



**Universidad de Buenos Aires**

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas

**El efecto de la colisión de la dorsal de Chile y las anisotropías de basamento en la deformación de los Andes Patagónicos Australes: un enfoque desde el análisis cinemático y experimentos análogos**

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el área Ciencias Geológicas

**Rodrigo Javier Suárez**

Director de tesis: Dr. Matías Ghiglione.

Consejero de Estudios: Dr. Augusto Rapalini.

Lugar de trabajo: Instituto de Estudios Andinos (UBA-CONICET), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas.

Buenos Aires, 2022

## Resumen

Los Andes Patagónicos evolucionaron como un margen continental activo, posiblemente desde el Devónico en la región austral. De esta forma, se registra una evolución de deformación de larga duración dividida en dos etapas principales: deformación frágil-dúctil de edad pre-Jurásico Medio y deformación frágil dentro del ciclo Andino (Jurásico-actualidad). Esta última, es posible diferenciarla en un estadio Jurásico-Cretácico asociado a procesos globales como la apertura del Océano Atlántico produciendo la ruptura del supercontinente Pangea, en el cual se produce la apertura de la cuenca Austral y la etapa temprana de construcción de los Andes en el Aptiano-Albiano. En el estadio que se desarrolla durante el Cenozoico, la evolución estuvo relacionada a procesos de carácter regional como fueron las interacciones de las dorsales Aluk-Farallón y de Chile con el margen occidental de Patagonia. La conjunción de estos procesos, y en particular el accionar de la dorsal de Chile desde los 19-18 Ma, dieron lugar a sucesivas fases de deformación sobre el orógeno de los Andes Patagónicos del Sur. En esta tesis, a través de variadas técnicas de la Geología Estructural como lo son el análisis de elementos tectónicos de fábrica de basamento, análisis cinemático de falla, modelado análogo 3D y análisis dinámico de sismicidad, se estudia la compleja interacción entre elementos de fábrica tectónica a lo largo del orógeno Patagónico en busca de dilucidar los efectos mecánicos y térmicos de la dorsal de Chile sobre la deformación Andina.

A través del estudio cinemático de fallas a escala de orógeno, se pudo determinar una importante componente de fallamiento de desplazamiento de rumbo a lo largo de todo el orógeno Patagónico, lo que había sido interpretado

por autores previos bajo un modelo de transpresión, desafiando las propuestas clásicas de orogénesis Andina. Para los Andes Patagónicos del Sur, se logró identificar que el desarrollo de fallas a mesoescala de desplazamiento de rumbo se produjo durante la tectónica transtensional del Jurásico Tardío y como un modo de deformación de segundo orden subordinado a los dominios de basamento, desacreditando el modelo de orogenia transpresional para el Cenozoico en el marco de la subducción de la dorsal de Chile. En particular, estas fallas muestran compatibilidad geométrica con anisotropías heredadas de basamento de rumbo NO-SE en la Unidad Nunatak Viedma, E-O en la Formación Bahía de la Lancha y NE-SO en la Formación Río Lácteo. Esta fábrica planar se habría producido en un contexto de faja plegada y corrida, durante las fases orogénicas Gondwánica del Paleozoico superior y Chónica del límite Triásico-Jurásico. Para los Andes Patagónicos del Norte, el amplio fallamiento de desplazamiento de rumbo se puede explicar bajo el modelo de partición de la deformación en tiempos del Cenozoico. El modelamiento analógico sustenta que la existencia de una anisotropía translitosférica, como es el sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui (SFLO), podría ser heredado de basamento, como un límite de terrenos. Este elemento tectónico habría jugado un rol predominante, aumentando el factor de estiramiento durante el Eoceno-Oligoceno desarrollando la cuenca Traiguén, y configurando una arquitectura bivergente durante la acreción del bloque de Chiloé. Adicionalmente, pensar el SFLO como una herencia de la configuración de bloques pre-Jurásico, permitiría explicar su ausencia al sur de los 46°S.

La cinemática de la deformación y el reconocimiento de estratos de crecimiento en el retroarco de los Andes Patagónicos del Sur, permitieron identificar

cambios repentinos en el régimen tectónico durante el Cenozoico tardío entre extensión y acortamiento. Estos estadios fueron restringidos, como sigue: extensión durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano, contracción del Mioceno medio, y nuevamente, extensión desde el Plioceno. Se identificó que durante la fase orogénica del Mioceno medio, los depocentros extensionales del Oligoceno tardío-Mioceno temprano fueron invertidos tectónicamente. La orogénesis Andina del Mioceno cesa en la Patagonia Austral durante la apertura de la ventana astenosférica que se desarrolla asociada con la dorsal de Chile y desencadena la tectónica extensional de edad Plioceno-Cuaternario. Como causa dinámica detrás de este cambio en la tectónica de contracción a extensión, se propone que resulta de la conmutación de fuerzas que controlan el estado de *stress*, desde fuerzas de límite placa que sustentan la orogénesis a fuerzas de flotabilidad que resultan de la modificación de espesor de la litosfera por erosión termal dado el ascenso mantélico. Asimismo, el ascenso mantélico produce un alto flujo calórico superficial y adelgazamiento de la capa potencialmente sísmica, lo que se traduce en un gran *gap* de sismicidad significativa de 470-450 km de largo a los 47-50 °S. La aparición de sismicidad de intraplaca asociada a corrimientos sobre la ventana astenosférica a los 50°-51°, marca la reactivación de la faja plegada y corrida con posterioridad a los 8-12 Ma en que migra la dorsal de Chile a través de estas latitudes.

Esta tesis pone de manifiesto que un cabal entendimiento de los elementos y procesos tectónicos jóvenes en un orógeno Andino, requiere desentrañar la tectónica antigua.

**Palabras clave:** Andes Patagónicos del Sur; Anisotropía heredada de basamento; Dorsal de Chile; Fallamiento; Modelamiento análogo; Ventana astenosférica.

***The effect of the Chile ridge collision and the basement anisotropies in  
the deformation of the South Patagonian Andes: An approach from  
kinematic analysis and analogue modeling***

**Abstract**

The Patagonian Andes evolved as a continental margin since Devonian times in the southern region. In this way, recording a long-lasting deformation in two main stages: Paleozoic-Triassic (i.e. pre-Andean) deformation in brittle-ductile terms and Meso-Cenozoic (i.e. Andean) deformation under brittle conditions. Into the Andean cycle, it is possible to differentiate a Jurassic-Cretaceous stage associated with global processes linked to the Atlantic Ocean spreading driving the Pangea breakup, concomitant with the Austral Basin opening and early stage of the Andean building at the Aptian-Albian. In another stage, developed during Cenozoic times, the tectonic evolution was linked with processes of regional scale, as the ridge-trench interactions of the Aluk-Farallon (Paleogene) and South Chile (Neogene-Quaternary) with the western margin of Patagonia. The conjunction of these processes, and particularly of the South Chile ridge since 18 Ma, give place to successive deformation phases affecting the orogen of the South Patagonian Andes. In this thesis, through diverse techniques provided by the Structural Geology, as the analysis of tectonic elements of basement fabric, analysis of fault-slip data, 3D analogue modeling, and formal inversion of stress from earthquake focal mechanism, is addresses the effects South Chile ridge subduction on the Andean deformation and its interaction with the inherited anisotropies.

From the analysis of fault-slip data at an orógeno scale, it was possible to determine a strong component of strike-slip faulting. This feature leads to previous authors to propose a transpressional orogenic model, challenging the classic proposals of Andean orogenesis. However, in the South Patagonian Andes, the strike-slip mesoscale faulting is the result of Late Jurassic transtensional deformation, and as a second-order faulting mode subordinate to the Basement domain, dismissing the transpressional orogenesis model in the framework of the South Chile ridge subduction. Particularly, these faults exhibit high geometric compatibility with inherited anisotropies of the basement, NW-SE-striking for the Nunatak Viedma Unit, E-W-striking for the Bahía de la Lancha Formation, and NE-SW in the Río Lácteo Formation. The main basement planar fabric was the result of the Gondwanide (late Paleozoic) and Chonide (Triassic-Jurassic boundary) orogenies, developing a typical fold-thrust belt for pre-Andean times. In the North Patagonian Andes, the broad strike-slip faulting is possible, explaining through a strain-partitioning model for Cenozoic times. The analogue modeling supports the existence of a translithospheric anisotropy, like the Liquiñe-Ofqui fault system, by reactivating a boundary between basement blocks. This tectonic element could exert a strong control enhancing the stretching factor during the Eocene-Oligocene times developing the Traiguen Basin and shaping a double-vergent orogen after the accretion of the Chiloé block. As a further remark, understanding the Liquiñe-Ofqui fault system as an inheritance from the pre-Jurassic block configuration, leads to explain its absence south 46°S and the non-partitioning deformation in the South Patagonian Andes.

The deformation kinematics and recognition of syntectonic strata lead to identifying sudden changes in the tectonic regime for the late Cenozoic between extension and contraction. It was possible to time-constrain these stages, as follows: late Oligocene-early Miocene extension, middle Miocene orogenesis, and extension since Pliocene times. During the Andean orogenic stage, the extensional depocenters of the late Oligocene-early Miocene age were positively inverted. This Miocene orogenic pulse ceases in southern Patagonian during the slab window opening associated with the South Chile ridge subduction. It triggers the extensional stage since Pliocene times. The dynamic cause behind this tectonic mode switching from middle Miocene orogenesis to Pliocene-current extension is proposed as the result of a switch of forces controlling the state of stress within the lithosphere, from plate boundary to buoyancy forces. Likewise, the sub-slab asthenospheric upwelling triggers high-heat flow and thinning of the seismic layer, which is traduced in a long significant seismic gap of 470-450 Km between the 47-50° S. In the southern portion above the slab window (50°-51°S), the fold-thrust belt growth seems to be reactivated as depicts the thrust-related intraplate seismicity, after a maximum of 8-12 My due to the passage of the ridge at these latitudes.

This thesis highlights that a broad understanding of younger tectonic elements and processes in Andean orogens requires deciphering the older tectonics.

**Key-words:** Analogue modeling; Basement inherited anisotropy; Faulting; Orogenesis; Slab window; South Chile ridge; South Patagonian Andes.

## Agradecimientos

---

A todos mis afectos personales, les agradezco por escucharme –más de una vez- y bancarme durante estos años sin emitir rezongo alguno.

A Matías, le agradezco por haber confiado en mí sin siquiera conocerme. A Christian Sue, Joseph Martinod y Benjamin Guillaume, les agradezco todo su apoyo y enseñanzas brindadas.

Gracias a colegas del IDEAN que alegraron los días de trabajo, al igual que a Migue y su familia por haberme hecho un lugarcito en Lugano.

Gracias a la educación pública brindada por la Universidad de Buenos Aires. Los trabajos contaron con el apoyo dado por el programa de becas doctorales del Consejo Nacional Científico y Técnico (CONICET) y el convenio bilateral dado por el proyecto ECOS-SUD entre Argentina y Francia.

Por último, gracias los jurados de la tesis, dres. Cristallini, Franzese y Dávila, por su tiempo y valiosas correcciones.

*Simplemente quiero decir que en algún lugar de este libro escribo “hice”, “fui”, “descubrí”, debe entenderse “hicimos”, “fuimos”, “descubrimos”.*

Rodolfo Walsh, Operación Masacre (1957)



**CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN**

- 1.1. Estado actual de conocimiento...3
- 1.2. Problemas a abordar...4
- 1.3. Hipótesis de trabajo...5
  - 1.3.1. *Objetivos y metodologías para abordar el estudio*...6
- 1.4. Estructuración de la tesis...7

**CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL DE LOS ANDES PATAGÓNICOS**

- 2.1. Evolución tectono-estratigráfica regional...10
  - 2.1.1. *Evolución pre-Andina*...10
  - 2.1.1. *Evolución Andina en tiempos del Jurásico-Cretácico*...13
  - 2.1.1. *Evolución Andina en tiempos del Cenozoico*...15
- 2.2. Estilo estructural...20
  - 2.2.1. *Andes Patagónicos del Norte*...20
  - 2.2.2. *Andes Patagónicos del Sur*...21

**CAPITULO 3. MARCO CONCEPTUAL: ESFUERZO Y DEFORMACIÓN**

- 3.1. Esfuerzo y tectónica...24
  - 3.1.1. *Ideas básicas sobre fuerza y esfuerzo*...24
  - 3.1.2. *Esfuerzos en la litósfera y fallamiento*...27
- 3.2. Deformación y distorsión en rocas...30

**CAPÍTULO 4. ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LA FÁBRICA TECTÓNICA DEL BASAMENTO**

- 4.1. Introducción...37
- 4.2. Contexto geológico Paleozoico-Mesozoico Temprano de la región suroccidental de Patagonia...37

4.2.1. Los complejos metamórficos del Paleozoico-Triásico en los Andes Patagónicos Australes...	37
4.2.2. Antecedentes estructurales de las unidades metasedimentarias...	44
4.3. Aspectos metodológicos...	45
4.3.1. ¿Por qué enfocarse en el estudio de rocas metasedimentarias?...	45
4.3.2. Nomenclatura...	45
4.3.3. Trabajo de campo...	46
4.4. Resultados...	46
4.4.1. La Formación Río Lácteo en el lago Belgrano...	46
4.4.2. La Formación Bahía de la Lancha en su localidad tipo y el cerro Polo...	48
4.4.3. La Unidad Nunatak Viedma en el Paso del Viento...	53
4.5. Discusiones...	55
4.5.1. Resumen de la evolución estructural y corrección de la fábrica tectónica a su posición pre-Andina...	55
4.5.2. Descifrando la/las fase/fases de deformación involucradas en la deformación pre-Jurásica...	58
4.6. Conclusiones...	61

