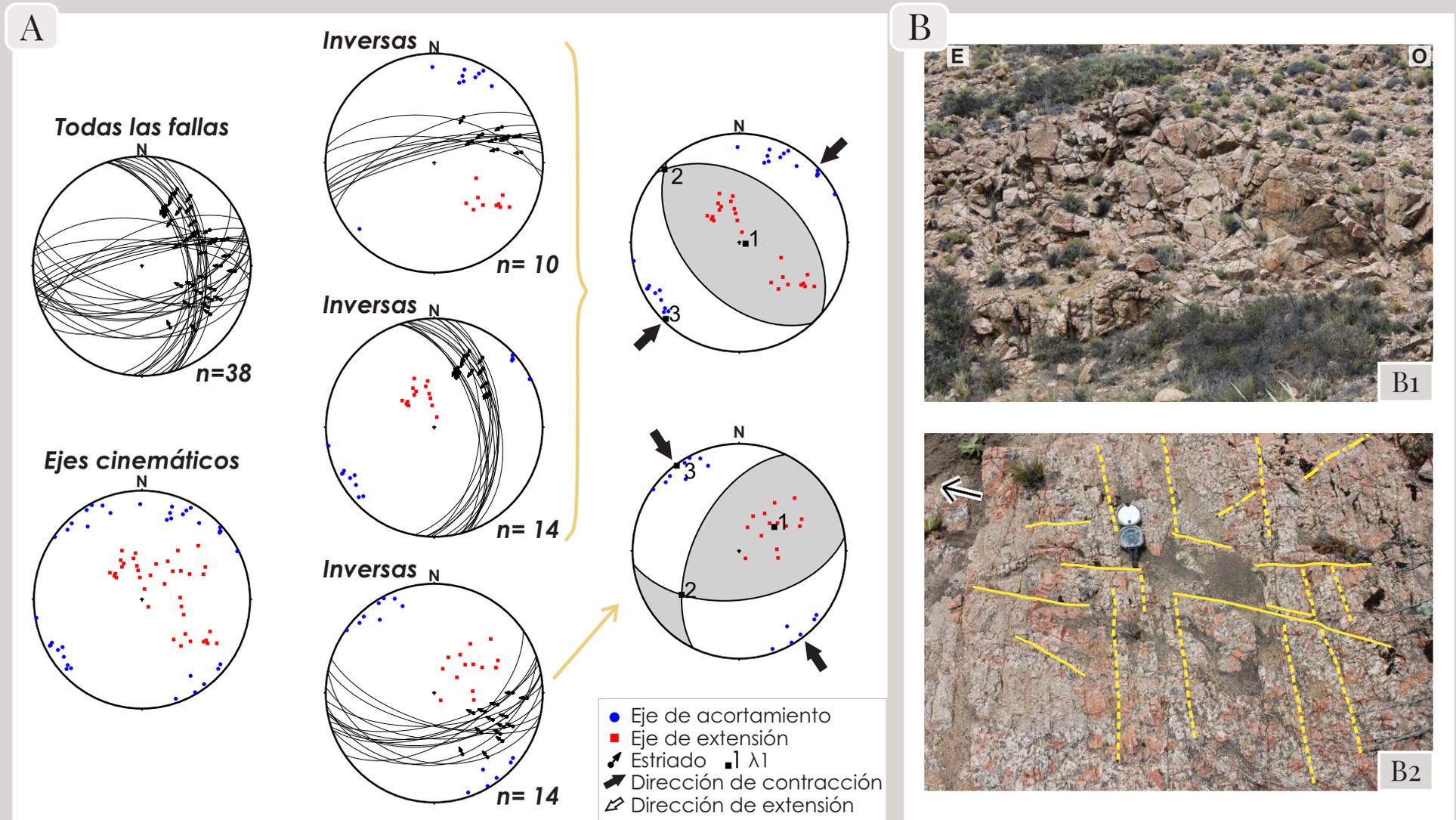


Figura 6.15. Análisis cinemático de la Estación 7. A) Datos cinemáticos representados en proyecciones estereográficas sobre el hemisferio inferior. Primera columna: proyección de la totalidad de los planos de falla y estriados medidos; ejes de acortamiento y de extensión. Segunda columna: separación de los datos en tres sets con información de los planos de falla, estriados y ejes de acortamiento y extensión. Tercera columna: diagramas “beach-ball” con orientación de los ejes cinemáticos (λ_1 , λ_2 y λ_3) y dirección de contracción y extensión. B) Fotografías de afloramiento. Vista regional del afloramiento de rocas graníticas fracturadas (B1). Vista en planta con diferenciación de los tres sets de fallas oblicuas: N-S (línea continua), ENE (línea discontinua de rayas; B2).

6.3.3. INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS CINEMÁTICOS

Se reconocen a lo largo de toda el área fallas inversas de cuarto orden con orientaciones principales NE (con desviaciones al E y N), con menor desarrollo en direcciones NNO y fallas de rumbo con orientaciones NO y NE con cinemática sinistral y dextral. De los análisis cinemáticos desarrollados sobre las estructuras andinas, se dependen en su totalidad direcciones de acortamiento subhorizontales con inclinaciones promedio de 8°. Se reconoce a su vez, que las direcciones principales de acortamiento presentan una dispersión sustancial en el rumbo entre direcciones N 190°–N 252°, N 314°–N 324°, y N 273°. En función de la frecuencia de las estructuras analizadas y el registro de regímenes de deformación obtenidos para cada estación, se establece, en orden de relevancia, que el rango de orientación NE para las direcciones principales de acortamiento presenta deformación mixta de tipo contraccional y *strike-slip*, el rango de orientación NO muestra una deformación principal de tipo contraccional y minoritariamente de *strike-slip*, mientras que para la orientación E es predominantemente de *strike-slip*.

A partir de la integración de evidencias de superposición de estructuras y de las relaciones establecidas entre los diferentes *sets*, se propone una cronología relativa para los regímenes de deformación predominantes de la región y de las estructuras de cuarto orden asociadas. Este ordenamiento temporal constituye una primera aproximación que deberá validarse con los resultados obtenidos en otros análisis estructurales (véase Capítulo 7). En primer lugar, se define un régimen de deformación fundamentalmente contraccional con eje de máximo acortamiento en dirección NO vinculado a la presencia de fallas inversas NE y fallas oblicuas E con cinemática inversa (principal) y dextral. En segundo lugar, se establece un régimen de deformación mixto contraccional y de *strike-slip* con eje de máximo acortamiento en direcciones variables de O a SSO vinculado al desarrollo de fallas inversas NNO, fallas de rumbo E a NO con cinemática sinistral y fallas oblicuas N con cinemática inversa (principal) y dextral.



INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS
Y
DISCUSIÓN



CAPÍTULO 7 –INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El Macizo de Sañicó constituye un bloque cortical elevado, desarrollado por la interacción de estructuras andinas de orientación y características variadas que le confieren a este sector una configuración morfoestructural heterogénea. Vinculado a las complejidades estructurales que presenta, el estudio del mismo involucró el desarrollo de análisis morfoestructurales, geométricos y cinemáticos a diferentes escalas de observación. Con el objetivo de generar un modelo estructural de este sector del antepaís norpatagónico, se presenta a continuación una síntesis, integración e interpretación de los resultados obtenidos, comenzando por una caracterización morfoestructural y geométrica de las estructuras andinas reconocidas, que serán validadas a partir de los análisis cinemáticos y finalmente puestas en discusión con los antecedentes regionales existentes.

El Macizo de Sañicó muestra fallas de diferentes jerarquías que presentan variaciones en el rumbo, en las unidades involucradas en la deformación, en la orientación y características del plegamiento asociado y en el relieve topográfico generado. Las fallas de primer orden configuran al área de estudio y limitan las cuencas neógenas de Collón Cura hacia el oeste, de Picún Leufú al este y a la cuenca de Piedra del Águila hacia el interior del macizo, mientras que las fallas de segundo y tercer orden ejercen controles locales, generando altos estructurales de diferente expresión (Figura 7.1). El borde occidental del macizo está definido por fallas inversas retrovergentes de primer orden (fallas Manzano y Alicura) con orientaciones NO a N que involucran y exponen al basamento paleozoico y a unidades iniciales del relleno extensional y definen las mayores elevaciones del área de estudio (Figura 7.1). El modelo cinemático, de tipo *forward modelling*, desarrollado en dirección OSO, de forma paralela al transporte tectónico, contempla valores de inclinación elevados para estas estructuras, vinculados a la presencia de debilidades corticales (véase apartado 7.2) y valores de desplazamiento neto de 450 m, consistentes con los resaltos topográficos asociados (entre 300 y 400 m) y con los niveles estructurales involucrados. El borde oriental es definido por una falla normal invertida

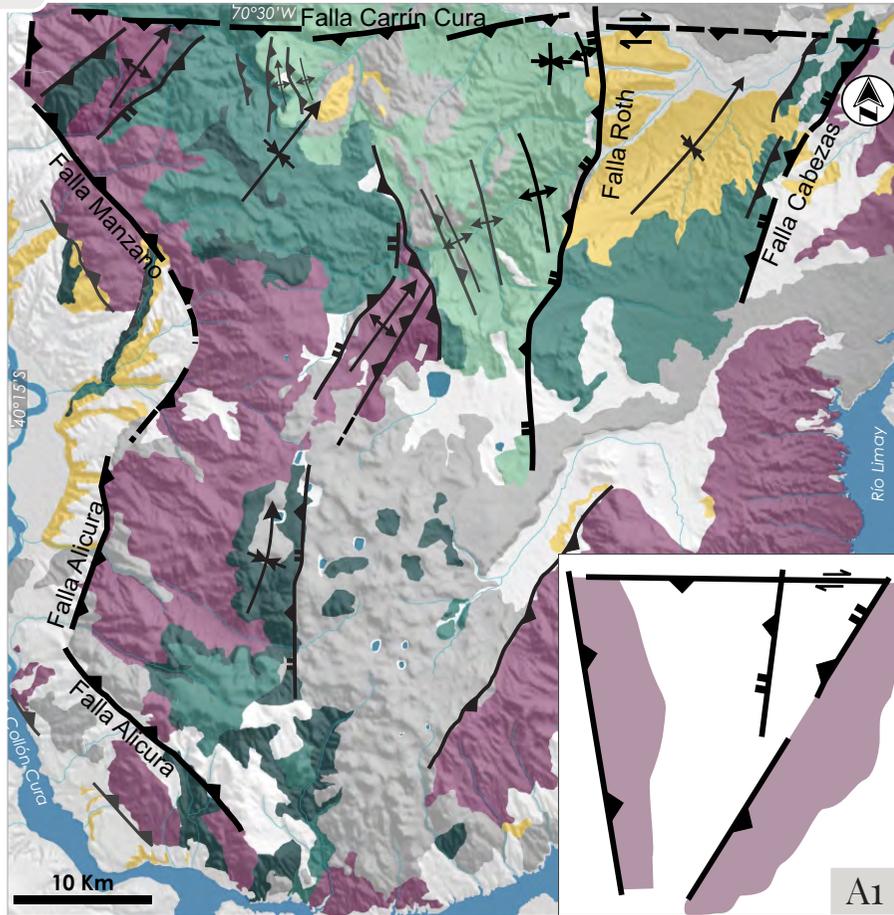
tectónicamente de orientación NE (falla Cabezas) que expone las unidades basales del relleno extensional, y define los altos estructurales con menor elevación del área de estudio (Figura 7.1). Hacia el interior del macizo configura un sinclinal regional de orientación NE. El modelado cinemático de esta estructura se realizó en dirección NO, perpendicular al rumbo de las estructuras, demostrándose que esta estructura es viable a generarse bajo un estilo contraccional con una dirección de transporte tectónico oblicua a la determinada para el borde occidental del macizo. La estructura modelada en dirección NO muestra desplazamientos de 500 m para la falla Cabezas, a los que se agregan 400 m para el retrocorrimiento asociado, sin embargo, el resalto topográfico vinculado a este alto estructural no supera los 150 m y presenta una superficie relativamente plana (superficie remanente rejuvenecida). Ambas fallas de borde (fallas Cabeza y Manzano) son representadas en el modelo por elevadas velocidades de propagación.

El Macizo de Sañicó es limitado hacia el norte (Figura 7.1), por una falla de orientación E y cinemática inversa y dextral (falla Carrín Cura) que eleva en su bloque techo diferentes unidades (Figura 7.1). Hacia el interior del macizo, en los dominios occidental y oriental se desarrollan estructuras de segundo orden correspondientes a fallas normales invertidas, fallas de atajo (*shortcut*) y retrocorrimientos (*back thrust*) de orientación NE que involucran al basamento paleozoico y a las unidades basales de los depósitos extensionales (Figura 7.1). Estas fallas presentan asociados pliegues regionales, abiertos, en dirección NE y juntos definen altos estructurales relativamente simétricos con elevaciones moderadas que no constituyen grandes resaltos topográficos a pesar exponer a las unidades basales de los depocentros.

La región central del macizo (Figura 7.1) se encuentra estructurada por una falla normal invertida de primer orden (falla Roth) con orientación N que define un plegamiento regional NNO y fallas inversas principalmente retrovergentes con direcciones NNO correspondientes a estructuras de segundo y tercer orden que conforman pliegues fuertemente asimétricos con orientaciones NNO (Figura 7.1). Estas estructuras afectan unidades superiores del relleno extensional con escaso desarrollo de resaltos topográficos. El modelo

CONFIGURACIÓN ANDINA: CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS

A

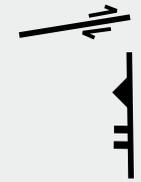


ORIENTACIONES DE LAS ESTRUCTURAS

Dominio occidental

Dominio central

Dominio oriental



REFERENCIAS

- Despl. de rumbo 1° orden
- Falla inversa de 1° orden
- Falla normal invertida de 1° orden
- Falla inversa de 2° orden
- Falla normal invertida de 2° orden
- Falla inversa de 3° orden
- Falla normal sin inversión
- Pliegue anticlinal
- Pliegue sinclinal
- Dp modernos
- Dp neógenos
- Basaltos Ng.
- C. Cuyano
- C. Precuyano
- Basamento

A2

A1

Figura 7.1. Configuración Andina del Macizo de Sañicó. A) Mapa geológico donde se observan las estructuras Andinas diferenciadas en los tres primeros ordenes de jerarquía. En el extremo inferior derecho se presenta un esquema donde se reconoce una geometría triangular desarrollada por las fallas de 1° orden que configuran los altos más importantes de basamento (A1). En el cuadro de la derecha se representan el tipo, orientación y jerarquía de fallas reconocidas para cada dominio (A2).

cinemático realizado en la dirección E contempla valores de inclinación bajos para las fallas inversas, bajas velocidades de propagación y valores de desplazamiento del orden de los 150 m consistentes con los resaltos topográficos asociados (entre 100 y 150 m) y los niveles estructurales involucrados en la deformación. Para este caso, la estructura analizada por *forward modelling* valida con una orientación de contracción E, que corresponde a la dirección de transporte tectónico identificada para el borde occidental, destacándose una correlación entre el desplazamiento neto modelado, el nivel estructural expuesto y el relieve asociado.

Los resultados obtenidos a esta escala de análisis permiten establecer una correlación entre las fallas de primer orden, que delimitaron y configuraron al macizo como una unidad morfoestructural elevada y las fallas de segundo y tercer orden que ejercen una deformación local. Los tres órdenes de magnitud de estructuras reconocidos presentan una distribución heterogénea entre los dominios morfoestructurales (Figura 7.1). El dominio occidental se encuentra representado por todas las direcciones registradas, mientras que en el dominio central se reconocen estructuras con orientaciones NO y N. Situación diferente se observa en el dominio oriental, donde sólo se observan fallas con dirección NE (Figura 7.1). Con respecto a las fallas de orientación NE, se reconoce en los resultados obtenidos, que estas estructuras generan en todos los casos, altos estructurales con elevaciones reducidas y superficies relativamente planas, pese a que las mismas involucran una importante inversión de depocentros extensionales con miles de metros de espesor y el desarrollo de fallas de atajo que exponen al basamento paleozoico. El dominio de fallas con orientación E es únicamente reconocido en el primer orden de magnitud, conformando el límite norte del macizo. Es importante destacar que las fallas que constituyen este límite se muestran en el dominio oriental, central y occidental del macizo, evidenciando que, a una escala regional, este dominio puede responder a un control de magnitud mayor a las estructuras supracorticales analizadas (Figura 7.1).

El análisis cinemático de meso-escala por su parte, permitió la identificación de patrones de deformación heterogéneos conformados por fallas

menores con rumbos y cinemáticas variables que interaccionan bajo diferentes regímenes de deformación (Figura 7.2). Las estructuras reconocidas a esta escala incluyen: fallas inversas con orientación principal NE y menor desarrollo en direcciones NNO, fallas de rumbo con orientaciones NO y ENE con cinemática sinistral y dextral, respectivamente y fallas oblicuas con orientaciones E y N con cinemática predominantemente inversa (Figura 7.2). A partir de la integración de evidencias de superposición de estructuras de meso-escala y de las relaciones establecidas entre los diferentes *sets* de fallas, se propuso una cronología relativa para los regímenes de deformación predominantes de la región. En primer lugar, se define un régimen de deformación fundamentalmente contraccional con eje de máximo acortamiento en dirección NO y leve variación en el rumbo (dispersión 30°), al que se asocian fallas inversas con un rumbo predominantemente NE y fallas de rumbo de direcciones E con cinemática dextral (Figura 7.2). En segundo lugar, se define un régimen de deformación mixto contraccional- transcurrente con eje de máximo acortamiento en direcciones variables de O a SSO, en el que las fallas vinculadas a cada régimen en particular funcionan bajo una dirección de contracción general OSO. Asociadas a este régimen mixto, se reconocen fallas inversas con orientación NNO, fallas oblicuas de dirección N y cinemática inversa-dextral y fallas de rumbo con orientaciones E a NO que exhiben una cinemática sinistral. Como se mencionó previamente, se observa una dispersión en el rumbo de los ejes de máximo acortamiento de 70°, con mayor concentración de los mismos en la dirección SO (Figura 7.2).

De los resultados obtenidos del análisis geométrico, morfoestructural y cinemático se pueden establecer diferentes relaciones. Las orientaciones y cinemática de las fallas mayores (de primer a tercer orden) se corresponden en gran medida con aquellas obtenidas para las fallas menores (cuarto orden). Esto permite definir una relación fractal en la estructuración del Macizo de Sañicó para la deformación andina (Figuras 7.1 y 7.2), y proporcionar de esta forma, una alta confianza a los datos de fallas de cuarto orden utilizados para análisis cinemático (Marret y Allmendinger 1990, Nieto-Samaniego 1999). Por otra parte, el reconocimiento de dos eventos de deformación superpuestos obtenidos

CONFIGURACIÓN CINEMÁTICA DE LA DEFORMACIÓN ANDINA

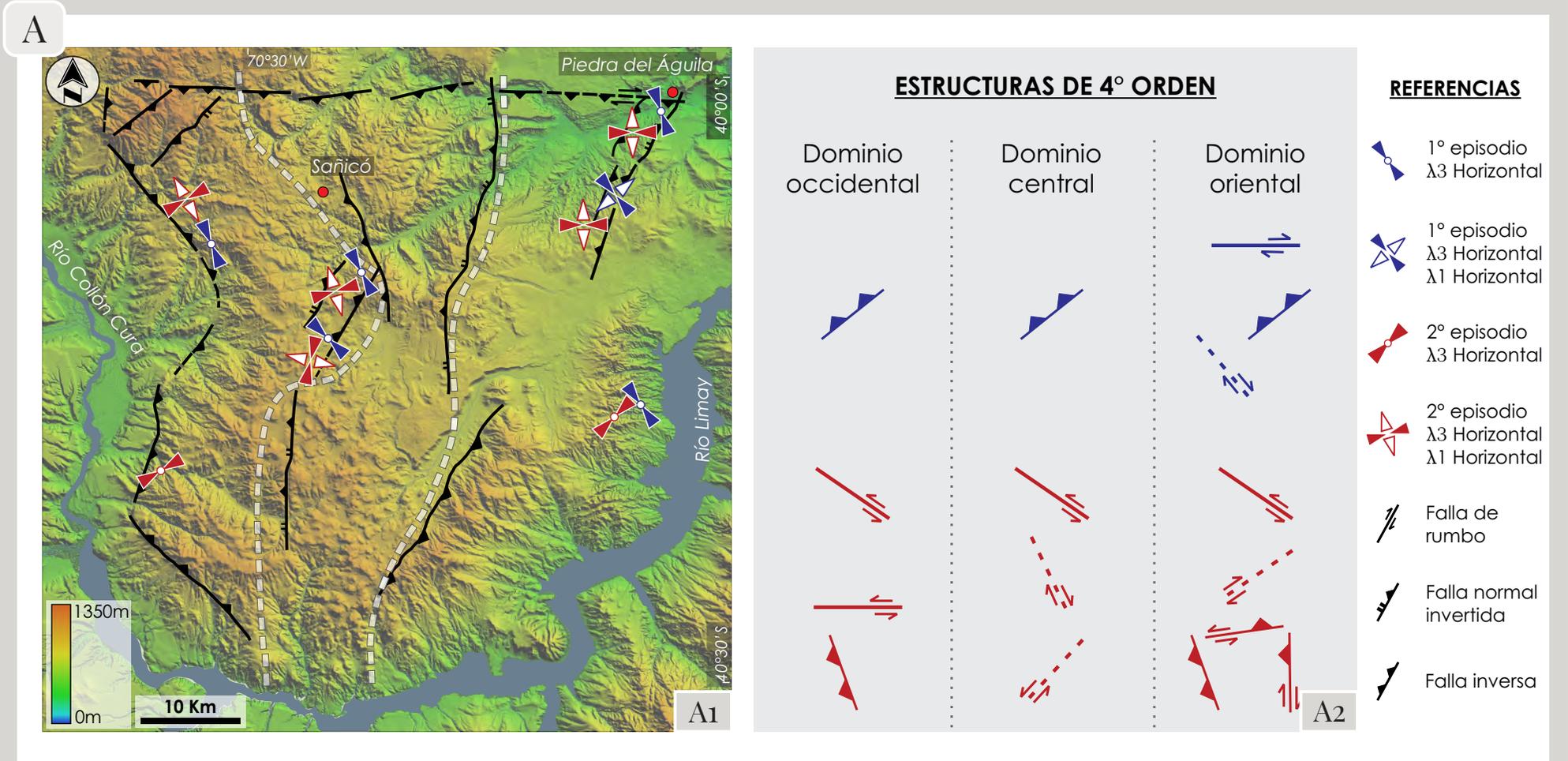


Figura 7.2. Compilación de los ejes de deformación para el Macizo de Sañicó. A) Orientación de los ejes de deformación registrados para cada episodio (con azul el 1° episodio y con rojo el 2°). Los ejes se representan sobre un Modelo Digital de Elevación de alta resolución donde se observan las estructurales de 1° y 2° orden (A1). A la derecha se representan el tipo y orientación de las fallas de 4° orden reconocidas para cada dominio (A2).

mediante el análisis cinemático de meso-escala permite explicar las características reconocidas a una escala de observación mayor y definir de esa forma, un orden cronológico en el desarrollo de las estructuras que conforman el Macizo de Sañicó, y por lo tanto de su configuración. Las fallas normales invertidas con orientación NE, así como las estructuras de atajo o retrocorrimientos asociados, que mostraban inconsistencias en los análisis morfoestructurales, geométricos y cinemáticos (modelado), pueden explicarse como resultado del primer evento de deformación contraccional, con direcciones de acortamiento máximo NO. El movimiento dextral del sistema de fallas de orientaciones E que determina el borde norte del macizo, se asocia a este primer evento. Por su parte, las estructuras de orientación N a NO, y minoritariamente NE, con cinemática mixta contraccional y de rumbo sinistral, se ajustan a una dirección de máximo acortamiento de acortamiento máximo OSO.