## **CAPÍTULO 5. ANÁLISIS CINEMÁTICO DEL FALLAMIENTO A LO LARGO DE LOS ANDES PATAGÓNICOS Y MODELOS DE DEFORMACIÓN OROGÉNICA**

5.1. Introducción...	63
5.2. Marco geológico: La tectónica y clases de fallamiento de los Andes Patagónicos...	65
5.3. Metodología...	66
5.3.1. Toma de datos...	66
5.3.2. Cálculo del tensor...	67
5.3.3. Interpretación de los datos...	68
5.4. Estrategia adoptada para restringir temporalmente las clases de fallamiento...	69

5.5. Evaluando la base de datos: temporalidad, modo de fallamiento y orientación de ejes principales a una escala de orógeno...	71
5.6. Restricciones provistas por estratos sintectónicos del Cenozoico...	77
5.6.1 <i>Andes Patagónicos del Norte</i> ...	77
5.6.2. <i>Andes Patagónicos del Sur</i> ...	81
5.7. Mecanismo de fallamiento heterogéneo cinemáticamente en los Andes Patagónicos del Sur...	84
5.8. Discusión...	86
5.8.1. <i>Temporalidad y modo de deformación</i> ...	86
5.8.2. <i>Anisotropías litosféricas y sus efectos sobre el modo de deformación Andino</i> ...	88
5.8.3. <i>Modelos orogénicos en relación a la distribución de la deformación frágil</i> ...	91
5.9. Conclusiones...	94
 <b>CAPÍTULO 6. EXPERIMENTOS DE LABORATORIO SOBRE LA SUBDUCCIÓN CENOZOICA: IMPLICANCIAS PARA LA DEFORMACIÓN DE PLACA CABALGANTE EN EL MARCO DE COVERGENCIA OBLICUA</b>	
6.1. Introducción...	96
6.2. El “blanco” de modelado: la tectónica cenozoica de los Andes Patagónicos...	101
6.2.1. <i>Cinemática de la convergencia de placa sobre el margen Andino de Patagonia</i> ...	101
6.2.2. <i>Evolución de cuencas y arquitectura orogénica de los Andes Patagónicos en tiempos del Cenozoico</i> ...	102
6.3. Metodología...	103
6.3.1. <i>Configuración experimental y procedimiento</i> ...	104
6.3.2. <i>Monitoreo de los experimentos</i> ...	107
6.4. Descripción de los modelos...	109
6.4.1. <i>Experimentos de referencia: subducción perpendicular a la trinchera</i> ...	109

6.4.1.1. Dinámica de la subducción...	109
6.4.1.2. Deformación de la placa cabalgante...	111
6.4.2. Análisis de modelos con subducción oblicua a la trinchera...	114
6.4.2.1. Dinámica de la subducción...	115
6.4.2.2. Deformación de la placa cabalgante...	115
6.4.2.3. Movimiento de sliver...	117
6.5. Discusión...	120
6.5.1. Deformación de la placa cabalgante en modelos de convergencia oblicua y perpendicular a la trinchera...	121
6.5.2. Mecanismos detrás de despegar un sliver de antearco...	122
6.5.3. Implicancias sobre la arquitectura del orógeno Patagónico...	124
6.6. Conclusiones...	127

## **CAPÍTULO 7. SISMICIDAD Y ESFUERZOS EN RELACIÓN A LA DORSAL DE CHILE**

7.1. ¿Con qué finalidad estudiar la sismicidad en los Andes Patagónicos?...	129
7.2. Evolución geométrica y cinemática de la dorsal de Chile...	131
7.3. Metodología...	132
7.3.1. Base de datos y determinación de regiones sísmicas...	132
7.3.2. Inversión formal de esfuerzo...	134
7.4. Distribución de la sismicidad...	135
7.5. Mecanismos focales de terremotos y régimen tectónico de esfuerzo...	136
7.5.1. Región al norte del Punto Triple de Chile...	136
7.5.2. Región al sur del Punto Triple de Chile...	137
7.6. Discusión...	139
7.7. Observaciones finales...	142

**CAPÍTULO 8. INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

8.1. Evolución de la deformación en relación al paso de la dorsal de Chile...144

*8.1.1. Estadio de aproximación de la dorsal de Chile...144*

*8.1.2. Estadio sincrónico con la subducción y migración...145*

8.2. Procesos tectónicos en relación a la migración de dorsales...145

*8.2.1. El efecto de barrido sobre la cinemática de placas y la mecánica de deformación...146*

*8.2.2. Fuerzas tectónicas en el marco de la subducción de dorsales...148*

8.3. Modelo geodinámico de migración de dorsales y la respuesta mecánica de la litosfera continental...150

**CAPÍTULO 9. OBSERVACIONES FINALES** ...154

**REFERENCIAS** ...156

**ANEXOS**

**Anexo 1.** Datos estructurales de la fábrica de basamento...186

**Anexo 2.** Localidades de análisis cinemático y ejes P-T...190

**Anexo 3.** Técnicas para la preparación de los experimentos de subducción...192

**Anexo 4.** Mecanismos focales de terremotos empleados para inversión formal de esfuerzos...201

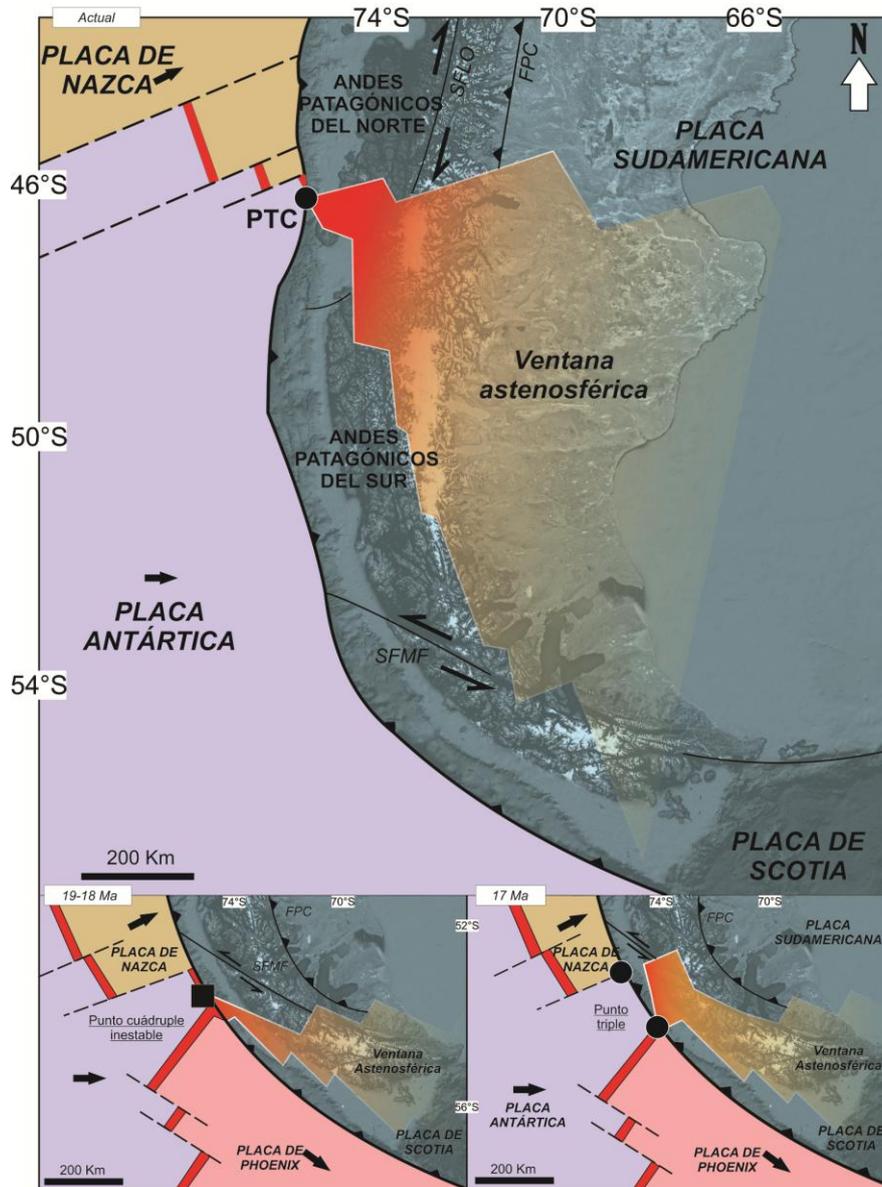
## CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

Las dorsales sísmicas son rasgos positivos-batimétricos submarinos, mayormente lineares, que caracterizan la fábrica del suelo oceánico (p. ej., Tebbens et al., 1997). Estas “crestas” representan los límites divergentes de placas en dónde se genera corteza oceánica, y como consecuencia, se produce la expansión del fondo oceánico (Stern, 2002; Thorkelson, 2020). Por otro lado, las zonas de subducción son límites de placas convergentes, es decir, se produce el reciclaje del suelo oceánico en el manto a expensas de producir la consumición de las cuencas oceánicas (Stern, 2002). A medida que se consume el fondo oceánico en las zonas de subducción, se acercan los centros de expansión oceánica hacia la trinchera y comienzan a interactuar con el margen convergente, generando de esta forma, complejas configuraciones de placas (Thorkelson, 1996). Cuando la dorsal intercepta a la trinchera y es subducida, en ocasiones se forma una “ventana” hacia la astenósfera por debajo de la placa continental (Thorkelson, 1996). Esto conduce al ascenso de material caliente proveniente de la astenósfera hacia el continente, produciendo una anomalía térmica que induce perturbaciones físicas y químicas (De Long et al., 1979; Thorkelson y Taylor, 1989; Thorkelson, 1996, 2020).

En la Patagonia austral, objeto de estudio en esta tesis, desde el Mioceno (alrededor de los 19-18 Ma) se están subduciendo una serie de segmentos de una dorsal sísmica conocida como dorsal de Chile (Fig. 1.1; Cande y Leslie, 1986; Tebbens et al., 1997; Breitsprecher y Thorkelson, 2009). Este centro de expansión oceánico intercepta la trinchera de forma aproximadamente ortogonal, y dado el movimiento divergente de las placas oceánicas que divide, es decir, Nazca y Antártica, se produce la apertura de una ventana astenosférica en la región central de Patagonia (Fig. 1.1; p. ej., Breitsprecher y Thorkelson, 2009).

Desde que la dorsal interceptó la trinchera patagónica a los 18 Ma, comenzó a subducirse a los aproximadamente 54° S y migrar hacia el norte hasta su actual posición ~ 46°09' S (Fig. 1.1; Breitsprecher y Thorkelson, 2009; Bourgeois et al. 2016). De este modo, el paso de la dorsal produjo un barrido del margen continental cambiando las condiciones cinemáticas de la

convergencia. Comprender y arrojar ideas sobre la tectónica de este ambiente, basadas en un análisis de elementos estructurales sobre cómo este efecto de barrido afectó, y aún afecta mecánicamente a la placa continental, es el principal desafío propuesto en esta tesis.



**Figura 1.1.** Evolución geométrica y cinemática de la ventana astenosférica de Patagonia, basado en Breitsprecher y Thorkelson (2009). El cambio desde una unión cuádruple inestable a una condición estable de unión triple, caracterizó los estadios iniciales de la configuración en torno a la interacción dorsal de Chile-trinchera Patagónica. Luego de migrar hacia el norte durante el Mioceno, actualmente el punto triple, conocido como Punto Triple Chile (PTC) está ubicado alrededor de los 46°09' S. FPC= Faja plegada y corrida. SFMF= Sistema de fallas de Magallanes-Fagnano. SFLO= Sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui.

## 1.1. ESTADO ACTUAL DE CONOCIMIENTO

Numerosos estudios han abordado los efectos mecánicos y térmicos, que se traducen en consecuencias sobre la deformación de la litósfera continental e impronta geoquímica del magmatismo, generado por la subducción de la dorsal de Chile bajo la placa continental. Durante los 90' se estudió la fuente del magmatismo basáltico producido durante el Cenozoico tardío de la región extra-andina de la Patagonia. Estudios como el de Ramos y Kay (1992) demostraron que su geoquímica alcalina (tipo OIB) guarda estrecha relación con la apertura de una ventana astenosférica. Luego, el foco de la discusión se centró en el efecto térmico que produce la apertura de la ventana astenosférica de la losa oceánica bajo la placa continental. En particular, se discute si la modificación del relieve está conducida por efectos dinámicos o isostáticos. Guillaume et al., (2009, 2010) a través de modelado tanto análogo 3D a escala litosférico como numérico, y apoyado en análisis geomorfológico de la terrazas fluviales de la región extra-andina del Macizo del Deseado, propusieron que el paisaje extra-andino de Patagonia está siendo elevado por empuje del manto, es decir, un ascenso dinámico del paisaje (véase discusión en Tobal et al., 2021). Luego, esta teoría fue discutida por Ávila et al. (2019a) quienes realizan cálculos de topografía dinámica que arrojan valores menores a los propuestos por autores previos (p. ej., Guillaume et al. 2009). Recientemente, Ávila y Dávila (2020) a través de un análisis topográfico residual, minimizan los efectos dinámicos sobre los cambios topográficos de la superficie, y proponen que los movimientos verticales están principalmente producidos por cambios isostáticos debido al adelgazamiento de la litósfera en respuesta al ascenso astenosférico.

A la sombra de la discusión del efecto térmico que produce la dorsal sísmica de Chile sobre la modificación del paisaje, han permanecido los efectos mecánicos que ejerce sobre la evolución tectónica-estructural de los Andes Patagónicos del Sur. Cabe destacar algunos estudios para dar cuenta de la evolución del estado de conocimiento en estos tópicos. Un trabajo pionero de Ramos y Kay (1992) propuso que la orogenia del Mioceno medio de los Andes Patagónicos del Sur fue desencadenada por la colisión de la dorsal oceánica de Chile (véase también Lagabrielle et al., 2004). Sin embargo, reconstrucciones

cinemáticas de las placas oceánicas Nazca-Antártica (Breitsprecher y Thorkelson, 2009) y dataciones radiométricas sobre los depósitos sinorogénicos miocenos (p. ej., Blisniuk et al., 2005; Folguera et al., 2018), desacreditaron tal relación temporal (véase más en Ghiglione et al., 2016).

Asimismo, Lagabriele et al. (2004) realizaron un estudio cinemático estructural sobre planos de fallas acompañado por análisis geomorfológico del paisaje, así propusieron una historia de dos pasos para la evolución neógena de los Andes Patagónicos del Sur: (1) estadio de deformación por transpresión dextral previo a la subducción de la dorsal de Chile (previo a los 15 Ma), conducido por subducción rápida y oblicua de la placa de Nazca, y (2) estadio de deformación contraccional posterior a la subducción de la dorsal de Chile (posterior a los 15 Ma) conducido por subducción más lenta y ortogonal al margen. En particular, la mecánica de deformación transcurrente neógena es discutida, debido a que la mayoría de las estaciones de medición para obtener los tensores de esfuerzo o deformación se efectuaron sobre rocas jurásicas. Recientemente, Barberón et al. (2018) a través del reconocimiento de estratos de crecimiento y análisis dinámico del fallamiento propusieron que el estadio previo a la subducción de la dorsal sísmica de Chile estuvo caracterizado por extensión de edad Oligoceno tardío-Mioceno temprano e inversión tectónica positiva durante el Mioceno medio. Cabe destacar que Barberón et al. (2018) también reconoció una importante componente de fallamiento de rumbo, pero la asignan, de forma amplia, a la actividad de una estructura comparable al sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui que está presente en los Andes Patagónicos del Norte.

Luego, sobre la mecánica de deformación durante el estadio posterior a la subducción de la dorsal de Chile las propuestas actuales, a través de análisis geomorfológico (Scalabrino et al., 2010) y satelital (Ritcher et al., 2016), sugieren un régimen de deformación por extensión operando en la placa continental por encima de la ventana astenosférica. Sin embargo, lo que ocurre justo al sur de este sector, aún no ha sido abordado.

## **1.2. PROBLEMAS A ABORDAR**

Desde un breve abordaje del estado actual del conocimiento, tal como se efectuó en el inciso anterior, surgen algunas problemáticas acerca de la

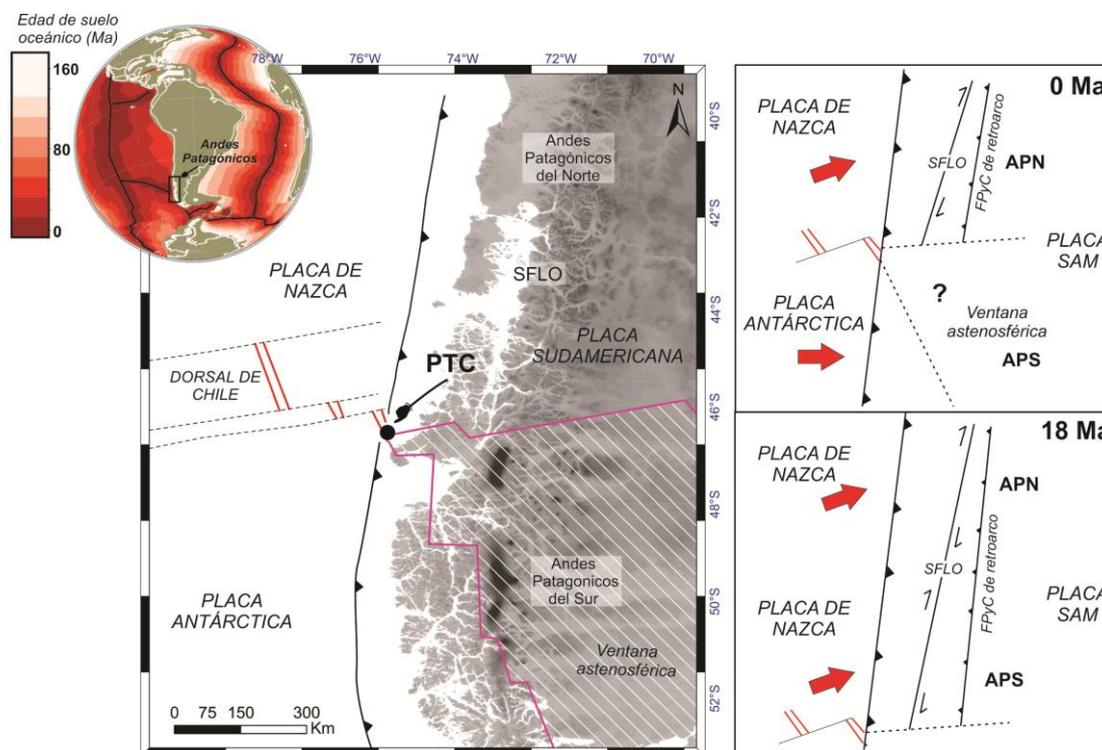
relación que existe entre la subducción de la dorsal de Chile y la mecánica de la deformación en los Andes Patagónicos del Sur.

- ❖ Se desconoce cuál es el estado de esfuerzo actual en la placa continental a lo largo de los Andes Patagónicos, y si existe o no una relación con la subducción de la dorsal de Chile.
- ❖ Aún no se ha podido revelar el origen y la restricción temporal del fallamiento de desplazamiento de rumbo a lo largo del retroarco de los Andes Patagónicos, y si esta clase de fallamiento convivió con extensión o acortamiento. Nuevamente, su vinculación con la subducción de la dorsal de Chile es discutida.
- ❖ Aún no se ha evaluado si las anisotropías de basamento jugaron – o no – algún rol en la deformación Andina durante el Cenozoico.
- ❖ La relación entre subducción de una dorsal sísmica y los efectos mecánicos que produce sobre la placa continental, han sido probados a través de modelos *pseudo*-numéricos pero no a través de modelos análogos.
- ❖ Por último, no se han efectuado estudios comparativos entre el segmento de trinchera ya afectado por la migración de la dorsal (Andes Patagónicos del Sur) y el segmento aún no afectado (Andes Patagónicos del Norte) por la dorsal de Chile.

### 1.3. HIPÓTESIS DE TRABAJO

La subducción de la dorsal de Chile bajo la placa continental produce dos dominios de convergencia muy diferentes. Al norte de la dorsal, la convergencia entre las placas Nazca-Sudamericana es suavemente oblicua en dirección noreste ( $\sim N80^\circ$ ) y rápida (8,6 cm/año), mientras que al sur de la dorsal, la convergencia entre las placas Antártica-Sudamericana es ortogonal y lenta (2 cm/año). Actualmente, esto produce sismicidad activa y deformación de rumbo dextral al norte del Punto Triple de Chile, concentrada en el sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui (Lange et al., 2008; Cembrano y Lara, 2009). En cambio, en el segmento al sur de los  $46^\circ S$ , un conjunto de evidencias indirectas señalan fallamiento extensional activo desde los  $\sim 6$  Ma (Lagabrielle et al., 2007; Scalabrino et al., 2010).

La hipótesis de trabajo que motiva esta tesis es: “*el actual ambiente tectónico al norte de los 46°S, operó durante el Neógeno en los Andes Patagónicos del Sur, y luego fue modificado por el paso de la dorsal de Chile*”. Para ello, se proponen los objetivos y metodologías abajo detalladas.



**Figura 1.2.** Ubicación de la zona de estudio y presentación de la hipótesis de trabajo de forma gráfica. Como se nota en el panel de la derecha, la hipótesis de trabajo asume que previo a la migración de la dorsal de Chile por la trinchera Patagónica, el ambiente tectónico de los Andes Patagónicos del Sur (APS) era similar al que actualmente opera en los Andes Patagónicos del Norte (APN). PTC= Punto Triple de Chile. SFLO= Sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui.

**1.3.1. Objetivos y metodologías para abordar el estudio.** Dada la problemática e hipótesis planteada en esta tesis, se propone abordar el estudio a través de tres tópicos principales:

- ❖ Comprender los efectos mecánicos que produjo la subducción de la dorsal símica de Chile sobre la placa continental durante el Mioceno, requiere estudiar su condición actual. Dado que la sismicidad es una poderosa herramienta para estudiar neotectónica, aquí se plantea estudiar la sismicidad a lo largo de los Andes Patagónicos. A partir de un análisis estructural geométrico y dinámico de la sismicidad de intraplaca, se podrá elaborar un modelo geodinámico que involucre las fuerzas que operan en

estos ambientes de intersección dorsal-trinchera y como afectan la deformación de la placa continental.

- ❖ Revisitar la historia cenozoica de fallamiento de los Andes Patagónicos. En este sentido, a través de la recolección de nuevos datos de plano de falla-estría, evaluación de estratos sintectónicos y recopilación de tensores cinemáticos/dinámicos disponibles, se podrá restringir temporalmente con menor incertidumbre la edad de cada clase de fallamiento que operó durante el Cenozoico.
  - Para complementar este estudio, además se realiza un estudio geométrico y cinemático de la fábrica estructural del basamento, para evaluar su posible control sobre el fallamiento cenozoico, evitando así, posibles sesgos por reactivación de anisotropías heredadas de la fábrica de basamento.
- ❖ Para probar la viabilidad de los modelos tectónicos que se postulan a través del análisis de la deformación, se realizan modelos análogo 3D a escala del manto. Esta técnica nos permitirá integrar la información existente y arrojar nuevas ideas.

#### 1.4. ESTRUCTURACIÓN DE LA TESIS

A modo de facilitar al lector el primer abordaje al material brindado en esta tesis, en este inciso se explica brevemente como se decidió estructurar la tesis e internamente cada uno de los capítulos.

La tesis presenta tres primeros capítulos de carácter introductorio. **Un primer capítulo**, en el cuál se presentan los problemas que motivaron el estudio basados en su identificación a través de la revisión del estado actual de conocimiento, y la hipótesis junto con los objetivos y metodologías con los cuales se la pondrá a prueba. **El segundo capítulo**, es una introducción hacia aspectos geológicos regionales, haciendo foco en la estructura y tectónica de los Andes Patagónicos, que son el eje principal de esta contribución. **El tercer capítulo**, brinda una inmersión hacia temas teóricos de geología estructural, como lo son el esfuerzo y la deformación, que resultan clave para comprender las metodologías aplicadas en los siguientes cuatro capítulos de resultados. Así, en los **capítulos 4, 5, 6 y 7**, se presentan los resultados del análisis de la

fábrica de basamento, análisis cinemático del fallamiento, experimentos de subducción y análisis sismotectónico, respectivamente. Adicionalmente, cada capítulo de resultado es acompañado por un anexo. Debido a que se encuentran basados en trabajos ya publicados, cada capítulo de datos presenta introducción, y marcos geológico y teórico, enfocados hacia la problemática y metodología específicos, y seguidos de los resultados, y una discusión parcial de los mismos.

Finalmente, como en esta tesis se aplican diversas metodologías para atacar cada problemática, el **Capítulo 8** se redactó a modo de integrar e hilvanar los resultados, y en el **Capítulo 9** se dan a conocer las conclusiones derivadas de esta tesis y como se ha contribuido al avance del conocimiento sobre la tectónica de los Andes Patagónicos.

## **CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL DE LOS ANDES PATAGÓNICOS**

Los Andes Patagónicos evolucionaron como un margen continental activo, posiblemente desde el Ordovícico-Silúrico en la región norte, y desde el Devónico en la región austral. De esta forma, su evolución de larga duración dividida se puede dividir en dos etapas principales, pre-Andina (pre-Jurásico Tardío) y Andina (Jurásico Tardío-actualidad). La etapa pre-Andina se asocia a una tectónica acrecionaria que produjo vastos complejos de rocas metasedimentarias. En particular, durante la etapa más joven se registra una etapa tectónica extensional que data del Jurásico Medio-Superior, seguido por una etapa de *sag* del Cretácico Inferior, y alternancia entre compresión y extensión Andina desde el Aptiano-Albiano. El estadio Jurásico-Cretácico estuvo asociado a procesos globales como la ruptura de Pangea y la apertura del Océano Atlántico, durante el cual se produce la apertura de la cuenca Austral. La etapa temprana de construcción de los Andes se inicia en el Aptiano-Albiano, con un fuerte pulso compresivo Cretácico Tardío. Durante el Cenozoico, la evolución estuvo relacionada a procesos geodinámicos regionales como fueron las interacciones de dorsales con el margen occidental de Patagonia. Como un resultado, la conjunción de estos procesos configuró la arquitectura orogénica, dando lugar a un estilo estructural de orógeno bivergente en los Andes Patagónicos del Norte y un orógeno con vergencia hacia el este en los Andes Patagónicos del Sur.