Esta vinculación entre los resultados obtenidos por medio de diferentes análisis y a distintas escalas, permite explicar, por un lado, la presencia de determinadas estructuras como se definió previamente, y por el otro, validar la metodología utilizada en la obtención de esos resultados. Este último punto constituye uno de los aspectos más discutidos en los análisis cinemáticos (e.g., Liesa y Lisle 2004, Sperner y Zweigel 2010, Riller et al. 2017), donde se debate la validez de la diferenciación de regímenes de deformación no coetáneos con distinta orientación de contracción, a partir de la separación de los datos de fallas de meso-escala en poblaciones cinemáticamente homogéneas, como es este caso. Otro punto de controversias con respecto al análisis cinemático es la utilización de resultados obtenidos para definir deformaciones locales vinculadas a perturbaciones generadas por fallas importantes (e.g. Nieto-Samaniego y Alaniz-Alvarez 1997, Gapais et al. 2000, Riller et al. 2017) o para establecer deformaciones regionales vinculadas a cambios de mayor escala, generalmente asociados a diferentes configuraciones tectónicas (e.g. Diraison et al. 1998, Betka et al. 2017). Con la finalidad de diferenciar en el área de estudio la presencia de una u otra, diversas estaciones fueron ubicadas a lo largo de toda el área, de forma tal de que queden representadas estructuras mayores con diferente orientación y de esa forma determinar si las estructuras menores, así como las

direcciones de los ejes de acortamiento y de extensión, varían en función de la orientación de la estructura principal, es decir si son producto de deformaciones locales asociadas a esas discontinuidades mayores o si se mantienen constantes en las diferentes estaciones (Riller et al. 2017). A su vez, para validar estos resultados se tuvieron en cuenta observaciones geomorfológicas en conjunto con los valores obtenidos a partir de los modelos cinemáticos generados.

Con todo, el Macizo de Sañicó, registra deformaciones a diferentes escalas que muestran por un lado variaciones locales en el campo de deformación y por el otro, variaciones en la dirección de contracción que se representan lo largo de toda el área de estudio y que podrían corresponder a variaciones regionales de la deformación (Figura 7.2). Diversos autores detectaron variaciones estructurales en los Andes Norpatagónicos y el retroarco andino, comparables con los definidos para el Macizo de Sañicó (Mosquera y Ramos 2006, Silvestro y Zubiri 2008, Mosquera et al. 2011, García Morabito y Ramos 2012). Estos autores reconocen tres episodios vinculados a variaciones en la dirección de contracción a lo largo de la evolución andina, donde la primera y la última corresponden a las de mayor desarrollo. El primer episodio comprende una dirección de contracción NO para el Jurásico Inferior –Cretácico Inferior que es documentada en la Dorsal de Huincul mediante la inversión tectónica de depocentros extensionales y el desarrollo de estructuras de rumbo de orientación E. El segundo evento comprende una contracción O durante el Cretácico superior, también documentada en la Dorsal de Huincul, al norte del área de estudio, con estructuras de inversión tectónica y generación de nuevas estructuras de orientación N. Finalmente, se define un episodio con dirección de contracción OSO para el Paleógeno –Neógeno que define regímenes contraccionales y de deslizamiento de rumbo con generación de fallas inversas con dirección N en el retroarco externo y, fallas normales reactivadas y fallas inversas con dirección NO junto con fallas de rumbo con orientación N en el retroarco interno (Diraison et al. 1998, Mosquera y Ramos 2006, Folguera et al. 2007, Mosquera et al. 2011, García Morabito y Ramos 2012, López et al. 2018). Si bien las variaciones en la dirección de contracción fueron adjudicadas por estos autores a variaciones mecánicas vinculadas a cambios en la velocidad y ángulo de convergencia de las

placas y a la orientación y características del margen andino, para el presente análisis no se tienen en cuenta las variaciones dinámicas, utilizándose como punto de comparación con el área de estudio, los patrones de la deformación y las características de las estructuras. En este sentido, se reconocen en el área de estudio estructuras y regímenes de deformación comparables con el primer y último episodio definido por estos autores.

7.1. MODELO ESTRUCTURAL DEL MACIZO DE SAÑICÓ

La integración de las evidencias regionales y de los resultados morfoestructurales, geométricos y cinemáticos obtenidos en el presente trabajo de tesis doctoral, determinan una evolución estructural polifásica que, en conjunto con las anisotropías corticales registradas, establecen fallas de primer orden de orientación N a NO, E y NE que confieren una geometría triangular en planta al Macizo de Sañicó (Figura 7.1). Estas orientaciones se repiten fractalmente hacia el interior del mismo, con estructuras de igual geometría y de menores dimensiones (Figuras 7.1 y 7.2). En este trabajo se define dicha configuración como producto de la interacción de diferentes estadios de deformación vinculados a la configuración andina y definen por primera vez para este sector del retroarco andino, la presencia de estructuras vinculadas a un evento contraccional cretácico. En consonancia con trabajos desarrollados hacia el norte del área de estudio, (García Morabito y Ramos 2012), se define para este sector, un primer episodio contraccional lo suficientemente significativo para generar la inversión tectónica de fallas extensionales, conformar nuevas fallas y configurar relieves estructurales importantes. De acuerdo con trabajo previos, este episodio se habría desarrollado en la región para el Cretácico tardío (Cembrano et al. 2000, Rosenau 2004), sin evidencias en este sector, de depósitos sinorogénicos asociados a esta fase de deformación. Específicamente, se reconoce para este episodio de deformación, un régimen contraccional vinculado a una dirección de máximo acortamiento NO que configuró los bordes oriental y norte del macizo, definidos por fallas normales invertidas tectónicamente en dirección NE (falla Cabezas) y fallas oblicuas con cinemática

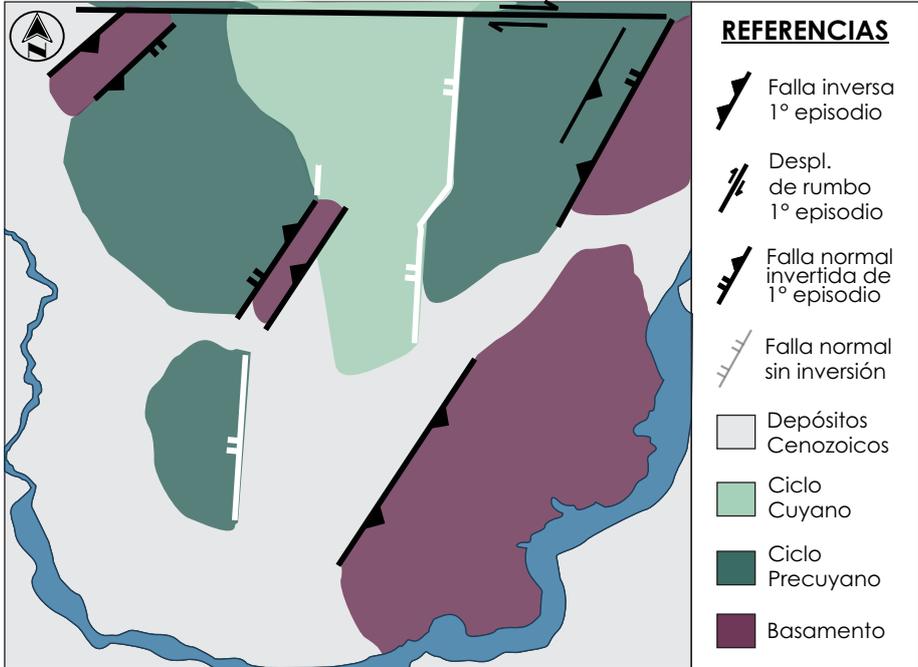
inversa y dextral de orientación E (falla Carrín Cura), y que definió hacia el interior del mismo, altos estructurales con orientación NE conformados por fallas normales invertidas y fallas de atajo con pliegues regionales asociados (Figura 7.3). Posteriormente, un segundo y último episodio es reconocido en el área de estudio, vinculado a la generación de importantes relieves tectónicos y la configuración de cuencas de antepaís rellenas con materiales sinorogénicos. Este episodio se desarrolló en la región para el Mioceno Medio-Plioceno (López et al. 2018). El mismo se vincula a un evento de deformación mixto con evidencias de contracción y desplazamiento de rumbo con dirección de máximo acortamiento OSO que configura el límite oeste del macizo mediante fallas inversas de orientación NO a N. El sector central del área de estudio muestra en este caso, fallas normales invertidas de orientación N con pliegues regionales levemente asimétricos y fallas inversas de orientación NO con pliegues locales fuertemente asimétricos (Figura 7.3). De esta forma, la fisionomía actual del Macizo de Sañicó queda conformada por altos estructurales residuales en dirección NE y altos prominentes vinculados a las fallas de orientación N a NO, como resultado de una superposición de rasgos estructurales y geomorfológicos vinculados a diferentes episodios de deformación contraccional y de desplazamiento de rumbo durante la estructuración andina. Regímenes transcurrentes asociados a este episodio no habían sido reconocidos hasta el momento en el retroarco externo donde se configura el Macizo de Sañicó, sino que eran definidos exclusivamente para los Andes Norpatagónicos y el retroarco interno como se mencionó previamente (Diraison et al. 1998).

7.2. CONTROL ESTRUCTURAL DE LAS ANISOTROPÍAS

El estudio de la deformación frágil contempla desde hace algunos años, la presencia de un medio inicial fuertemente anisótropo, sobre el cual se desarrollan estas estructuras (Reches 1978, Marret y Allmendinger 1990, Ranalli y Yin 1990, Nieto-Samaniego y Alaniz-Alvarez 1997). El avance del conocimiento en este sentido implicó el replanteo de los modelos andersonianos utilizados hasta ese momento y la necesidad de evaluar el control que ejercen las

MODELO ESTRUCTURAL DEL MACIZO DE SAÑICÓ

PRIMER EPISODIO DE DEFORMACIÓN ANDINA



SEGUNDO EPISODIO DE DEFORMACIÓN ANDINA

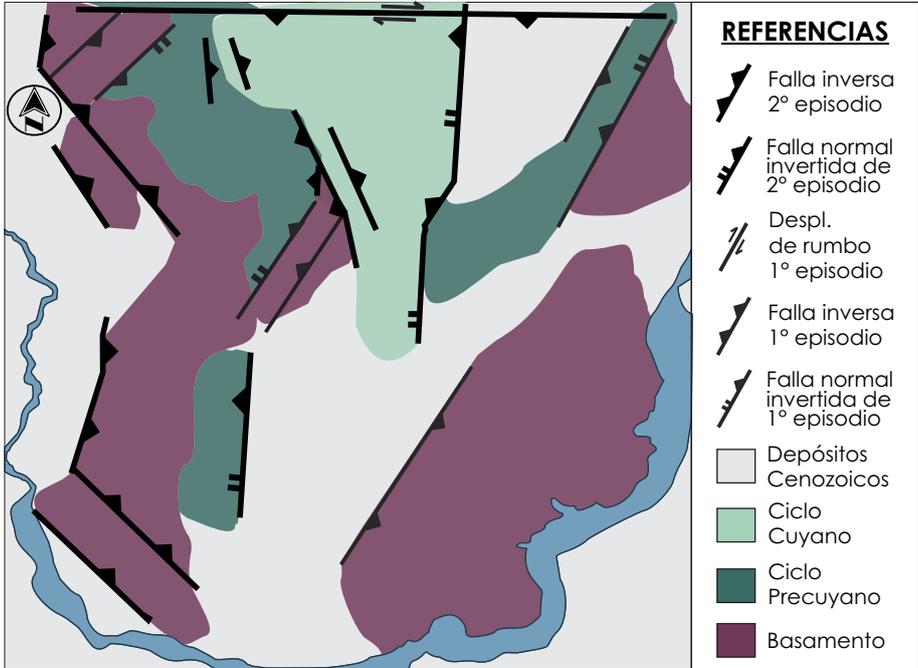


Figura 7.3. Esquema simplificado que representa la estructuración para cada episodio de deformación y las unidades involucradas más importantes. Las estructuras muestran la cinemática regional definida en cada caso. En el episodio dos no se muestra el cambio en la cinemática de las estructuras formadas en el primero, sino su cinemática original, excepto en la falla E-O que están ambas.

anisotropías del medio, vinculadas a fábricas pre-existentes en el basamento o a variaciones en las propiedades mecánicas de la cobertura, en el desarrollo de estructuras nuevas bajo un régimen de deformación determinado (White et al. 1986, Peacock y Sanderson 1992, Nieto-Samaniego y Alaniz-Alvarez 1997). La posibilidad de que planos de fractura pre-existentes puedan reactivarse bajo un patrón de deformación favorable (Oertel 1965, Reches 1978), motivó el desarrollo de numerosos estudios a lo largo de los Andes y del retroarco andino, destinados a comprender la influencia de esas heterogeneidades en el control de la deformación andina (Hongn et al. 2010, Giambiagi et al. 2011, Giambiagi et al. 2014, Mescua et al. 2014, Perez et al. 2016).

La configuración estructural del Macizo de Sañicó muestra condiciones de deformación muy diferentes, producto de la superposición de numerosas configuraciones tectónicas que tuvieron lugar desde el Paleozoico hasta el Neógeno. Estas características definieron configuraciones pre-andinas con importante desarrollo de anisotropías sobre las cuales se desarrolló la estructuración andina. Las principales anisotropías registradas como control de la deformación comprenden la fábrica discreta del basamento paleozoico, desarrollada bajo condiciones dúctiles de deformación, las debilidades pre-existentes vinculadas a fallas extensionales desarrolladas durante la etapa de rifting de mesozoico, y las anisotropías del medio vinculadas a las características geomecánicas principalmente relacionadas a la distribución de las unidades estratigráficas mesozoicas dentro del macizo. A continuación, se analizará el control de cada grupo de anisotropía y su relación con la estructuración andina.

7.2.1. ANISOTROPÍAS DEL BASAMENTO PALEOZOICO

Numerosos estudios proponen que las fábricas de basamento configuran una corteza fuertemente anisótropa que condiciona la forma en que se propaga la deformación, ejerciendo un control fundamental en el desarrollo de las estructuras vinculadas a contracción y a la generación de sistemas de antepaís fracturado (del Papa et al. 2005, Hongn et al. 2010, Bilmes et al. 2013). A su vez, definen en distintas regiones, controles similares para el desarrollo de las cuencas de rift (Schmidt et al. 1995, Morley et al. 2004 Hongn et al. 2010).

Estudios detallados de la fábrica del basamento son requeridos para explicar estas condiciones. Se reconocieron para el área de estudio, unidades con diferente desarrollo de estructuras vinculadas al metamorfismo. Estas estructuras fueron diferenciadas en fábricas penetrativas y discretas en función del grado de anisotropía que ejercen y el comportamiento reológico de las mismas.

Las **fábricas discretas** constituyen un bajo grado de anisotropía con un alto contraste en la resistencia (Morley 1999) y corresponden a zonas de cizalla dúctil con desarrollo de foliaciones miloníticas y a contactos entre unidades litológicas que muestran un alto contraste reológico. Las zonas de cizalla dúctil presentan orientaciones generales N y NE con menor desarrollo en dirección NO y ONO, en su mayoría fuertemente inclinadas (Figura 7.4A). Las foliaciones miloníticas presentan orientaciones NE, N, y NO, muestran una dirección de transporte general hacia el oeste y movimiento inverso, mientras que las dispuestas en una orientación aproximadamente E muestran una componente principal de rumbo. Los contactos litológicos que generan este tipo de fábrica se reconocen en dos sectores del área de estudio y en ambos casos presentan orientaciones NO. Las fábricas vinculadas a zonas de cizalla dúctil exhiben buenas relaciones con la falla Alicura que muestra evidencias de este tipo de deformación en diferentes sectores, con la sección occidental de la falla Carrín Cura, con las fallas inversas de segundo orden con orientación NE dispuestas en cercanías de los Cerros Michai y Corona y con un tramo de la falla NNO también definida en inmediaciones al Co. Corona (Figura 7.4A). A escala de afloramiento se observaron en numerosas ocasiones, la localización de zonas de cizalla frágil en zonas con deformación dinámica dúctil. Un ejemplo lo constituyen las zonas de falla reconocidas en cercanías del Co. Corona, las cuales se disponen sobre las fajas de cizalla dúctil que afectan a rocas magmáticas y gnéicas (Figura 5.5). Como se mencionó en el Capítulo 5, es habitual el reconocimiento de estas relaciones geométricas a todas las escalas de observación, incluso en secciones delgadas (Figura 5.9). El reconocimiento de este tipo de control en los análisis cinemáticos consiste en la comparación geométrica de las direcciones de fallamiento y la orientación de las fábricas de basamento (Marret y Allmendinger

1990). La falla inversa con dirección NE desarrollada en las inmediaciones del Co. Corona (E4; Figura 7.4B) presenta *sets* de fallas menores inversas y de rumbo con orientaciones NE que mantienen una disposición subparalela a la de la foliación milonítica. Los resultados cinemáticos obtenidos en la zona de daño de la falla Alicura (E2; Figura 7.4B) muestran *sets* de fallas menores subparalelas a oblicuas a la falla principal y a las foliaciones miloníticas, por lo que no se observa a esta escala una relación tan marcada como la descripta regionalmente. Para el resto de las fallas no se obtuvieron resultados cinemáticos.

Es importante destacar que las diversas facies metamórficas registradas no muestran un control diferencial en la activación de estructuras frágiles, determinándose que, a pesar de las diferentes escalas de los elementos de fábrica planar, no muestran diferencias en el grado de anisotropía. No obstante, el contacto entre rocas metamórficas con desarrollo de fábricas penetrativas (ortogneises y migmatitas) y cuerpos graníticos post-tectónicos, registra el único caso de fábrica discreta, interpretado como control de las características geomecánicas de los litotipos involucrados (Figura 7.4A). La fábrica discreta vinculada al contacto de litológicos con alto contraste reológico muestra una relación espacial y geométrica con la falla Manzano, el tramo inferior de la falla Alicura de orientación NO (E2; Figura 7.4A). En esos sectores se muestra una superposición de anisotropías (foliación penetrativa vs. contacto litológico) que presentan orientaciones paralelas y donde el control ejercido por el contraste litológico parece ser el más influyente, ya que las fallas se desarrollan exactamente en ese lugar.

A partir de estas interpretaciones, se puede definir a las fábricas discretas, ya sean por contacto litológico o zonas de cizalla dúctil, como anisotropías verticales discretas, que constituyen anisotropías mecánicas significativas para su reactivación en episodios posteriores de deformación. De esta forma, las fábricas con baja anisotropía y alto contraste reológico son las que ejercen un mayor control en el desarrollo de la deformación andina y permiten comprender la relevancia que tiene el contraste de resistencia de las rocas en la localización de la deformación (Morley 1999, Riller y Hongn 2003, Hongn et al. 2010).

CONTROL ESTRUCTURAL DE LAS ANISOTROPÍAS

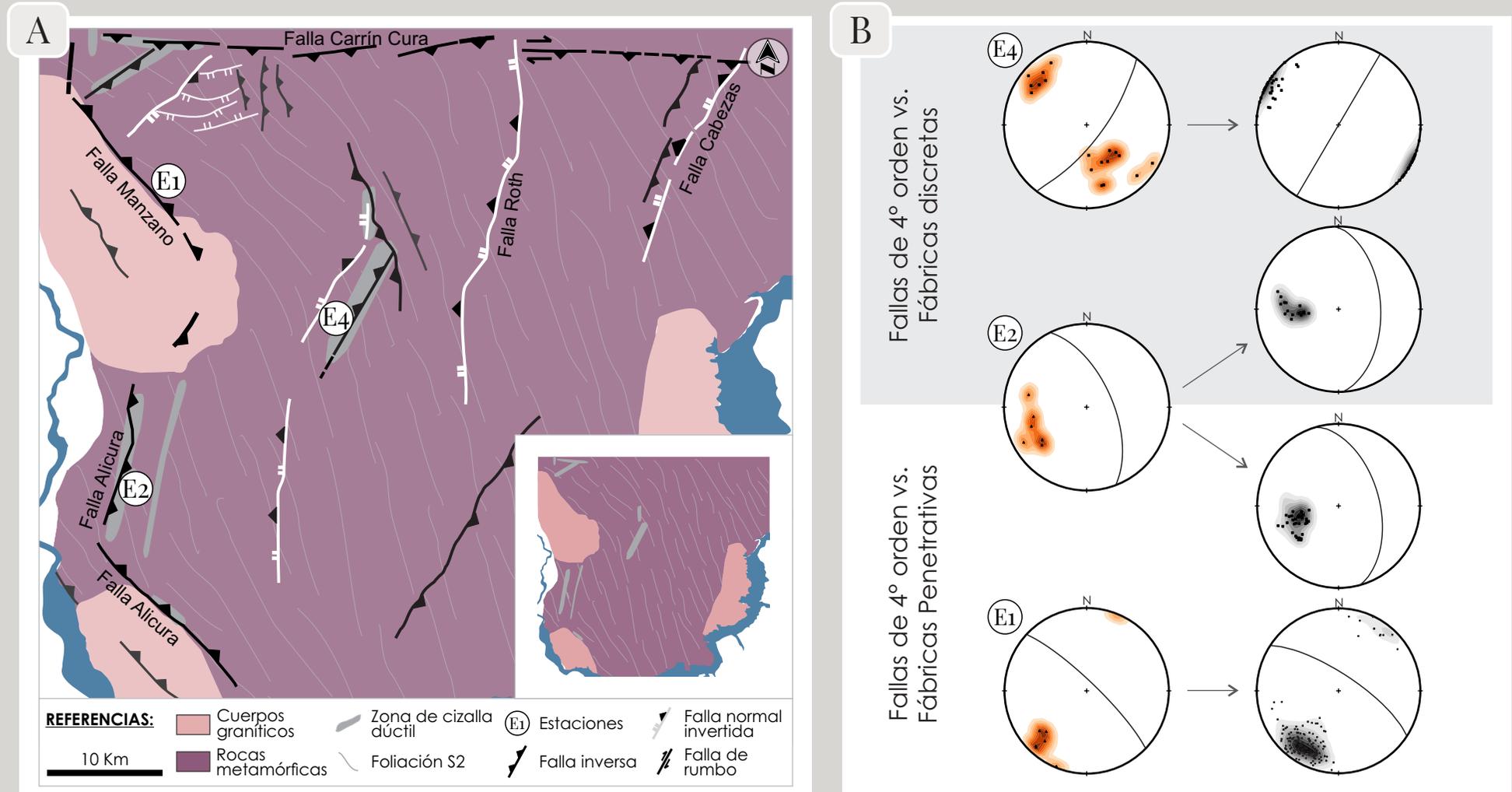


Figura 7.4. A) Esquema en planta del área de estudio donde se diferencian las anisotropías vinculadas al basamento paleozoico y las fallas normales mesozoicas, sobre las que se superponen las fallas Andinas de 1°, 2° y 3° orden. Esquema con fábrica de basamento únicamente. B) Diagramas de contorno en proyecciones estereográficas sobre el hemisferio inferior donde se exponen los polos de las fallas de 4° orden (contornos en la gama del naranja) comparables a los polos de las foliaciones discretas o penetrativas (contornos en escala de grises) del basamento paleozoico.