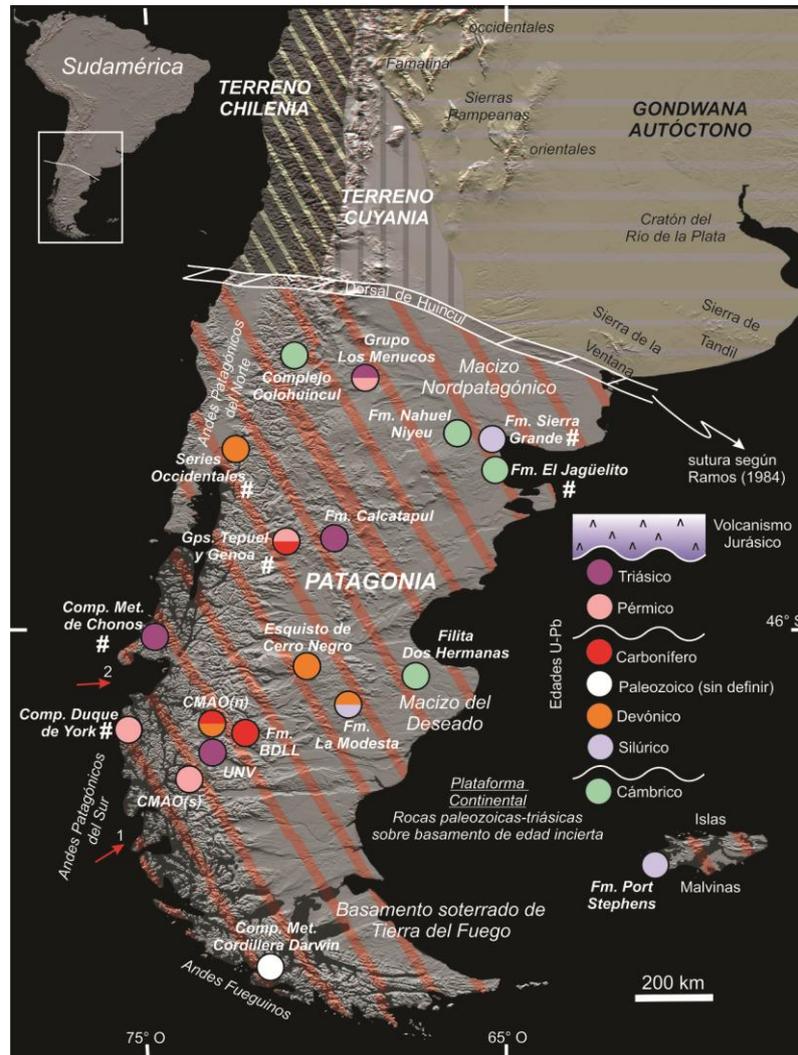
## 2.1. EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA REGIONAL

En este apartado, se brindarán conocimientos generales de carácter regional sobre las unidades estratigráficas que componen la región y el marco tectónico en el que se desarrollaron, en orden cronológico de más antiguo a más joven, a modo de generar una familiarización con el nombre de las unidades, edades, litologías, principales discordancias y eventos tectónicos. Posteriormente, en cada capítulo de resultados, se profundizará en aspectos estratigráficos para los fines específicos de tales apartados.

A los fines prácticos de esta descripción, los eventos tectónicos acaecidos a lo largo de los Andes Patagónicos pueden ser clasificados en pre-Andinos, y Andinos, y dentro de la evolución Andina, en Jurásico-Cretácico y Cenozoico. Esta diferenciación se basa en la fuerte discordancia angular que separa la fases de deformación dúctiles de basamento y la cobertura meso-cenozoica (p. ej., Giacosa et al., 2012). La etapa Mesozoica está fuertemente influenciada por procesos de escala global (es decir, *far-field stress*) como son la ruptura del supercontinente Pangea y la expansión del Océano Atlántico que desencadenan la apertura de la cuenca Austral-Magallanes y la etapa temprana de construcción de los Andes en el Aptiano-Albiano (véase p. ej. Ghiglione et al., 2015, Gianni et al., 2020). Por otra parte, la etapa cenozoica está fuertemente influenciada por las interacciones de las dorsales Aluk-Farallón y Chile con la trinchera Patagónica (Aragón et al., 2013; Ghiglione et al., 2016; Gianni et al., 2018).

**2.1.1. Evolución pre-Andina.** La evolución tectónica previa a tiempos del Jurásico Tardío en la Patagonia, está relacionada con procesos de acreción en un margen convergente de larga duración que llevaron al crecimiento de corteza y rejuvenecimiento del margen hacia el oeste (Fig. 2.1; Cawood, 2005; Greco et al., 2017; González et al., 2020; Suárez et al., 2019b). En particular, los complejos metamórficos de los Andes Patagónicos argentino-chilenos están expuestos principalmente en dos regiones: al norte de la Cordillera Patagónica del Norte desde el lago Lacar al lago Nahuel Huapi, y en la Cordillera Patagónica del Sur, en un faja orientada Norte-Sur bordeando el Batolito

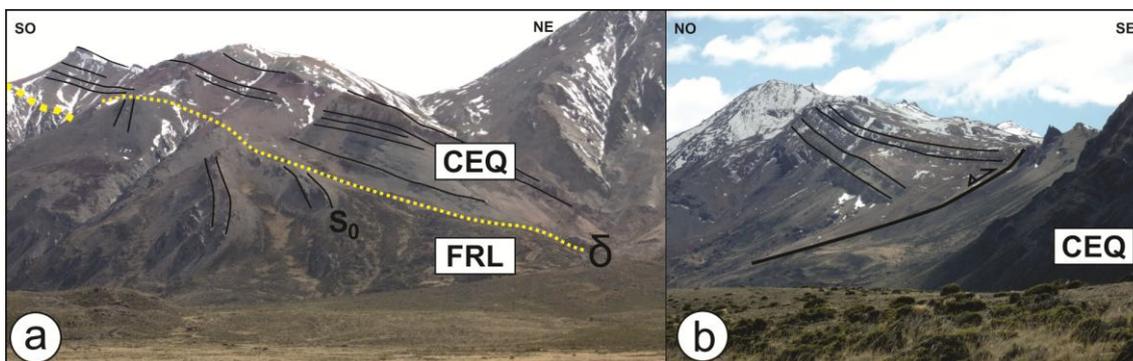
Patagónico (Meso-Cenozoico), desde el lago General Carreras-Buenos Aires hasta el lago Argentino (Fig. 2.1; Hervé et al., 2008; Cingolani et al., 2011).



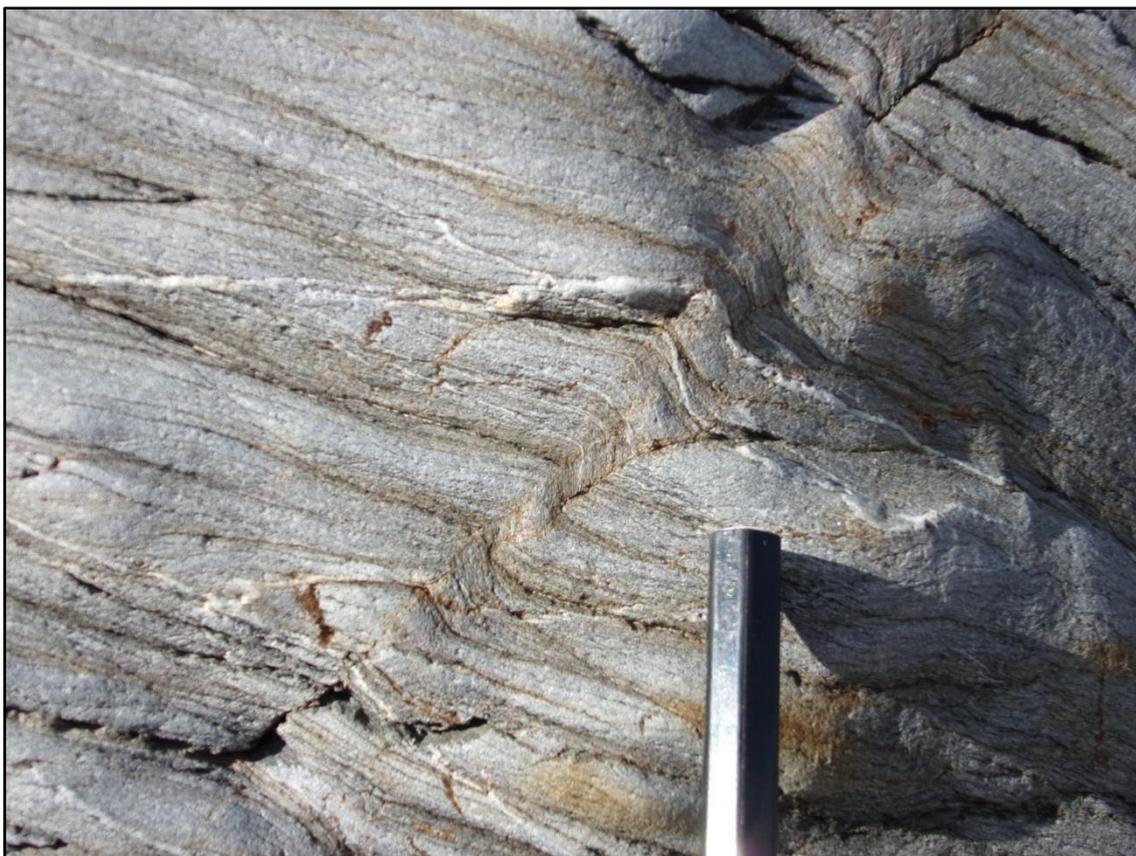
**Figura 2.1.** Mapa esquemático (*Shaded relief*) de la región austral de Sudamérica mostrando la configuración de terrenos y las edades U-Pb en rocas de basamento. Los círculos de colores indican las edades U-Pb en circones para las cuencas fósiles, ya sea edad máxima de depositación o de cristalización magmática en tobas o lavas intercaladas en la sucesión metasedimentaria. Los numerales señalan aquellas cuencas que la edad U-Pb ha sido corroborada por fósiles. Las flechas rojas indican la posición pre-jurásica que habría ocupado el terreno proto-Península Antártica, según Köning y Jokat (2006; flecha 1) y Lawver et al. (1998; flecha 2). Las edades U-Pb en circones se tomaron, de más antiguo a más joven, desde: Pankhurst et al. (2003), González et al. (2018, 2020), Greco et al. (2017), Serra-Varela et al. (2019), Uriz et al. (2011), Ramos et al. (2017), Moreira et al. (2013), Permuy Vidal et al. (2014), Augustsson et al. (2006), Hervé et al. (2003), Hervé et al. (2016), Griffis et al. (2018), Lупpo et al. (2018), Hervé y Fanning (2001), y Suárez et al. (2019). Las edades fósiles se tomaron, de más antiguo a más joven, desde: González et al. (2011), Fortey et al. (1992), Hlebszevitch y Cortiñas (2009), Sepúlveda et al. (2010), y Fang et al. (1998). BDLL= Bahía de

la Lancha. CMAO(n) y CMAO(s): Complejo Metamórfico Andino Oriental Norte y Sur, respectivamente. UNV: Unidad Nunatak Viedma.

El basamento de los Andes Patagónicos del Norte está integrado por un conjunto de cuerpos intrusivos de edad Devónica-Carbonífera (Varela et al., 2005; Pankhurst et al., 2006), y rocas metamórficas principalmente ortoderivadas de alto grado asignadas al Complejo Colohuincul (Túrner, 1965). Este complejo metamórfico, presenta edades desde cámbricas a carboníferas (Pankhurst et al., 2006; Serra Varela et al., 2019). En contraste, las unidades de basamento de los Andes Patagónicos del Sur se compone principalmente de rocas metasedimentarias de bajo grado metamórfico, y el conjunto de unidades fueron agrupadas bajo el nombre de Complejo Metamórfico Andino Oriental (figs. 2.2 y 2.3; Hervé et al., 2008, Calderón et al., 2016). Este complejo metamórfico presenta edades de depositación que abarcan desde el Devónico al Triásico Inferior (Hervé et al., 2003; Augustsoon et al., 2006). Actualmente en el eje cordillerano, se han reconocido rocas de basamento tan jóvenes como del Triásico Superior (Fig. 2.1; Suárez et al., 2019a).



**Figura 2.2.** Afloramientos de rocas de basamento y jurásicas en la sa. de Sangra ubicada en los alrededores del lago Belgrano. **a)** La Formación Río Lácteo (FRL) perteneciente al Complejo Metamórfico Andino Oriental es cubierta en discordancia angular ( $\delta$ ) por rocas volcánicas del Complejo El Quemado (CEQ). Esta relación estratigráfica, permite acotar los eventos de deformación dúctil a tiempos previos al Jurásico Medio-Tardío (véase más en capítulo 4). **b)** Geometría tipo cuña de sinrift identificada en el Complejo El Quemado, modificada por procesos posteriores de inversión tectónica positiva. De esta forma, se puede afirmar que durante la extrusión de estos cuerpos lávicos-piroclásticas operó una tectónica extensional (véase más en Ramos et al., 2019).



**Figura 2.3.** Se exhibe un detalle de las filitas pertenecientes a la Formación Río Lácteo. La fábrica de estas rocas se caracteriza por un clivaje filítico de plano axial ( $S_1$ ) sobrepuesto por clivaje de crenulación ( $S_2$ ) asociado a pliegues kink ( $F_2$ ). Para más información, véase “Capítulo 4”.