Las **fábricas penetrativas** generan una fuerte anisotropía con un bajo contraste en la resistencia (Morley 1999). Este tipo de anisotropía está representada por foliaciones vinculadas al metamorfismo regional (S_2) y corresponden a esquistosidad, bandeamiento composicional y bandeamiento migmático en función de la litología en la que se desarrolla. Esta foliación presenta una orientación principal NO y desviaciones hacia una dirección N y E o localmente pueden presentar rumbos NE (Figura 7.4A). Exhiben moderadas a fuertes inclinaciones sobre las que se desarrollan pliegues isoclinales (F_2) y pliegues abiertos (F_3) con planos axiales subverticales y ejes de pliegue levemente buzantes. A escala regional, estas fábricas muestran una relación espacial y geométrica con la falla Manzano y con la sección inferior (NO) de la falla Alicura (Figura 7.4A). A escala de afloramiento no se pudieron establecer relaciones directas entre la fábrica penetrativa y las zonas de falla principales, no obstante, se observan en muchos casos planos de fallas subsidiarias que cortan subparalelamente a las fábricas descritas. Un ejemplo de esto se observa en cercanías a la traza de la falla Alicura, en su tramo austral, donde se desarrollan subparalelamente a la foliación metamórfica, planos de fallas menores con cinemática inversa y zonas de falla con cinemática normal de escaso desarrollo que lo hacen de forma oblicua a la misma (Figura 5.4). Los resultados cinemáticos obtenidos en la zona de daño de la falla Manzano (E1; Figura 7.4B) muestran un *set* de fallas de rumbo con orientación NO que mantienen una disposición subparalela a la de la foliación metamórfica (bandeamiento composicional) de los ortogneises reconocidos en ese sector. La falla Alicura fue analizada cinemáticamente en un sector de la misma en el que no se observa una correlación geométrica con las fábricas penetrativas, sin embargo, al analizar los patrones de las fallas menores (E2; Figura 7.4) se evidencia una disposición subparalela del *set* de fallas inversas NO con la fábrica penetrativa de los ortogneises (Figura 7.4B).

De las observaciones realizadas, es posible definir a las foliaciones de metamorfismo regional como anisotropías verticales penetrativas que no ejercen, al menos para el área estudiada, un control importante sobre el desarrollo de las

fallas de primer y segundo orden, no obstante, pueden condicionar el desarrollo de las fallas de cuarto orden.

7.2.2. ANISOTROPÍAS MESOZOICAS

Numerosos autores sugieren que la estructura heredada vinculada a la presencia de cuencas de rift constituye un control estructural muy importante durante la configuración andina (e.g. Carrera et al. 2006, Giambiagi et al. 2008, Branellec et al. 2016). La forma en la que se propaga la deformación en estos medios heterogéneos está controlada por las fallas normales que ejercen debilidades principales y por la presencia de variaciones litológicas con comportamientos mecánicos diferenciados dentro de los depocentros extensionales (Peacock y Sanderson 1992, Erickson 1996).

En el Macizo de Sañicó, se reconocieron numerosas fallas extensionales que han sido invertidas tectónicamente (sensu Cooper et al. 1989) y que han involucrado el desarrollo de nuevas estructuras y la generación de diferentes geometrías a lo largo del área. Estas estructuras presentan orientaciones NE y N y se reconocen en toda el área de estudio (Figura 7.4A). No obstante, se reconocen fallas de menor jerarquía con orientaciones E que no muestran evidencias de inversión tectónica (Figura 7.4A). A su vez, se definieron para el área de estudio tres unidades mecánicas en el relleno de sin rift de los depocentros, a partir de una caracterización litológica en términos de competencia de los materiales involucrados. La UM 1 es clasificada como una unidad mecánica mixta con intercalación de materiales mecánicamente competentes e incompetentes, confiriéndole a esta unidad un grado de anisotropía elevado (formaciones Paso Flores y Piedra del Águila del Ciclo Precuyano; y sector inferior de la Formación Piedra Pintada del Ciclo Cuyano); la UM 2 es definida como una unidad mecánica competente con un bajo grado de anisotropía interna (rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Sañicó del Ciclo Precuyano), mientras que la UM 3 corresponde a una unidad mecánica incompetente con un alto grado de anisotropía interna, definido por la alternancia de materiales competentes (minoritarios) en una sucesión

mayoritariamente incompetente (parte media de la Formación Piedra Pintada del Ciclo Cuyano).

Las fallas de orientación NE forman parte de los dominios occidental y oriental (Figuras 7.1 y 7.4A) y muestran los mayores espesores de relleno extensional correspondientes a las UM 1 y UM 2 (Ciclo Precuyano). En todos los casos la UM 1 es poco potente, siendo la UM 2 la que predomina. Esta configuración litológica conforma depocentros dominados por un comportamiento mecánico competente y un grado de anisotropía muy bajo. Las fallas de orientación N se desarrollan en el dominio central, muestran menores desplazamiento y configuran depocentros extensionales rellenos con materiales correspondientes a la UM 2 (Ciclo Precuyano), UM 1 y UM 3 (Ciclo Cuyano). Estas características le confieren un comportamiento mecánico incompetente y un grado de anisotropía elevado para ambas unidades. Se definió en cada caso un modelo conceptual de inversión tectónica, tomando como base estilos de inversión que han sido documentados por diferentes autores (Giambiagi et al. 2009a, Scisciani 2009, Bonini et al. 2012) que permitan explicar las geometrías generadas y los niveles expuestos. Para las estructuras de inversión de los dominios occidental y oriental (Figuras 7.1 y 7.4A), se proponen modelos que involucran la generación de nuevas fallas a partir de la estructura extensional reactivada (Coward et al. 1991, Giambiagi et al. 2009a, Bonini et al. 2012). Las fallas normales del dominio occidental son invertidas parcialmente generando la elevación de los depósitos iniciales y la formación de nuevos corrimientos (fallas de atajo o *short-cut*) desarrollados en el bloque piso extendidos hacia fuera del depocentro. La falla Cabezas en cambio muestra el desarrollo de un retrocorrimiento en el techo de la misma. Ambas estructuras generan una fuerte inversión con exposición de los depósitos iniciales del relleno extensional y tienen asociadas estructuras de plegamiento regionales. Para el dominio central se define un modelo que involucra la inversión parcial de la falla Roth y la falla definida al sur (Figuras 7.1 y 7.4A), con generación de una estructura “en arpón”, a la que se sobrepone en el caso de la falla Roth, un corrimiento controlado por anisotropías mecánicas de la cubierta sedimentaria y por la discontinuidad mecánica que genera la presencia de la falla invertida,

favoreciendo el desarrollo de rampas (Scisciani 2009, Bonini et al. 2012). Este tipo de estructuras genera una inversión parcial con exposición de unidades de relleno superficiales y generación de pliegues locales asimétricos.

Todos los casos analizados en el presente trabajo muestran que, durante la inversión tectónica, el acortamiento es acomodado por la inversión de las fallas pre-existentes pero también por las fallas nuevas generadas, haciendo que la geometría inicial de los depocentros se modifique (Bonini et al. 2012). La geometría que adquieren los sectores deformados depende no solo de las características del fallamiento que da lugar a la generación de anisotropías subverticales, sino también de las anisotropías horizontales vinculadas a las características del relleno extensional, que como se mencionó previamente condiciona la generación de nuevas fallas de diferentes características y la geometría del plegamiento (Erickson 1996).

7.3. MODELO ANDERSONIANO VERSUS COMPORTAMIENTO FRICCIONAL

Los análisis presentados en este trabajo apoyan la propuesta de que fábricas preexistentes en un cuerpo rocoso constituyen superficies de debilidad críticas en el desarrollo y evolución de zonas sometidas a diferentes condiciones de deformación (Morley 1999, Tong et al. 2010). Se reconocen en el Macizo de Sañicó evidencias regionales y locales (a escala de afloramiento y microscópico) de la reactivación de fábricas paleozoicas y de la inversión tectónica de fallas extensionales durante la configuración andina. Estas características definen configuraciones estructurales heterogéneas, reconocidas en análisis geométricos y cinemáticos, que se reproducen de forma fractal a lo largo de toda el área de estudio y que se generan por la interacción de: reactivaciones de fábricas discretas en el basamento, inversión tectónica de planos de debilidad mesozoicos, el control de anisotropías horizontales vinculadas a las variaciones mecánicas del relleno sedimentario y a la presencia de dos eventos de deformación no coaxiales que muestran superposiciones.

Esta configuración heterogénea en la estructuración andina tiene un control de primer orden durante el desarrollo de los dos episodios de deformación vinculados a la configuración tectónica del margen andino para el Cretácico tardío y el Mioceno. Durante el primer evento de deformación contraccional con dirección de máximo acortamiento en dirección NO, se define el límite norte de este bloque cortical con desarrollo de una falla de rumbo dextral correspondiente a la falla Carrín Cura, se invierten las fallas mesozoicas de orientación NE y se desarrollan nuevas estructuras inversas (fallas de atajo, retrocorrimientos). Este episodio configura un borde oriental elevado con desarrollo de las principales estructuras NE y la generación de altos estructurales menores hacia el interior del macizo, que exponen a las rocas del basamento paleozoico y a las unidades iniciales del relleno extensional. La falla Carrín Cura, así como las fallas de atajo se desarrollan reactivando anisotropías verticales discretas del basamento correspondientes a zonas de cizalla dúctil. El segundo evento de deformación muestra patrones de contracción y de desplazamiento de rumbo con dirección de máxima contracción OSO. Durante este episodio se invierten las fallas mesozoicas de orientación N desarrolladas en la región central del área y se generan una serie de fallas inversas fundamentalmente retrovergentes de orientación NNO, concentradas al oeste de estas estructuras invertidas tectónicamente. Se define de esta forma el borde occidental del área de estudio y se configuran las cuencas neógenas de Collón Cura al oeste, de Picún Leufú al este y de Piedra del Águila hacia el interior del Macizo. Las estructuras de primer y segundo orden, así como las de tercer orden correspondientes al dominio occidental, se desarrollan reactivando anisotropías verticales discretas del basamento, correspondientes a zonas de cizalla dúctil y contacto litológico con alto contraste reológico. Las anisotropías penetrativas del basamento condicionan localmente el desarrollo de fallas de cuarto orden. Las fallas de tercer orden localizadas en el dominio central se encuentran fuertemente controladas por anisotropías horizontales vinculadas a la estratificación, y no se detectaron controles vinculados a las fábricas pre-existentes. El resto de las estructuras vinculadas al primer episodio de deformación, con orientación NE, muestran a meso-escala reactivaciones de los

planos de falla con generación de movimientos de rumbo, por lo que habrían estado activas durante el Mioceno. El control ejercido por estas estructuras reactivadas junto con los planos paralelos a las fábricas del basamento, habrían generado variaciones locales en el régimen de deformación y en la orientación de los ejes. La falla Carrín Cura por su parte podría haber funcionado con una cinemática inversa asociada, generando la elevación del bloque cortical que conforma el área de estudio.