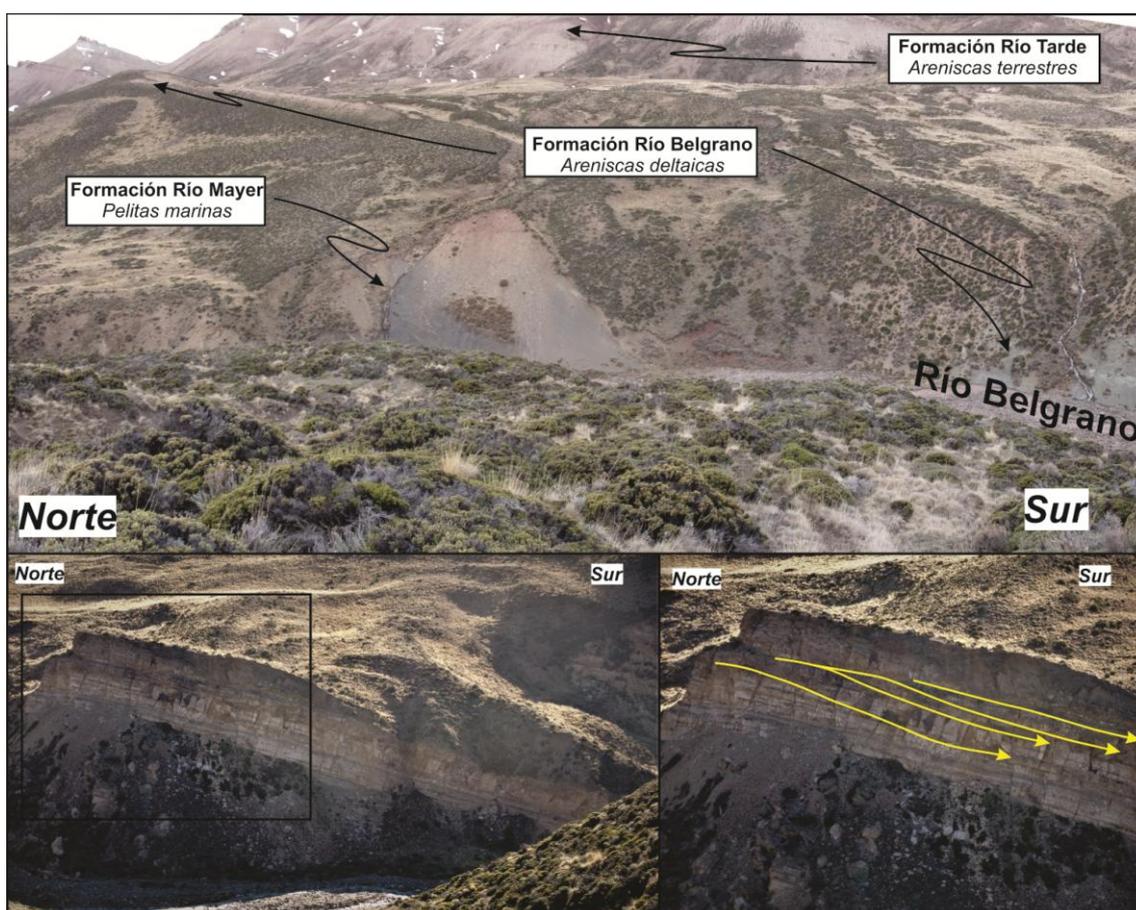
**2.1.2. Evolución Andina en tiempos del Jurásico-Cretácico.** Una fuerte discordancia angular separa las rocas metamórficas del basamento de las unidades suprayacentes, en particular de las rocas volcanogénicas del Jurásico Medio a Superior, como son la Formación El Bello y el Complejo el Quemado (Fig. 2.2; Lliboutry, 1952; Escosteguy et al., 2014; Giacosa et al., 2012). La Formación El Bello registra el periodo Jurásico Medio (Escosteguy et al. 2014). Según Escosteguy et al. (2014, 2017) son depósitos de sinrift constituidos principalmente por areniscas y conglomerados con participación volcanoclástica. Esta unidad sería correlativa con la Formación Arroyo de la Mina (Riccardi, 1971) y los Estratos del Río Furioso (Ramos, 1982) de lado Argentino, y los Estratos del Cerro Submarino de lado Chileno reconocidos por Sepúlveda y Hervé (2000). La Formación El Bello pasa en contacto transicional hacia el Complejo El Quemado (Escosteguy et al., 2017). Esta unidad definida en el ambiente cordillerano de Argentina es equivalente a la Formación Ibáñez

definida en territorio Chileno (De La Cruz y Suárez, 2006; Suárez et al., 2008), y que corresponden al evento volcánico “V3” definido por Pankhurst et al. (2000). En conjunto, son rocas principalmente volcánicas y volcanoclásticas de composición ácida datadas entre 157-145 Ma (Pankhurst et al. 2000; Iglesia Llanos et al., 2003; Malkwoski et al., 2016). Estas rocas rellenan depresiones extensionales de retroarco asociadas con el periodo de fragmentación Jurásico del supercontinente Pangea (Biddle et al., 1986; Kraemer y Riccardi, 1997; Ramos et al., 2019). Esta extensión alcanzó su máxima expresión sobre el margen Pacífico desde los 50°LS, donde el estiramiento litosférico produjo la apertura de la cuenca marginal de Rocas Verdes y la formación de suelo *quasi*-oceánico (Calderón et al., 2007, 2016).

De forma concordante a transicional, sobreyacen a las vulcanitas jurásicas el conjunto de rocas cretácicas que componen el relleno inicial de la cuenca Austral (Fig. 2.4). La secuencia inicial de la cuenca Austral corresponde a un estadio transgresivo asociado a una fase de *sag* (Arbe, 2002). Durante este intervalo del Cretácico Temprano, se depositaron las areniscas cuarzosas de la Formación Springhill (Titoniano-Valanginiano) y pelitas negras de la Formación Río Mayer (Fig. 2.4; Berriasiano-Barremiano) (Aguirre-Urreta, 2002). En la región sur de la cuenca (51-53° S), las rocas equivalentes son denominadas Formación Zapata, y presentan un espesor mucho más potente. Esto se debe a tres procesos: (i) la ingresión marina Cretácica se dio de sur a norte (p. ej., Arbe, 2002), (ii) el estadio de antepaís se dio de forma diacrónica de norte a sur (Ghiglione et al., 2015; Malkwoski et al., 2016; Ronda et al., 2019) y (iii) la batimetría de la cuenca mostraba profundización hacia el sur producto de la estructuración en tiempos del Jurásico (p. ej., Arbe, 2002; Giacosa et al., 2012). Así, la secuencia de *sag* en el sector austral tuvo más tiempo y mayor espacio de acomodación para depositarse, y de este modo, se depositó una pila sedimentaria de mayor espesor.

La subsidencia térmica de la cuenca fue interrumpida por un estadio contraccional de crecimiento de montañas sincrónico con la apertura del Océano Atlántico (Ghiglione et al., 2009; Gianni et al., 2020) que marca el pasaje de las secuencia de *sag* a las secuencias de antepaís (Ghiglione et al., 2015). En el depocentro norte, este cambio abrupto está marcado por una

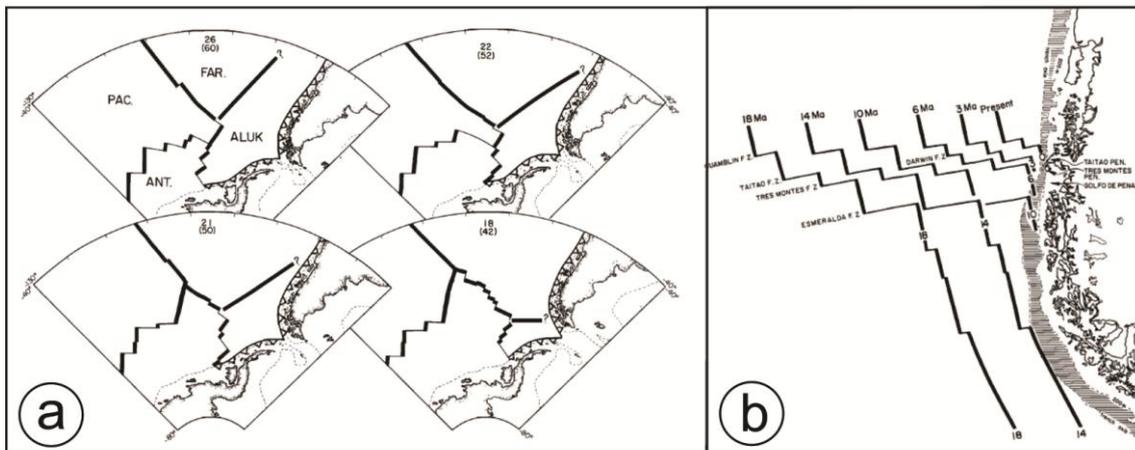
discordancia erosiva entre las pelitas negras de la Formación Río Mayer (Hauteriviano-Barremiano) y los bancos potentes de areniscas de la formaciones Río Belgrano (Barremiano-Aptiano) y Piedra Clavada (Albiano) (Varela et al., 2012; Ghiglione et al., 2015). Como se mencionó anteriormente, este proceso ocurre de forma diacrónica de norte a sur, por ende, en el depocentro norte de la cuenca los depósitos regresivos de antepaís son más antiguos correspondientes al Aptiano-Albiano, y hacia el sur, se depositan desde el Cenomaniano (p. ej., Ghiglione et al., 2015).



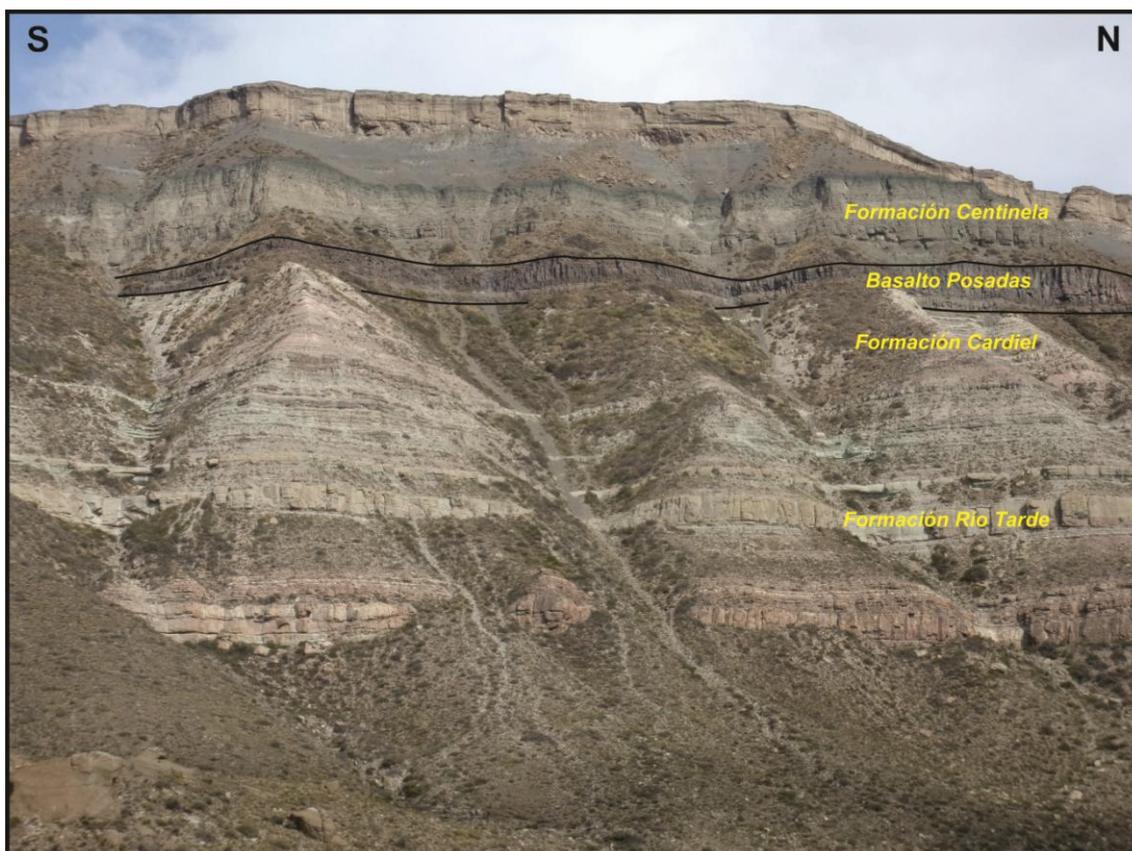
**Figura 2.4.** Afloramientos de rocas cretácicas de la cuenca Austral a lo largo del río Belgrano. En el panel superior, se observa el pasaje desde las condiciones marinas a terrestres. En el panel inferior, se detallan las clinofomas deltaicas de los paquetes arenosos en la Formación Río Belgrano.

**2.1.3. Evolución Andina en tiempos del Cenozoico.** La evolución tectónica cenozoica de los Andes Patagónicos se da en el contexto de la interacción de dos dorsales sísmicas con la trinchera (Fig. 2.5; Cande y Leslie, 1986; Folguera y Ramos, 2002; Ghiglione et al., 2016), siendo los basaltos de *plateau* las rocas

distintivas de este periodo (Ramos y Kay, 1992; Gorrington et al., 1997; Espinoza et al., 2005; Navarrete et al., 2020). Durante el Paleógeno, comienza a interactuar la dorsal de Aluk-Farallón con el margen occidental de Patagonia con un patrón de migración hacia el sur (p. ej., Gianni et al. 2018). A pesar que los depósitos sedimentarios de tal edad son escasos (p. ej., Barberón et al. 2019), en los Andes Patagónicos del Sur se produce la depositación de areniscas fluviales de la Formación Río Lista (Escosteguy et al., 2017). Por otro lado, las rocas volcánicas asociadas a la apertura de la ventana astenosférica son abundantes y típicamente constituyen mesetas basálticas de tipo OIB (Espinoza et al., 2005). La unidad clásica de esta edad es Basalto Posadas (y equivalentes; figs. 2.6, 2.7) del Eoceno. La Faja de Pilcaniyeu en los Andes Patagónicos del Norte podría ser considerada un equivalente temporal y también asociado a la apertura de la ventana astenosférica de Aluk-Farallón (véase Aragón et al., 2013), ya que está constituida por una *suite* bimodal con afinidad de intraplaca (Aragón et al., 2013; Fernández Paz et al., 2020).