De acuerdo con estas consideraciones, la configuración estructural del Macizo de Sañicó está controlada casi exclusivamente, si no es exclusivamente, por las anisotropías pre-existentes que configuran este bloque de basamento elevado y definen las cuencas neógenas de este sector del antepaís fragmentado norpatagónico. Los resultados geométricos y cinemáticos fueron validados a diferentes escalas por un método de multi-aproximación. La componente cohesiva que determinaría un comportamiento andersoniano (Anderson 1951) no fue constatada para la mayoría de los casos, determinándose un comportamiento friccional (Byerlee 1978) controlado por tres tipos de anisotropías principales: 1) fábricas discretas; 2) fábricas penetrativas; 3) variaciones mecánicas del relleno extensional mesozoico. La discriminación de relaciones causales en este marco complejo podría conducir a una conclusión falsa si no se emplean metodologías de aproximación y de análisis correctas, destacándose que, si bien la metodología y forma de análisis utilizada son comunes, éstas generalmente no se utilizan de forma integrada como en el presente caso de estudio. Los resultados obtenidos no solo comprueban el control de las anisotropías durante la progresión de la deformación, sino que también las jerarquiza en dentro de un esquema escalar y temporal. El modelo estructural integrado permitió determinar dos eventos de deformación, atribuibles, por la máxima dirección de acortamiento registrada, al Cretácico tardío con una dirección NO de máximo acortamiento el cual condicionó el desarrollo de estructuras fundamentalmente ortogonales (Mosquera y Ramos 2006, Silvestro y Zubiri 2008, Mosquera et al. 2011, García Morabito y Ramos 2012) y al Mioceno Medio–Plioceno definido por una dirección de contracción O a SO con desarrollo de una amplia variedad de estructuras (Pardo-Casas y Molnar 1987, Diraison et

al. 1998, Mosquera y Ramos 2006, Folguera et al. 2007, Mosquera et al. 2011, García Morabito y Ramos 2012, Ramos et al. 2015, López et al. 2018). La aproximación empleada, dado el grado de superposición del último evento de deformación, no permitió discriminar un modelo de deformación para el evento cretácico. Los resultados obtenidos para el último evento de deformación determinan una partición de la deformación fractal controlada por las anisotropías registradas, pudiendo establecer, lejos de las condiciones ideales comúnmente tomadas como condiciones auxiliares, un tipo de deformación tridimensional heterogénea.



CONCLUSIONES



CAPÍTULO 8 –CONCLUSIONES

La información provista en el presente trabajo de tesis doctoral obtenida como resultado de múltiples análisis permite enumerar las siguientes conclusiones:

- 1) El Macizo de Sañicó constituye una unidad morfoestructural elevada que presenta características topográficas, fisiográficas y estructurales diferenciadas en: un dominio occidental que muestra las mayores elevaciones y presenta estructuras de orientación E, NE y NNO; un dominio central estructurado en dirección E, N y NNO; y un dominio oriental que muestra las menores elevaciones y estructuras dispuestas en dirección E y NE.
- 2) La estructuración pre-andina relacionada al basamento paleozoico comprende fábricas discretas con bajo grado de anisotropía y un alto contraste en la resistencia, conformadas por zonas de cizalla dúctil de orientación NE, N y en menor medida O y NO y por contactos litológicos en dirección NO y, fábricas penetrativas con fuerte anisotropía y bajo contraste en la resistencia, correspondientes a foliaciones de metamorfismo regional con plegamientos asociados de orientación NO.
- 3) Las estructuras mesozoicas vinculadas a la generación de cuencas de rift durante el Jurásico inferior muestran diferentes jerarquías, donde las de primer orden presentan orientaciones NE y N, mientras que las de menor jerarquía se desarrollan en dirección E. Las fallas de primer orden se constituyen como estructuras discretas corticales, las cuales controlan la inversión tectónica positiva durante la deformación andina.
- 4) La estratigrafía pre-neógena del macizo (i.e., relleno de depocentro de rift) presenta variaciones mecánicas que permiten clasificarla en tres unidades mecánicas: UM 1 corresponde a una unidad mixta con un grado de anisotropía elevado; UM 2 consiste en una unidad competente con un

bajo grado de anisotropía interna; y una UM 3 incompetente con un alto grado de anisotropía interna.

- 5) Se reconoce para el Macizo de Sañicó una configuración estructural andina con características heterogéneas que le confieren a esta región una geometría triangular en planta que se repite de forma fractal a lo largo de toda el área y que está definida a gran escala por un límite norte de orientación E, un límite occidental NNO y uno oriental con desarrollo NE.
- 6) La configuración estructural heterogénea es determinada como producto de la interacción de diferentes eventos regionales de deformación superpuestos, reactivaciones de las fábricas del basamento paleozoico, inversión tectónica de fallas extensionales mesozoicas y control mecánico de la estratigrafía extensional.
- 7) Se definen para esta región dos eventos de deformación no coaxiales correspondientes a un régimen de contracción para el Cretácico tardío que exhibe una orientación máxima de acortamiento NO y un evento mixto contraccional y transcurrente para el Mioceno medio- Plioceno con dirección de máximo acortamiento OSO. El primer evento de deformación configura los límites norte y este del Macizo de Sañicó y conforma altos internos de orientación noreste. Estas estructuras se desarrollan reactivando anisotropías verticales discretas del basamento correspondientes a zonas de cizalla dúctil, invirtiendo fallas mesozoicas de orientación NE o conformando nuevas fallas que se desprenden de las anteriores. El segundo evento de deformación configura el límite occidental de Macizo de Sañicó y la estructuración del dominio central. Estas estructuras corresponden a fallas inversas retrovergentes NNO que se desarrollan reactivando anisotropías verticales discretas del basamento correspondientes a zonas de cizalla dúctil o contactos litológicos, fallas normales de orientación N invertidas tectónicamente o reactivaciones de estructuras generadas en el evento previo.

- 8) Se proponen dos modelos de inversión tectónica positiva para el área de estudio, uno que involucra la generación de nuevas fallas a partir de la estructura extensional reactivada (dominios occidental y oriental) generando una fuerte inversión y estructuras de plegamiento regionales y, otro que involucra una inversión parcial de las fallas con generación de estructuras en “arpón” (dominio central) y corrimientos controlados por anisotropías mecánicas de la cubierta sedimentaria.
- 9) No se constataron evidencias de un comportamiento andersoniano, sino que se reconoce para la mayoría de los casos, un comportamiento friccional controlado por tres tipos de anisotropías principales: fábricas discretas; fábricas penetrativas; y variaciones mecánicas del relleno extensional.
- 10) El último evento de deformación determina una partición de la deformación fractal controlada por las anisotropías registradas, bajo la cual se configuraron las cuencas neógenas de Collón Cura, Piedra del Águila y Pucún Leufú.
- 11) Con todo, las anisotropías del medio constituyen planos de debilidad significativos que se reactivan durante configuraciones tectónicas diferentes, dando lugar a configuraciones estructurales heterogéneas. Es posible efectuar esta determinación partir de la integración de análisis geométricos y morfoestructurales de detalle validados cinemáticamente con el *forward modelling*, los cuales constituyen, las bases para definir episodios de deformación regionales identificados en análisis de meso-escala.

BIBLIOGRAFÍA



CAPÍTULO 8 – BIBLIOGRAFÍA

- Allmendinger, R. W., Cardozo, N., y Fisher, D. M. 2012. Structural geology algorithms: Vectors and tensors. Cambridge University Press, 289 pp.
- Allmendinger, R.W. 1998. Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics* 17: 640-656.
- Allmendinger, R. W., Zapata, T., Manceda, R., y Dzelalija, F. 2004. Trishear Kinematic Modeling of Structures, with Examples from the Neuquén Basin, Argentina. *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems, AAPG* 82: 356-371.
- Anderson, E.M. 1951. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain: Olivers and Boyd, 206 p., Edinburgh.
- Bechis, F., Giambiagi, L. B., Lanés, S., García, V., 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., Giambiagi, L., García, V., Lanés, S., Cristallini, E., y Tunik, M. 2010. Kinematic analysis of a transtensional fault system: The Atuel depocenter of the Neuquén basin, southern Central Andes, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 32 (7), 886-899.
- Bilmes, A., D'Elia, L., Franzese, J. R., Veiga, G. D., y Hernández, M. 2013. Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: the Gastre Basin, Argentina. *Tectonophysics*, 601, 98-111.
- Bonini, M., Sani, F., y Antonielli, B. 2012. Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal faults: A review based on previous and new experimental models. *Tectonophysics*, 522, 55-88.
- Braccacini, I. O. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25 (2): 275-282.
- Branellec, M., Nivière, B., Callot, J. P., y Ringenbach, J. C. 2016. Mechanisms of basin contraction and reactivation in the basement-involved Malargüe

- fold-and-thrust belt, Central Andes (34–36° S). *Geological Magazine*, 153 (5-6): 926-944.
- Brooks, B. A., Sandvol, E., y Ross, A. 2000. Fold style inversion: Placing probabilistic constraints on the predicted shape of blind thrust faults. *Journal of Geophysical Research*, 105 (B6): 13281-13301.
- Bucher, J., Lopez, M., Garcia, M., Bilmes, A., D'Elia, L., Funes, D., Feo, R., y Franzese, J. 2018. Estructura y estratigrafía de un bajo neógeno del antepaís norpatagónico: el depocentro Paso del Sapo, provincia de Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 75 (3), 312-324.
- Burbank, D. W., y Anderson, R. S. 2011. *Tectonic Geomorphology*. John Wiley & Sons, 454 p.
- Byerlee, J. 1978. Friction of rocks. En: *Rock friction and earthquake prediction*, 615-626. Birkhäuser, Basel.
- Carrera, N., Muñoz, J. A., Sàbat, F., Mon, R., y Roca, E. 2006. The role of inversion tectonics in the structure of the Cordillera Oriental (NW Argentinean Andes). *Journal of Structural geology*, 28 (11), 1921-1932.
- Carrivick, J. L., Smith, M. W., y Quincey, D. J. 2016. *Structure from Motion in the Geosciences*. Wiley Blackwell, 208 p., Oxford.
- Cembrano, J., Hervé, F., y Lavenu, A. 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259 (1-3), 55-66.
- Cembrano, J., Schermer, E., Lavenu, A., y Sanhueza, A. 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe–Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, 319(2), 129-149.
- Cerrodo, M. E., y López de Luchi, M. G. 1998. Mamil Choique Granitoids, southwestern North Patagonian Massif, Argentina: magmatism and metamorphism associated with a polyphasic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 11 (5): 499-515.
- Cingolani, C., Dalla Salda, L., Hervé, F., Munizaga, F., Pankhurst, R.J., Parada, M.A. y Rapela, C.W. 1991. The magmatic evolution of northern Patagonia; new impressions of pre-Andean and Andean tectonics. En: Harmon, R.S.

- y Rapela, C.W. (eds.), *Andean Magmatism and Its Tectonic Setting*. Geological Society of America Special Paper 265: 29-44, Boulder.
- Coira, B. L., Nullo, F., Proserpio, C. y Ramos, V.A. 1975. Tectonica de basamento de la region occidental del Macizo Nordpatagonico (Prov. de Río Negro y Chubut, República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (3), 361-383.
- Cooper, M. A., Williams, G. D., De Graciansky, P. C., Murphy, R. W., Needham, T., De Paor, D., Stoneley, R., Todd, S.P., Turner, J.P. y Ziegler, P. A. 1989. Inversion tectonics—a discussion. Geological Society, London, *Special Publications*, 44 (1), 335-347.
- Coward, M. P., Gillcrust, R., y Trudgill, B. 1991. Extensional structures and their tectonic inversion in the Western Alps. Geological Society, *Special Publications*, 56 (1), 93-112.
- Cristallini, E. O., y Allmendinger, R. W. 2002. Backlimb trishear: a kinematic model for curved folds developed over angular fault bends. *Journal of Structural Geology*, 24 (2), 289-295.
- Cristallini, E. O., Tomezzoli, R. N., Pando, G., Gazzera, C., Martinez, J. M., Quiroga, M., Buhler, M., Bechis, F., Barredo., y Zambrano, O. 2009. Controles Precuyanos en la estructura de Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65 (2): 248-246.
- Cucchi, R., Espejo, P. y González, R. 1998. Hoja Geológica 4169-I Piedra del Águila, Provincias del Neuquén y de Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 242, 74 p., Buenos Aires.
- D'Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J. R., y Bilmes, A. 2012a. Volcanismo de sin-rift de la Cuenca Neuquina, Argentina: relación con la evolución Triásico Tardío-Jurásico Temprano del margen Andino. *Andean geology*, 39 (1), 106-132.
- D'Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J. R., y Lopez, L. 2012b. Tectonostratigraphic analysis of the Late Triassic-Early Jurassic syn-rift sequence of the Neuquén Basin in the Sañicó depocentre, Neuquén Province, Argentina. *Andean Geology*, 39 (1), 133-157.