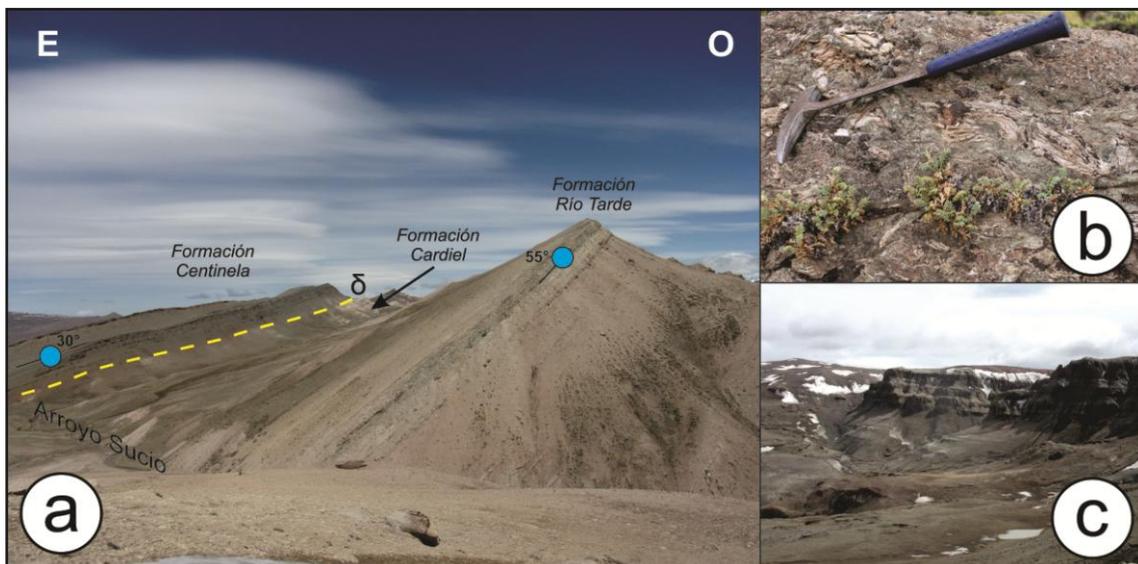
**Figura 2.5.** Configuración de las dorsales Aluk-Farallón (a) y de Chile (b) que interceptaron la trinchera Patagónica en tiempos del Cenozoico. Tomado de Cande y Leslie (1986).



**Figura 2.6.** Relaciones estratigráficas cercano a la localidad de Lago Posadas. En esta región, el Basalto Posadas se encuentra intercalado entre rocas cretácicas de las formaciones Río Tarde y Cardiel, y areniscas marinas fosilíferas de la Formación Centinela.

El Basalto Posadas es cubierto en discordancia erosiva por las areniscas marinas fosilíferas de la Formación Centinela (Oligoceno tardío-Mioceno inferior, y equivalentes; figs 2.6, 2.7, 2.8) (Aramendía et al., 2019) asociadas con la ingresión marina del Patagoniense (Cuitiño y Scasso, 2010). En los sectores donde el basalto Posadas está ausente, la Formación Centinela se apoya directamente sobre las rocas sedimentarias del Cretácico-Paleógeno (Fig. 2.7). La Formación Centinela es cubierta por areniscas de origen fluvial conocidas como Formación Santa Cruz o Grupo Río Zeballos (Fig. 2.5; Giacosa y Franchi, 2001; Aramendía et al., 2019). Esta unidad ha sido clásicamente definida como el registro sinorogénico del levantamiento Mioceno (~22/18-14 Ma) de los Andes a estas latitudes (Blisniuk et al., 2005; Folguera et al., 2018; Aramendía et al., 2019). El fin de la etapa de sedimentación relacionada con el ascenso de los Andes y la propagación hacia el este del frente de deformación, es marcado por la discordancia entre la Formación

Santa Cruz y el Basalto Belgrano de edad Mioceno tardío-Plioceno (Ramos y Kay, 1992; Scalabrino et al., 2010; Aramendía et al., 2019). El Basalto Belgrano, al igual que el Basalto Posadas, corresponde a magmatismo generado en el marco de la apertura de una ventana astenosférica, pero en este caso, relacionado con la dorsal de Chile (Ramos y Kay, 1992; Goring et al., 1997). Esta dorsal comenzó a interactuar con la trinchera más austral de Patagonia a los 19-18 Ma y desde aquel momento migró hacia el norte hasta alcanzar su actual posición a los 46°09' sobre la Península de Taitao (Breitsprecher y Thorkelson, 2009), produciendo a su paso el cese del magmatismo de arco (Fig. 2.9), entre otros procesos tectónicos que se abordaran con mayor profundidad a lo largo de esta tesis.



**Figura 2.7.** Relación estratigráfica entre el Cretácico y Cenozoico de la cuenca Austral en el arroyo el Sucio cercano a la laguna Piedra Parada. **a)** discordancia angular entre las rocas sedimentarias terrestres del Cretácico de la cuenca Austral y rocas marinas cenozoicas de la Formación Centinela. **b)** Detalle de las areniscas marinas fosilíferas de la Formación Centinela. **c)** Detalle de los afloramientos de la Formación Santa Cruz.



## 2.2. ESTILO ESTRUCTURAL

Tradicionalmente, los Andes Patagónicos han sido diferenciados en dos regiones meridionales: los Andes Patagónicos del Norte y los Andes Patagónicos del Sur (Ramos, 1999). Esta clasificación puede ser sustentada desde el estilo estructural de los dominios corticales que los componen. Una breve revisión y caracterización de tales dominios será brindada a continuación.

**2.2.1. Andes Patagónicos del Norte.** La región norte de los Andes Patagónicos está segmentada a lo ancho del orógeno en un sistema de fallas de desplazamiento de rumbo implantado a lo largo del intra-arco, y una faja plegada y corrida de retroarco.

A lo largo del actual arco volcánico de los Andes Patagónicos del Norte, está implantando un sistema de fallas de desplazamiento de rumbo con cinemática dextral conocido por el nombre de Liquiñe-Ofqui (SFLO) (Fig. 2.10; Hervé et al., 1976; Cembrano et al., 2002; Cembrano y Lara, 2009). Este sistema corre paralelo a la trinchera por alrededor de 1000 km de largo en dirección N-S (Hervé et al., 1976; Cembrano et al., 1996) produciendo una alta heterogeneidad cinemática producto de los movimiento laterales (Hernández-Moreno et al., 2014). El tiempo de la actividad del SFLO es controversial, dado que se le ha asignado actividad tan antigua como Jurásica, basada en el emplazamiento de magmatismo asociado con el Batolito Patagónico Norte Pankhurst et al., 1992; Castro-Dorado et al., 2011). Asimismo, se ha asignado a la actividad de esta estructura metamorfismo del Neógeno temprano (Cembrano et al., 2002; Quezada et al., 2021). Actualmente, la traza principal del sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui y sus ramas secundarias alojan sismicidad de magnitud significativa (Lange et al., 2008; Agurto et al., 2012; Siefeld et al., 2019) asociado con un régimen de esfuerzo de desplazamiento de rumbo (p. ej., Lange et al., 2008). Esto es evidente dado que eventos sísmicos destructivos ocurrieron en el Fiordo de Aysén en el 2007, alcanzando magnitudes tan altas como  $M_w=6.2$  (Agurto et al., 2012) e induciendo movimientos de tierras que desencadenaron tsunamis (Mora et al. 2011).

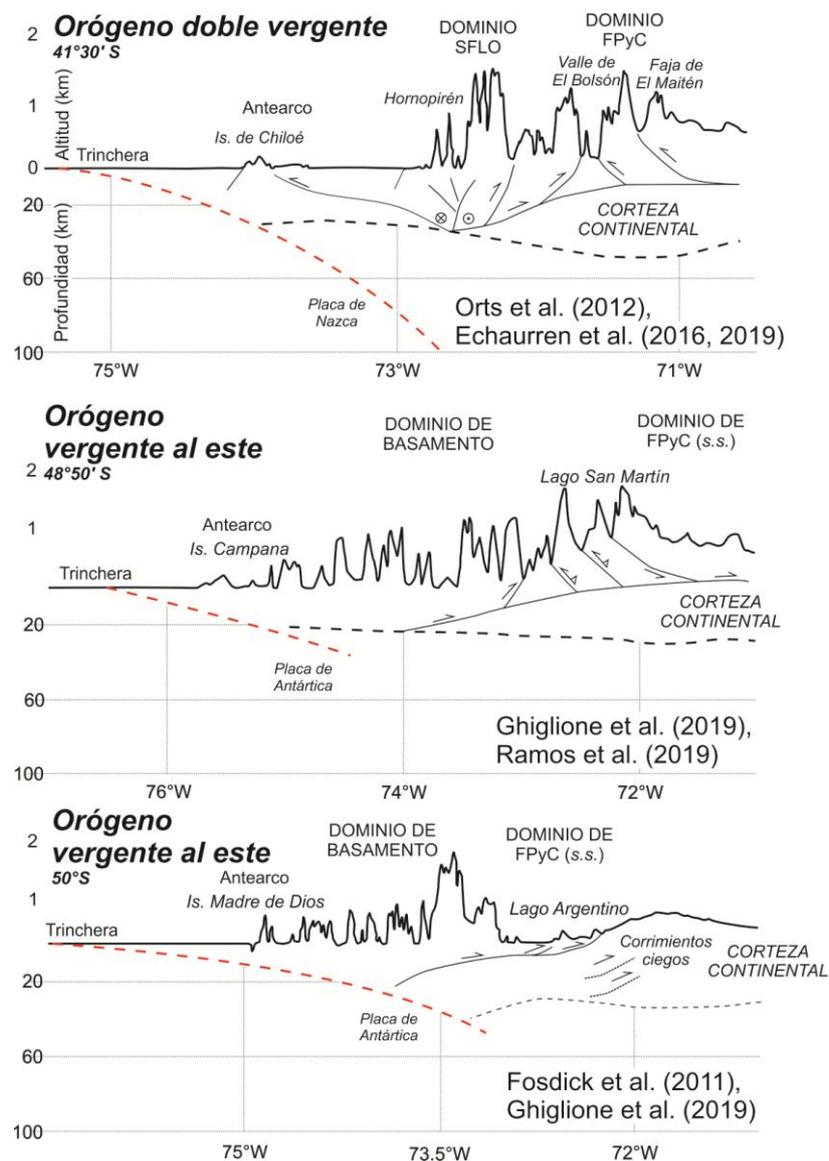
La deformación de retroarco ha sido tradicionalmente entendida como un faja plegada y corrida con vergencia principal hacia el este (Fig. 2.10), que abarca la vertiente oriental de la Cordillera y la Precordillera Patagónica Norte (Fig. 2.10; Giacosa et al., 2005; Orts et al., 2012; Ramos et al., 2015; Echaurren et al., 2016). Este sistema estructural está caracterizado por una zona interna donde se desarrollan corrimientos de piel gruesa con transporte tectónico hacia el este, y exponen principalmente, rocas jurásicas y cretácicas. Hacia el este, dentro del sistema de Precordillera, un conjunto de corrimientos y retrocorrimientos levantan las raíces del antiguo arco volcánico Jurásico, y pliegan la cobertura paleógena-cenozoica. El levantamiento de este sector se da en un marco de inversión tectónica positiva (Giacosa et al., 2005; Bechis et al., 2014; Ramos et al., 2015).

**2.2.2. Andes Patagónicos del Sur.** Esta región está caracterizada por la exposición en superficie de dominios estructurales y litológicos: al oeste, el dominio de basamento, que involucra piel gruesa, y expone unidades Paleozoicas, Mesozoicas inferiores y al Batolito Patagónico (Fig. 2.10; Ghiglione et al., 2009, 2019; Ramos et al., 2019). La faja plegada y corrida, al este, puede ser separada en dos sectores, uno interno y otro externo de acuerdo al estilo estructural y la estratigrafía predominante (Ghiglione et al. 2009, 2019; Ramos et al. 2019). Cabe aclarar que Giacosa et al. (2012) denominan el sector de basamento “*Andean zone*” y “*Sub-Andean zone*” a la faja plegada y corrida.

El dominio de Basamento involucra un historia muy larga de desarrollo estructural que se registra con deformación dúctil acompañada de metamorfismo de muy bajo-bajo grado previo al Jurásico Medio (Giacosa et al., 2012; Suárez et al., 2021). En aquellos tiempos, se desarrolló una faja plegada y corrida con actividad durante la orogenia Gondwánica del Paleozoico tardío y la orogenia Chónica del Triásico Tardío-Jurásico Temprano (Suárez et al., 2021b). Durante el Jurásico Tardío, se desarrollaron extensos sistemas de *rift* y volcanismo ácido de retroarco con numerosos edificios volcánicos de tipo caldera (Sruoga et al., 2010; González, 2013). Durante el Cretácico-Neógeno, este dominio fue afectado por estructuras frágiles que producen la inversión tectónica positiva de las fallas normales del rift Jurásico Tardío y producen el

estilo estructural de piel gruesa (Kraemer, 1998; Ghiglione et al., 2019; Ramos et al., 2019).

La faja plegada y corrida involucra en superficie a las rocas sedimentarias del Cretácico (Kraemer et al., 2002; Ghiglione et al., 2009, 2019; Giacosa et al., 2012; Ramos et al., 2019), y puede ser dividida en dos dominios: un dominio interno ubicado hacia el oeste con estilo estructural híbrido y un dominio externo ubicado hacia el este que culmina con un monoclinal frontal basculando suavemente las sucesiones neógenas.