- D'Elia, L., y Martí, J. 2013. Caldera events in a rift depocentre: an example from the Jurassic Neuquén basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 170 (4), 571-584.
- D'Elia, L., Bilmes, A., Franzese, J. R., Veiga, G. D., Hernández, M., y Muravchik, M. 2015. Early evolution of the southern margin of the Neuquén Basin, Argentina: Tectono-stratigraphic implications for rift evolution and exploration of hydrocarbon plays. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 42-57.
- Dalla Salda, L. 1987. Basement tectonics of the southern Pampean Ranges, Argentina. *Tectonics*, 6 (3), 249-260.
- Dalla Salda, L. 1989. La estructura del Basamento Cristalino del occidente del Macizo Norpatagónico, Argentina. Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Comunicaciones 40: 29-38.
- Dalla, L., y Franzese, J. 1987. Las megaestructuras del macizo y Cordillera Norpatagónica, Argentina y la genesis de las cuencas volcano-sedimentarias Terciarias. *Andean Geology*, 31, 3-13.
- Damborenea, S. E. y Manceñido, M. O. 1993. Piedra Pintada. En: Riccardi, A. C. y Damborenea, S. E. (eds.). *Léxico Estratigráfico de la Argentina*, Volumen IX, Jurásico: 313. Asociación Geológica Argentina, 21. Buenos Aires.
- del Papa, C., Hongn, F., Mon, R., Powell, J. y Petrinovic, I., 2005. Stratigraphy and syndepositional structures of the basal foreland deposits in the northern Valle Caclhaquí, NW Argentina. 6° International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 215-217.
- Diraison, M., Cobbold, P., Rossello, E. y Amos, A. 1998. Neogene dextral transpression due to oblique convergence across the Andes of northwestern Patagonia. *Journal of South America Earth Sciences*, 11 (6), 519-532.
- Duhart, P., Haller, M. y Hervé, F. 2002. Diamictitas como parte del protolito de las metamorfitas de la Formación Cushamen en Río Chico, provincias de

- Río Negro y Chubut, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas Volumen 2: 97-100, El Calafate.
- Erickson, G., 1996. Influence of mechanical stratigraphy on folding vs faulting. *Journal of Structural Geology* 18, 443-450.
- Erslev, E. A. 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19 (6), 617-620.
- Ferello, R. 1947. Los depósitos plantíferos de Piedra del Águila (Neuquén) y sus relaciones. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 8: 1-16. Buenos Aires.
- Folguera, A., y Ramos, V. A. 2002. Partición de la deformación durante el Neógeno en los Andes Patagónicos Septentrionales (37–46 S). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15 (1-2), 81-93.
- Folguera, A., y Ramos, V. A. 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: a revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 32 (4), 531-546.
- Folguera, A., Introcaso, A., Giménez, M., Ruiz, F., Martínez, P., Tunstall, C., García Morabito, E., y Ramos, V. A. 2007. Crustal attenuation in the Southern Andean retroarc (38–39 30' S) determined from tectonic and gravimetric studies: the Lonco-Luán asthenospheric anomaly. *Tectonophysics*, 439 (1-4), 129-147.
- Franzese, J. R. 1993. Análisis petrográfico y geoquímico de la Formación Piedra Santa, basamento pre-mesozoico del sur de la provincia de Neuquén. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 327-334, Mendoza.
- Franzese, J. R. 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico neopaleozoico del Gondwana suroccidental. *Andean Geology*, 22 (2), 193-202.
- 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 (3): 257-270.
- Franzese, J. R., Spalletti, L.A., Gómez Pérez, I. y Macdonald, D. 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along

- the Andean foothills of Argentina (32°-54°S). *Journal of South American Earth Science*, 16:81-90.
- Frenguelli, J. 1948. Estratigrafía y edad del llamado "Rético" en la Argentina. *Gaea*, Buenos Aires, 8, 159-309.
- Galli, C. A. 1969. Descripción Geológica de la Hoja 38 c, Piedra del Águila, provincias del Neuquén y Río Negro. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 111: 67 p., Buenos Aires.
- Gapais, D., Cobbold, P., Bourgeois, O., Rouby, D. y Urreiztieta, M. 2000. Tectonic significance of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 22: 881-888.
- García Morabito, E., Götze, H. J., y Ramos, V. A. 2011. Tertiary tectonics of the Patagonian Andes retro-arc area between 38 15' and 40 S latitude. *Tectonophysics*, 499 (1-4), 1-21.
- García Morabito, E., y Ramos, V. A. 2012. Andean evolution of the Aluminé fold and thrust belt, Northern Patagonian Andes (38 30'–40 30' S). *Journal of South American Earth Sciences*, 38, 13-30.
- García, M. R., Bucher, J., López, M., Funes, D. S., DElia, L., BIlmes, A., y Franzese, J. R. 2018. Análisis estructural y modelado digital de afloramiento del basamento austral de la Cuenca Neuquina: evidencias de deformación progresiva vinculada a cizalla dúctil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 75 (4), 507-517.
- Giacosa, R. E., y Heredia, N. C. 2000. Estructura de los Andes Nordpatagónicos entre los 41° y los 42° S, Río Negro y Neuquén, Argentina. 9° Congreso Geológico Chileno. *Actas* 2: 571-575.
- Giacosa, R. E., y Heredia, N. 2004. Estructura de los Andes Nordpatagónicos en los cordones Piltriquitrón y Serrucho y en el valle de El Bolsón (41° 30-42 ° 00 S), Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (1): 91-102.
- Giambiagi, L., Bechis F., García V. y Clark A., 2008. Temporal and spatial relationship between thick- and thin-skinned deformation in the Malargüe fold and thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics* 459: 123-139.

- Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E., y Bottesi, G. 2009 a. Características estructurales del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe (35-36 S): distribución del acortamiento e influencia de estructuras previas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65 (1), 140-153.
- Giambiagi, L., Tunik, M., Barredo, S., Bechis, F., Ghiglione, M., Alvarez, P., y Drosina, M. 2009 b. Cinemática de apertura del sector norte de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65 (2), 278-292.
- Giambiagi, L., Mescua, J., Bechis, F., Martínez, A. y Folguera, A., 2011. Pre-Andean deformation of the Precordillera southern sector, Southern Central Andes. *Geosphere*, 7 (1): 1-21.
- Giambiagi, L., Mescua, J., Heredia, N., Farías, P., García Sansegundo, J., Fernández, C., Stier, S., Pérez, D., Bechis, F., Moreiras, S. M., y Lossada, A. 2014. Reactivation of Paleozoic structures during Cenozoic deformation in the Cordón del Plata and Southern Precordillera ranges (Mendoza, Argentina), *J. Iber. Geol.*, 40: 309–320.
- Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A., y Giménez, M. 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics*, 649, 81-99.
- González Díaz, E., y Nullo, F. 1980. Cordillera Neuquina. In *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Actas 2, 1100-1147.
- Gross, M. R., Gutie, G., Bai, T., Wacker, M. A., Collinsworth, K. B., y Behl, R. J. 1997. Influence of mechanical stratigraphy and kinematics on fault scaling relations. *Journal of Structural Geology*, 19 (2), 171-183.
- 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 del Neuquén. 8° Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 553-577.
- Hardy, S., y Ford, M. 1997. Numerical modeling of trishear fault propagation folding. *Tectonics*, 16 (5), 841-854.
- Heredia, N., García Sansegundo, J., Gallastegui, G., Farias, P., Giacosa, R. E., Alonso, J., Busquets, P., Charrier, R., Clariana, P., Colombo, F., Cuesta,

- A., Gallastegui, J., Giambiagi, L., González-Méndez, L., Limarino, C. O., Martín-González, F., Pedreira, D., Quintana, L., Rodríguez-Fernández, L. R., Rubio-Ordóñez, A., Seggiario, R., Serra-Varela, S., Spalletti, R., Cardó, R., y Ramos, V. A. 2016. Evolución Geodinámica de los Andes argentinochilenos y la Península Antártica durante el Neoproterozoico tardío y el Paleozoico. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 36: 237-178.
- Heredía, N., García-Sanseguno, J., Gallastegui, G., Farias, P., Giacosa, R., Hongn, F., Tubía, J.M., Alonso, J.L., Busquets, P., Charrier, R., Clariana, P., Colombo, F., Cuesta, A., Gallastegui, J., Giambiagi, L., González-Menéndez, L., Limarino, C.O., Martín-González, F., Pedreira, D., Quintana, L., Rodríguez Fernández, L.R., Rubio-Ordóñez, A., Seggiario, R., Serra-Varela, S., Spalletti, L.A., Cardó, R. y Ramos, V. A. 2018. The Pre-Andean Phases of Construction of the Southern Andes Basement in Neoproterozoic–Paleozoic Times. En: *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*, 111-131. Springer, Cham.
- Hervé, M. 1976. Estudio geológico de la falla Liquine- Reloncavi en el área de Liquine: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). 1° Congreso Geológico Chileno, Actas 1:39-56.
- Hervé, F., Haller, M. J., Duhart, P., y Fanning, C. M. 2005. SHRIMP U–Pb ages of detrital zircons from Cushamen and Esquel Formations, North Patagonian Massif, Argentina: geological implications. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 309, Buenos Aires.
- Hervé, F., Calderon, M., Fanning, C. M., Pankhurst, R. J., Fuentes, F., Rapela, C. W., Correa, J.; Quezada, P.; Marambio, C. 2016. Devonian magmatism in the accretionary complex of southern Chile. *Journal of the Geological Society*, 173 (4), 587-602.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, M., Pankhurst, R., Rapela, C. W., y Quezada, P. 2018. The country rocks of Devonian magmatism in the North Patagonian Massif and Chaitenia. *Andean Geology*, 45 (3), 301-317.
- Hongn, F., Mon, R., Petrinovic, I., Del Papa, C., y Powell, J. 2010. Inversión y reactivación tectónicas Cretácico- Cenozoicas en el noroeste argentino:

- Influencia de las heterogeneidades del basamento Neoproterozoico-Paleozoico inferior. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66 (1), 38-53.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist*, 68 (1-2), 277-279.
- Liesa, C. L., y Lisle, R. J. 2004. Reliability of methods to separate stress tensors from heterogeneous fault-slip data. *Journal of structural geology*, 26 (3), 559-572.
- Linares, E., Cagnoni, M. C., Do Campo, M. y Ostera, H. A. 1988. Geochronology of metamorphic and eruptive rocks of southeastern Neuquén and northwestern Río Negro Provinces, Argentine Republic. *Journal of South American Earth Sciences*, 1 (1): 53-61.
- López de Luchi, M. G., y Cerredo, M. E. 2008. Geochemistry of the Mamil Choique granitoids at Río Chico, Río Negro, Argentina: Late Paleozoic crustal melting in the North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences*, 25: 526-546.
- López, M., García, M., Bucher, J., Funes, D. S., D'Elia, L., Bilmes, A., Naipauer, M., Sato, A. M., Valencia, V. A., y Franzese, J. R. 2019. Structural evolution of The Collón Cura basin: Tectonic implications for the north Patagonian Broken Foreland. *Journal of South American Earth Sciences*, 93, 424-438.
- Lucassen, F., Trumbull, R., Franz, G., Creixell, C., Vásquez, P., Romer, R. L. y Figueroa, O. 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36–41° S). *Journal of South American Earth Sciences*, 17 (2): 103-119.
- Marrett, R., y Allmendinger, R. W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of structural geology*, 12 (8), 973-986.
- Marshall, L., Pascual R., Curtis, C.H. y Drake R.E. 1977. South America geochronology: radiometric time scale for Middle to Late Tertiary mammal-bearing horizons in Patagonia, *Science* 195, 1325-1328.

- Mazzoni, M., y Benvenuto, A. 1990. Radiometric ages of Tertiary ignimbrites and the Collón Cura Formation, northwestern Patagonia. 9º Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires. Actas 2: 87-90.
- McClay, K. R. 1995. The geometries and kinematics of inverted fault systems: a review of analogue model studies. Geological Society, London, Special Publications, 88 (1), 97-118.
- McClay, K.R., y White, M., 1995. Analogue models of orthogonal and oblique rifting. *Marine and Petroleum Geology* 12, 137–151.
- McConnell, R.B., 1972. Geological development of the rift system of eastern Africa. *Geological Society of America Bulletin* 83, 2549–2572.
- Mescua, J.F., Giambiagi, L.B., Tassara, A., Gimenez, M., y Ramos, V.A., 2014. Influence of pre-Andean history over Cenozoic foreland deformation: Structural styles in the Malargue fold-and-thrust belt at 35oS, Andes of Argentina. *Geosphere*, 10 (3): 585-609.
- Morel, E. M., Artabe, A. E., y Spalletti, L. A. 2003. Triassic floras of Argentina: biostratigraphy, floristic events and comparison with other areas of Gondwana and Laurasia. *Alcheringa: An Australasian Journal of Palaeontology*, 27 (3), 231-243.
- Morley, C. K. 1999. How successful are analogue models in addressing the influence of pre-existing fabrics on rift structure?. *Journal of Structural Geology*, 21 (8-9), 1267-1274.
- Morley, C. K. 2010. Stress re-orientation along zones of weak fabrics in rifts: An explanation for pure extension in ‘oblique’ rift segments?. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(3-4), 667-673.
- Morley, C. K., Haranya, C., Phoosongsee, W., Pongwapee, S., Kornsawan, 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 (10), 1803-1829.
- Mosquera, A. y Ramos, V.A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. En: Kay S. y Ramos, V. (Eds.): *Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén*

- Basin (35°-39°S lat), Geological Society of America, Special Paper 407: 97-123.
- Mosquera, A., Silvestro, J., Ramos, V., Alarcón, M., Zubiri, M. 2011: La estructura de la Dorsal de Huincul. In: H.A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C. Danieli and J.M. Vallés (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén. 385-398p.
- Nieto-Samaniego, Á. F. 1999. Stress, strain and fault patterns. *Journal of Structural Geology*, 21(8-9), 1065-1070.
- Nieto-Samaniego, A. F., y Alaniz-Alvarez, S. A. 1997. Origin and tectonic interpretation of multiple fault patterns. *Tectonophysics*, 270 (3-4), 197-206.
- Nulló, F.E. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, Provincia de Río Negro. Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería, Boletín 158, 1-88.
- Nulló, F. 1979. Descripción geológica de la hoja 39 c, Paso Flores, Provincia de Río Negro. Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería, Boletín 167, 1-79.
- Oertel G. 1965. The mechanism of faulting in clay experiments. *Tectonophysics*, 2 (5), 343-393.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Fanning, C. M. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76 (3-4): 235-257.
- Pardo- Casas, F., y Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6 (3), 233-248.
- Pascual, R. 1984. La sucesión de las edades-mamífero, de las climas y del diastrofismo sudamericanos durante el cenozoico: fenómenos concurrentes. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Buenos Aires*, 36: 15-37.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*, second edition. Springer-Verlag, 366 p., Berlin.

- Peacock, D. C. P., y Sanderson, D. J. 1992. Effects of layering and anisotropy on fault geometry. *Journal of the Geological Society*, 149 (5), 793-802.
- Peacock, D. C., y Marrett, R. 2000. Strain and stress: Reply. *Journal of Structural Geology*, 22 (9), 1369-1378.
- Perez, N. D., Horton, B. K., y Carlotto, V. 2016. Structural inheritance and selective reactivation in the central Andes: Cenozoic deformation guided by pre-Andean structures in southern Peru. *Tectonophysics*, 671: 264-280.
- Pryer, L. L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology*, 15 (1): 21-36.
- Rabassa, J. 1978. Estratigrafía de la región Pilcaniyeu-Comallo, provincia de Río Negro. 7° Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 731-746, Neuquén.
- Ramos, M. E., Tobal, J. E., Sagripanti, L., Folguera, A., Orts, D. L., Giménez, M., y Ramos, V. A. 2015. The North Patagonian orogenic front and related foreland evolution during the Miocene, analyzed from synorogenic sedimentation and U/Pb dating (~ 42° S). *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 467-485.
- Ramos, V. 1978. El vulcanismo del Cretácico inferior de la Cordillera Patagónica. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 7: 423-435, Neuquén.
- Ramos, V. A. 1984. Patagonia: un continente paleozoico a la deriva?. 9° Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 311-325, Buenos Aires.
- Ramsay, J. G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw Hill Book Company, 568p.
- Ranalli, G., Yin, Z.M., 1990. Critical stress difference and orientation of faults in rocks with strength anisotropies: the two dimensional case. *Journal of Structural Geology*, 12, 1067-1071.
- Rapela, C. W., Dias, G. F., Franzese, J. R., Alonso, G., y Benvenuto, A. R. 1991. El Batallito de la Patagonia Central: evidencias de un magmatismo Triásico-Jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Andean Geology*, 18 (2), 121-138.

- Ravazzoli, I. A., y Sesana, F. L. 1977. Descripción geológica de la hoja 41c, Río Chico, Provincia de Río Negro: Carta geológico-económica de la República Argentina, escala 1: 200.000. Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería, Servicio Geológico Nacional, Argentina. Boletín 148, 1-80.
- Reches, Z. 1978. Analysis of faulting in three-dimensional strain field. *Tectonophysics* 47: 109-129
- Riller, U., Hongn, F., 2003. Structural significance of Paleozoic discontinuities on Cretaceous to Quaternary tectonism in the eastern Cordillera, NW-Argentina. *Eur. Geophys. Soc., Geophysical Research Abstracts* 5, 02303.
- Riller, U., Clark, M. D., Daxberger, H., Doman, D., Lenauer, I., Plath, S., y Santimano, T. 2017. Fault-slip inversions: Their importance in terms of strain, heterogeneity, and kinematics of brittle deformation. *Journal of Structural Geology*, 101: 80-95.
- Rolleri, E. O., Guichon, M. E., Rabasa, J y Scanavino, 1976. Estudio geológico del valle del río Limay entre Piedra del Águila y el Paso Limay (provincias del Neuquén y del Río Negro) VI Congreso Geológico Argentino. *Actas* 1: 498-523.
- Rosenau, M. R. 2004. Tectonics of the southern Andean intra-arc zone (38°–42°S), Ph.D. thesis, 154 pp., Free Univ., Berlin, Germany.
- Rosenau, M., Melnick, D., y Echtler, H. 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38 S and 42 S latitude. *Tectonics*, 25(4).
- Schmidt, C.J., Astini, R.A., Costa, C.H., Gardini, C.E. y Kraemer, P.E. 1995. Cretaceous rifting alluvial fan sedimentation and Neogene inversion, Southern Sierras Pampeanas, Argentina. En Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 62: 341-358.
- Scisciani, V. 2009. Styles of positive inversion tectonics in the Central Apennines and in the Adriatic foreland: Implications for the evolution of the Apennine chain (Italy). *Journal of Structural Geology*, 31 (11), 1276-1294.

- Sesana, F. L. 1968. Rasgos petrológicos de la comarca de Río Chico, Río Negro. Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3: 99-105, Chubut.
- Silvestro, J., y Zubiri, M. 2008. Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la Dorsal Neuquina (39°S)-Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 63 (1), 49-64.
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon) – South American relative motion during the last 40 my: Implications for mountain building in the Andes. Journal of South American Earth Sciences, 11, 211-215.
- Somoza, R. y Ghidella, M.E. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del sur durante el Cenozoico: Subducción de Nazca, Farallon y Alud. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60(4),797-809.
- Spalletti, L. A. 1999. Cuencas triásicas del oeste argentino: origen y evolución. Acta Geológica Hispánica 32 (1-2): 29-50. Buenos Aires.
- Spalletti, L. A., y Franzese, J. R. 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, República Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 66, 305-313.
- Sperner, B. y Zweigel, P., 2010. A plea for more caution in fault-slip analysis. Tectonophysics 482: 29-41.
- Stipanovic, P. N. 1967. Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22 (2), 101-133.
- Stipp, M., Stübenitz, H., Heilbronner, R., y Schmid, S. M. 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 C. Journal of Structural Geology, 24 (12): 1861-1884.
- Sturm, P. y Triggs, B. 1996. A factorization based algorithm for multi-image projective structure and motion. 4th European Conference on Computer Vision, Proceedings Volume 2: 709-720, Cambridge.

- Teyssier, C., Tikoff, B., y Markley, M. 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology*, 23 (5), 447-450.
- Thomson, S. N. 2002. Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42 S and 46 S: An appraisal based on fission-track results from the transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone. *Geological Society of America Bulletin*, 114 (9), 1159-1173.
- Tobal, J. E., Folguera, A., Likerman, J., Naipauer, M., Sellés, D., Boedo, F. L., Ramos, V. A., y Gimenez, M. 2015. Middle to late Miocene extensional collapse of the North Patagonian Andes (41° 30'–42° S). *Tectonophysics*, 657, 155-171.
- Tong, H., Cai, D., Wu, Y., Li, X., Li, X., y Meng, L. 2010. Activity criterion of pre-existing fabrics in non-homogeneous deformation domain. *Science China Earth Sciences*, 53 (8), 1115-1125.
- Turner, J.C.M. 1965. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (provincia del Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20(2): 153-184.
- Twiss, R. J., y Unruh, J. R. 1998. Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rate?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103 (B6), 12205-12222.
- Twiss, R. J., y Moores, E. M. 2007. *Structural Geology*. WH Freeman and Company. New York, 532.
- Uliana, M. A., Biddle, K. T., y Cerdan, J. 1989. Mesozoic Extension and the Formation of Argentine Sedimentary Basins. Capítulo 39: 599-614.
- Varela, R., Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Gomez, V. 1991. Estructura, petrología y geocronología del basamento de la región del Limay, provincias de Río Negro y Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 18 (2): 147-163.
- Varela, R., Basei, M. A., Cingolani, C. A., Siga Jr, O., y Passarelli, C. R. 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista geológica de Chile* 32 (2): 167-187.
- Volkheimer, W. 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento de Cushamen (Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19 (2), 85-107.

- White, N. J., Jackson, J. A. y McLemzoe, D. P. 1986. The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layers in their hanging walls. *Journal of Structural Geology*, 8: 897-909.
- Wichmann, H. J., Murray, C. W., Harris, M., Clifford, P. A., Loughrey, J. H., y Vorhes Jr, F. A. 1934. Methods for determination of lead in foods. *Journal of the Association of Official Agricultural Chemists*, 17: 108-135.
- Yrigoyen, M. T. 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. *Ameghiniana*, 6 (4): 315-329.
- Zehnder, A. T., y Allmendinger, R. W. 2000. Velocity field for the trishear model. *Journal of Structural Geology*, 22 (8): 1009-1014.
- Zonenshayn, L. P., Savostin, L. A., y Sedov, A. P. 1984. Global paleogeodynamic reconstructions for the last 160 million years. *Geotectonics*, 18 (3): 181-195.