**Figura 2.10.** Secciones estructurales esquemáticas transversales al orógeno de los Andes Patagónicos, exhibiendo las variaciones del estilo estructural desde un orógeno bivergente en el norte, a un orógeno vergente al este hacia el sur.

### **CAPÍTULO 3. MARCO CONCEPTUAL: ESFUERZO Y DEFORMACIÓN**

Los conceptos teóricos brindados en esta sección intentan ser una introducción al lector en aspectos de Geología Estructural. En particular, enfocado hacia esfuerzo y deformación, los cuales definen el eje conceptual de esta tesis. Para ello, el capítulo está basado en bibliografía clásica como por ejemplo Ramsay y Huber (1983), Turcotte y Schubert (2002), Van der Pluijm y Marshak (2004), Twiss y Moores (2007), y Fossen (2010).

### **CAPITULO 3. MARCO CONCEPTUAL: ESFUERZO Y DEFORMACION**

Los conceptos teóricos brindados en esta sección intentan ser una introducción al lector en aspectos de Geología Estructural. En particular, enfocado hacia esfuerzo y deformación, los cuales definen el eje conceptual de esta tesis. Para ello, el capítulo está basado en bibliografía clásica como por ejemplo Ramsay y Huber (1983), Turcotte y Schubert (2002), Van der Plujim y Marshak (2004), Twiss y Moores (2007), y Fossen (2010).

### **3.1. ESFUERZO Y TECTÓNICA**

Hablar acerca de esfuerzo, a menudo, suele ser abstracto. En particular, porque no puede ser observado de forma directa en la naturaleza, como si sucede con la deformación de las rocas. Sin embargo, puede desandarse el camino inverso. En base a formulaciones teóricas podemos obtener desde ciertas estructuras geológicas algunas nociones sobre la naturaleza de las fuerzas tectónicas que operan en la litósfera, el estado de esfuerzo y la orientación de sus ejes principales. El objetivo de este apartado es brindar una

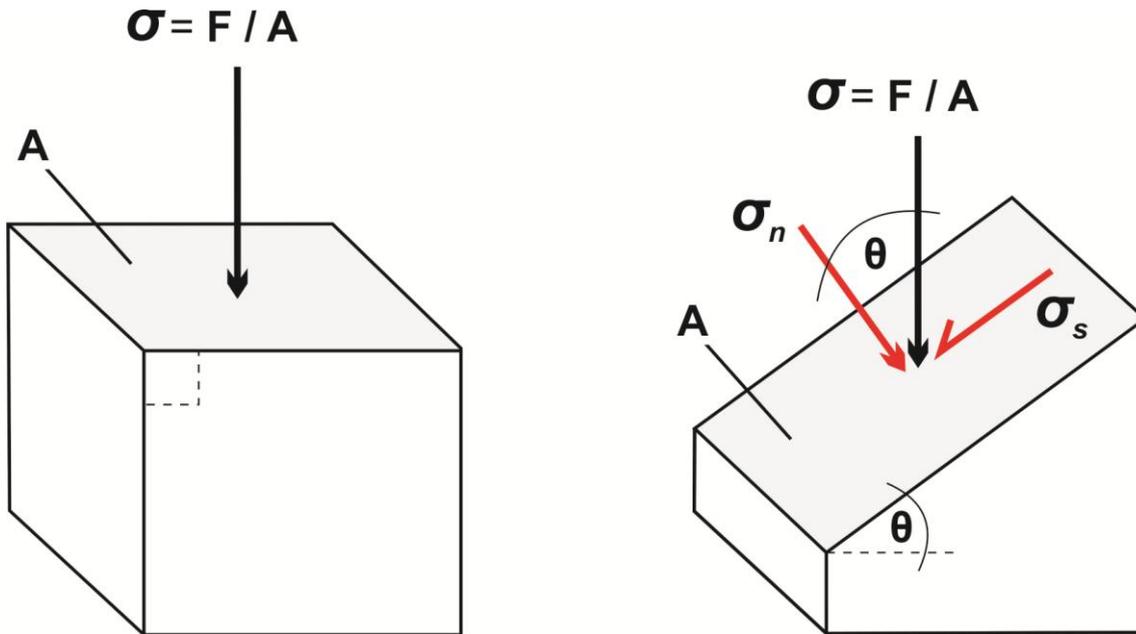
breve base teórica sobre el concepto de esfuerzo y su aplicación en la tectónica de placas.

**3.1.1. Ideas básicas sobre fuerza y esfuerzo.** Fuerza ( $F$ ) se define como la aceleración ( $a$ ) de una masa ( $m$ ) con el tiempo ( $F = m \cdot a$ ). Las fuerzas que dan origen a la tectónica de placas son principalmente fuerzas de cuerpo (*body forces*). La gravedad es el ejemplo más claro de este tipo de fuerza, ya que, actúa a través de todo el volumen del cuerpo. Además, se conocen fuerzas superficiales (*surface forces*), que como su nombre lo indica, solo actúan en la superficie del cuerpo. Este tipo de fuerzas, son importantes durante la deformación de las rocas, dado que actúan en el área de contacto entre dos cuerpos. En tanto que la magnitud de las fuerzas de cuerpo son proporcionales al volumen (o masa), la magnitud de las fuerzas superficiales son proporcionales al área de la superficie sobre la que actúan. En geología, se suele emplear el término esfuerzo (comúnmente encontrado en la literatura como *stress*) más que el de fuerza. Así, este concepto puede ser definido mediante la forma:

$$\sigma = \frac{F}{A} (\cos \theta)$$

es decir, una fuerza ( $F$ ) aplicada sobre en un área o plano ( $A$ ) que forma un ángulo  $\theta$  con la superficie (Fig. 3.1), y que se transmite entre los átomos de un cuerpo rocoso. Los vectores de esfuerzo se pueden descomponer en función del ángulo  $\theta$ , en dos tipos: normal ( $\sigma_n$ ) y de cizalla ( $\sigma_s$ ), como se ejemplifica en la figura 3.1. Así, las componentes de esfuerzo normal y tangencial al plano, se resuelven, como sigue:

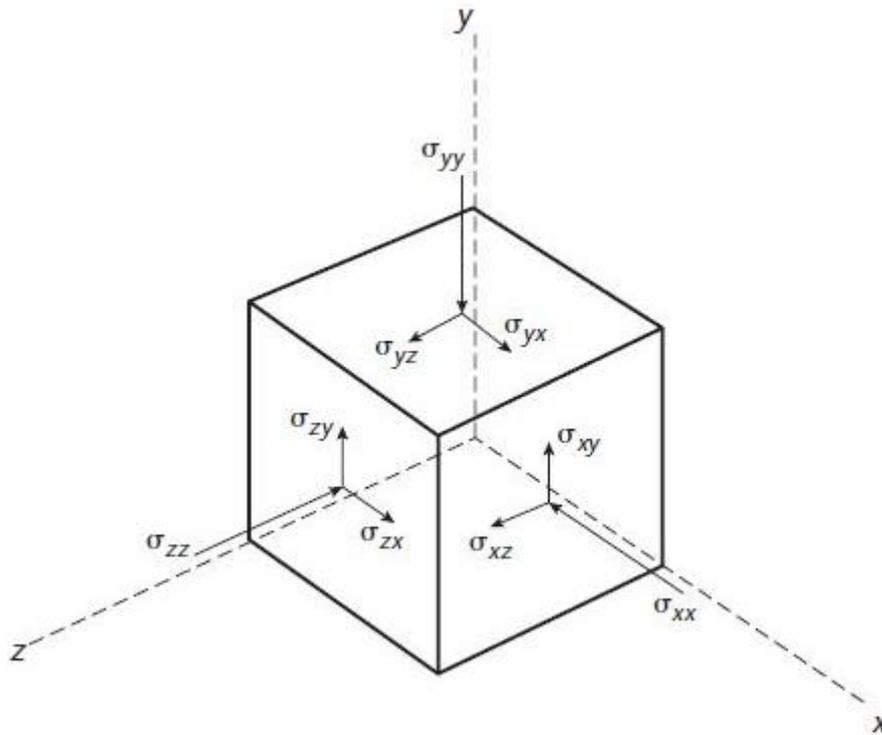
$$\sigma_n = \frac{F}{A} (\cos \theta) \quad \sigma_s = \frac{F}{A} (\sen \theta)$$



**Figura 3.1.** Componentes de esfuerzo que actúan sobre diferentes planos. La magnitud del esfuerzo es la fuerza (F) dividida por el área (A). Cuando el esfuerzo se calcula sobre un plano oblicuo, definiendo un ángulo  $\theta$ , es descompuesto en una componente normal y tangencial al plano. Modificado de Twiss y Moores (2007).

Por convención, en geología el esfuerzo sobre un plano puede ser considerado positivo si es compresivo, o negativo si es tensional. Independientemente del ambiente tectónico en el que nos encontremos en la Tierra Sólida, ya sea si es un ambiente de faja plegada y corrida, de *rift* o en una cuenca de *pull-apart*, los esfuerzos en la litosfera suelen ser compresivos.

Como es esperable en la naturaleza, para un bloque que consideramos de interés, se pueden definir infinitos planos. Sabemos que dos planos comparten una línea, y que tres o más planos comparten entre sí un punto. Por lo tanto, es necesario pasar a considerar el estado de esfuerzo en un punto para describir los esfuerzos que actúan sobre todos los planos en un cuerpo. Así, surgen los esfuerzos principales ( $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ ) que son perpendiculares a los tres planos que no contienen esfuerzos de cizalla (planos principales), y que a su vez, son ortogonales entre sí (Fig. 3.2).



**Figura 3.2.** Definiendo un sistema de coordenadas cartesiano ( $x$ ;  $y$ ;  $z$ ), se presentan las componentes de esfuerzo que actúan sobre las tres caras de un cubo infinitesimal. Dado que los esfuerzos normales resultan paralelos al sistema de coordenadas, dicho de otro modo, son perpendiculares a los planos principales, de este modo, las componentes tangenciales son consideradas igual a cero.

Los esfuerzos principales pueden ser representados de forma gráfica en dos dimensiones en una elipse de esfuerzo o en tres dimensiones a través del elipsoide de esfuerzo. Asimismo, los esfuerzos principales (vectores de segundo orden) pueden ser representados en matrices para propósitos matemáticos:

$$\begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{21} & \sigma_{31} \\ \sigma_{12} & \sigma_{22} & \sigma_{32} \\ \sigma_{13} & \sigma_{23} & \sigma_{33} \end{pmatrix}$$

En esta notación matricial como se ejemplifica en la figura 3.2, los esfuerzos normales ocupan el lugar de la diagonal principal, mientras que los seis términos restantes representan los esfuerzos de cizalla. Si el sistema de coordenadas elegido (p. ej.,  $x$ ,  $y$ ,  $z$ ) resulta coaxial con el elipsoide de esfuerzo (véase figura 3.2), luego, los valores  $\neq 0$  de la matriz se “reducen” a la diagonal principal. Esto es lo que se conoce como tensor reducido de esfuerzo:

$$\begin{pmatrix} \sigma_{11} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{22} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{33} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{pmatrix}$$

Este tipo de tensor, es el que usa ampliamente en los programas computacionales para el cálculo de inversión formal de esfuerzo, como se aplica en esta tesis en el “**Capítulo 7**”.

Por otra parte, el tensor de esfuerzo completo -no el reducido- puede ser descompuesto en dos componentes, una isotrópica y otra anisotrópica. Aquí, surge el concepto de esfuerzo medio ( $\sigma_m$ ) que se define como la media aritmética de los esfuerzos principales ( $\sigma_m = \sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3 / 3$ ) y esfuerzo diferencial ( $\sigma_d$ ) que surge de restar cada esfuerzo principal máximo por el  $\sigma_m$ . En notación matricial, esto es expresado como:

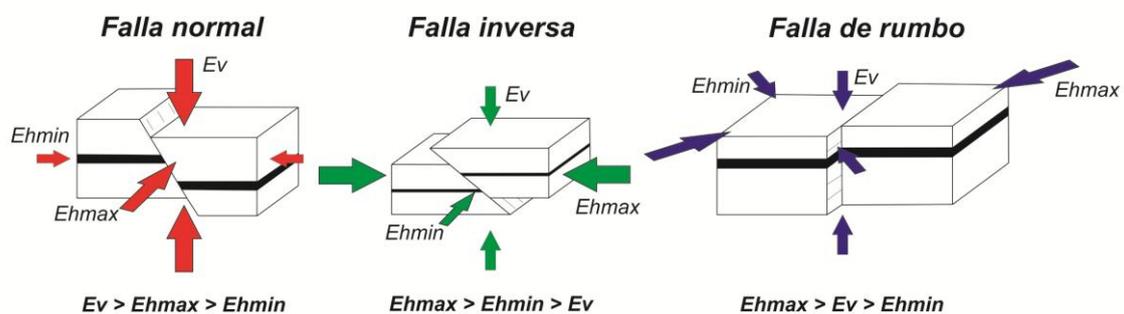
$$\begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{21} & \sigma_{31} \\ \sigma_{12} & \sigma_{22} & \sigma_{32} \\ \sigma_{13} & \sigma_{23} & \sigma_{33} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_m & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_m & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_m \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \sigma_{11} - \sigma_m & \sigma_{21} & \sigma_{31} \\ \sigma_{12} & \sigma_{22} - \sigma_m & \sigma_{32} \\ \sigma_{13} & \sigma_{23} & \sigma_{33} - \sigma_m \end{pmatrix}$$

Las componentes del esfuerzo previamente nombradas, tienen su correlato en la naturaleza. El esfuerzo medio en general aumenta en función de la profundidad, tal como lo hace la presión litostática, mientras que el estrés diferencial, tiene suma importancia sobre la distorsión y en la formación de las diferentes estructuras geológicas como se verá a continuación.

**3.1.2. Esfuerzos en la litósfera y fallamiento.** En este apartado, son de particular interés los esfuerzos tectónicos. Estos pueden entenderse como aquellas partes del estado local de esfuerzo que se desvían del estado de referencia. Siendo el estado de referencia, un modelo teórico idealizado ( $\sigma_s=0$ ) que considera a la Tierra como un planeta estático. Por lo tanto, las desviaciones naturales de los esfuerzos del estado de referencia, se adjudican a causas tectónicas.

En la litósfera, la dirección de los esfuerzos principales se puede estimar indirectamente a partir de diversos métodos: fracturas hidráulicas, mecanismos focales de terremotos y estructuras geológicas (p. ej., alineamiento de volcanes o poblaciones de fallas). Dentro de las estructuras geológicas, conjuntos de fallas sincrónicas, pueden ser utilizados para estimar el estado de esfuerzos

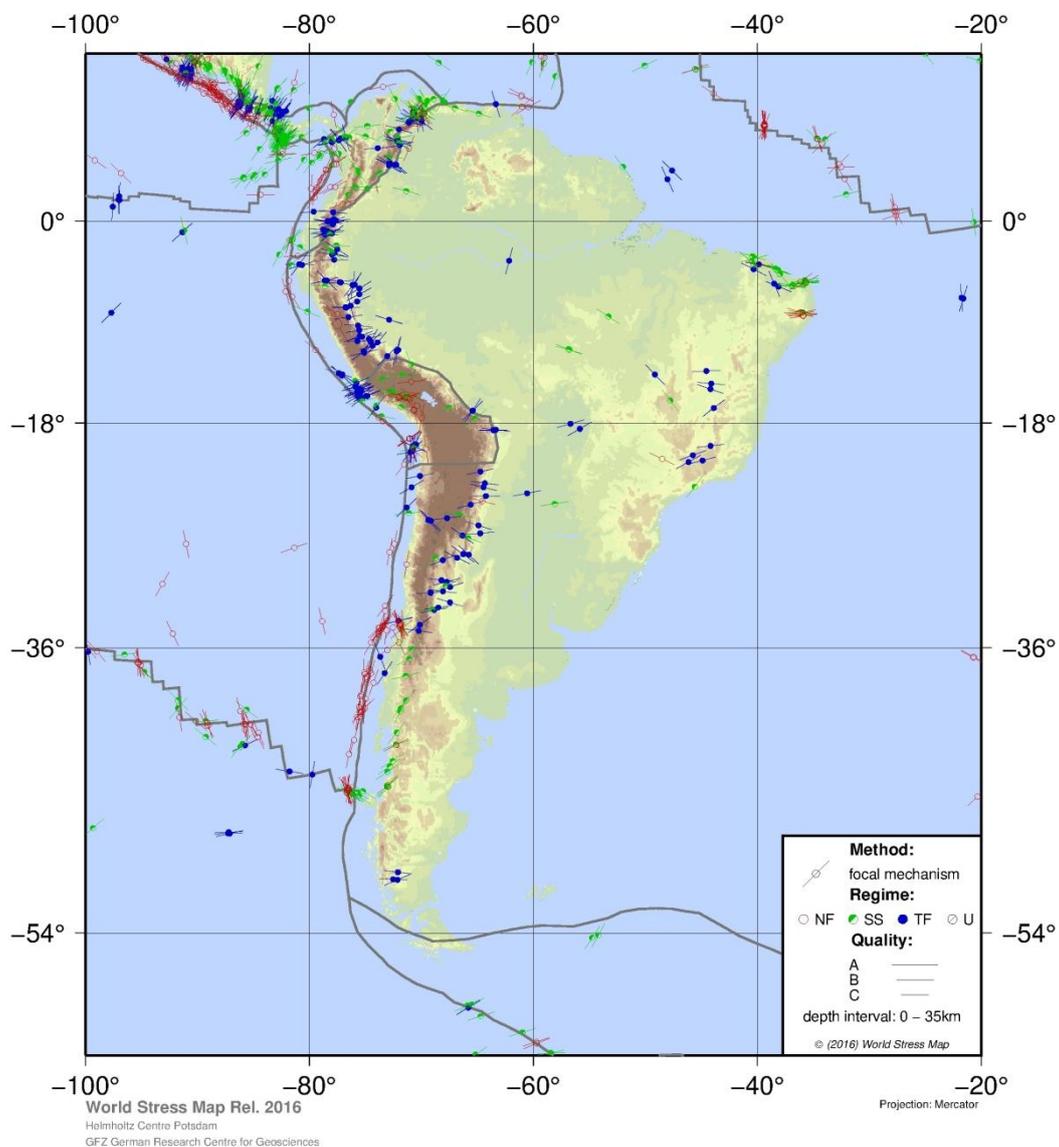
bajo el cual se produjeron. De acuerdo a la teoría de Anderson (véase Anderson, 1905), la superficie de la Tierra está libre de esfuerzos de cizalla, y por lo tanto, cumple con la condición para ser un plano principal. Así, los esfuerzos principales resultan ortogonales y paralelos a dicho plano. Dependiendo cual sea el esfuerzo principal que se ubique en la vertical, es el tipo de falla que se va a producir. Si el  $\sigma_1$  se ubica en la vertical, se producen fallas normales, en cambio, si el  $\sigma_3$  se ubica en la vertical, se producen fallas inversas. Las fallas de *strike-slip* resultan de un estado de esfuerzo en el que el  $\sigma_2$  se ubica en la vertical.



**Figura 3.3.** Tipo de fallamiento resultante como consecuencia del tipo de esfuerzo que se posiciona en la vertical ( $E_v$  o  $\sigma_v$ ). Basado en el *World Stress Map Project* (WSMP; véase también Heidbach et al., 2018).  $E_{Hmx}$ = Esfuerzo horizontal máximo.  $E_{hmin}$ = Esfuerzo horizontal mínimo.  $E_v$ = Esfuerzo vertical.

Si bien la magnitud relativa de los esfuerzos determina el tipo de fallamiento resultante, es decir, cuál de los esfuerzos principales se encuentra en la vertical, su orientación (es decir, campo de esfuerzo) respondería a las fuerzas que operan en cada segmento litosférico. En este sentido, el *World Stress Map Project* (WSMP) aportó al entendimiento de los patrones en la orientación de los esfuerzos horizontales máximos en la Tierra. A partir de recopilación de muchas fuentes de información, como son los mecanismos focales de terremotos, *breakout* de pozo, mediciones *in-situ* (p. ej., fracturamiento hidráulico) y datos geológicos (análisis fallas y alineamiento de volcanes), encuentran que las orientaciones de los esfuerzos horizontales máximos se correlacionan con los movimientos placas. Es decir, las fuerzas de límite de placa o que conducen el movimiento de placas, ejercen un control de primer orden sobre los esfuerzos tectónicos alrededor del mundo, y en particular como

se muestra en la figura 3.4 para Sudamérica (véase también Assumção, 1992). A su vez, notan que en algunas regiones tal correlación no es obvia, y es necesario aludir a fuerzas de segundo (regionales) y tercer (locales) orden para las perturbaciones que producen la rotación del campo de esfuerzo. Esto es claramente evidenciado en el *plateau* de la Puna-Altiplano (Fig. 3.4), donde el esfuerzo horizontal máximo es perpendicular al frente del *plateau*, en consecuencia, configurando un arreglo radial. En este caso, los contrastes laterales de densidad (esfuerzos regionales de segundo orden) actúan por sobre las fuerzas que conducen las placas (Assumção y Araujo, 1993).

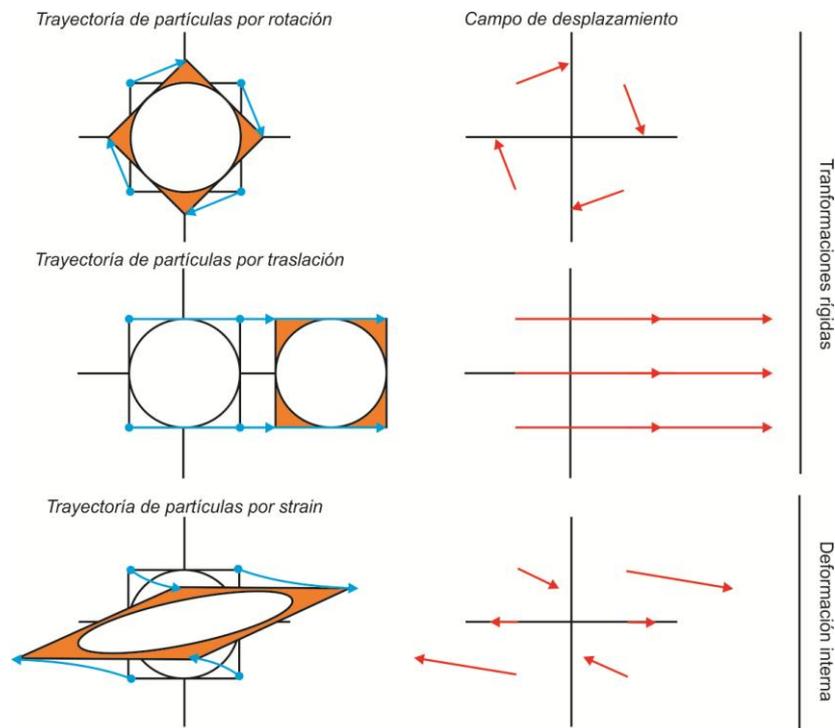


**Figura 3.4.** Distribución de los esfuerzos horizontales máximos en Sudamérica. Los datos fueron obtenidos a partir de mecanismos focales de terremotos por técnica de inversión formal

de *stress*, promedio y eventos individuales. Creado desde el sitio *World Stress Map Project* (WSPP; <http://www.world-stress-map.org>).

### 3.2. DEFORMACIÓN Y DISTORSIÓN EN ROCAS

A modo de ejercicio, resulta apropiado para este apartado pensar a una roca como un medio continuo de partículas. Así, podemos entender a la deformación como el cambio geométrico que sufre un cuerpo desde una posición inicial (estado sin deformar) a una posición final (estado deformado) (Fig. 3.5). Durante esa trayectoria pueden ocurrir transformaciones rígidas por rotación y translación, pero también el cuerpo puede sufrir deformación interna (cambio de forma) denominada distorsión (*strain*), involucrando o no, cambio de volumen (Fig. 3.5).



**Figura 3.5.** Para un sistema espacial de coordenadas de dos dimensiones (x, y), se presenta la transformación de un cuerpo sólido y la trayectoria de las partículas desde una posición inicial a una posición final. Su geometría resultante, dependerá del tipo de deformación como puede ser las transformaciones de tipo rígidas por rotación y translación, o la deformación interna también conocida como distorsión o *strain*. Para este último caso, se muestra un ejemplo de distorsión (*strain*) por cizalla subsimple. El campo de desplazamiento, exhibe los vectores línea que registran la distancia más corta entre la posición original y la posición final de ciertas partículas. Basado en Fossen (2010).

Las componentes de la deformación, son descriptas a continuación:

**Rotación.** Las partículas se mueven alrededor de un eje de rotación fijo (Fig. 3.5), y el modulo de los vectores describiendo la trayectoria de la partículas será mayor cuanto mayor sea la distancia a dicho eje.

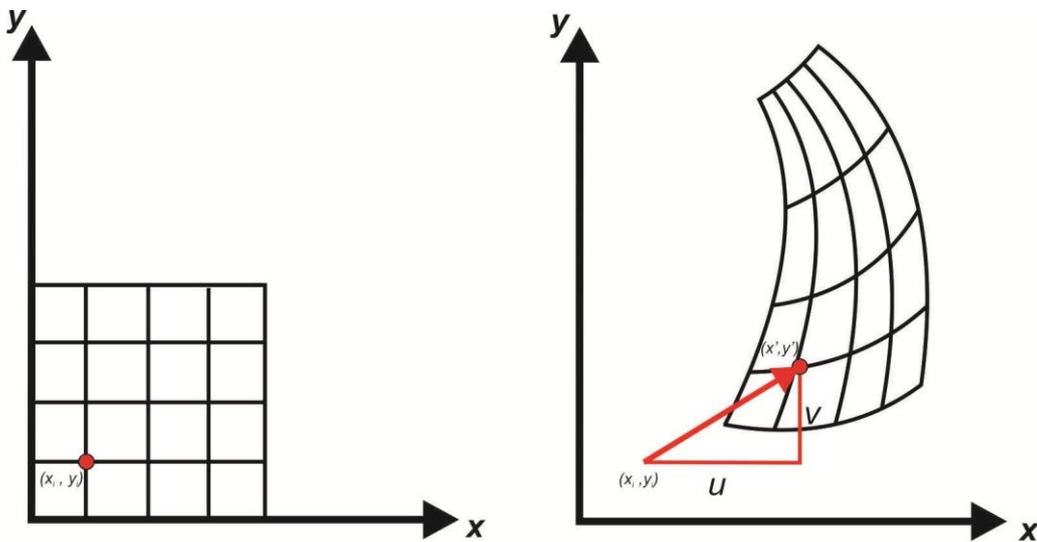
**Traslación.** Todas las partículas se mueven en la misma dirección, sentido y magnitud. Como se muestra en la figura 3.5, los vectores de desplazamiento resultan paralelos.

**Distorsión.** Cualquier deformación con cambio de forma puede considerarse distorsión. A diferencia de las transformaciones rígidas de un cuerpo, la distorsión involucra cambios en posición relativa de las partículas entre sí desde el estado sin deformar al estado deformado (Fig. 3.5).

**Cambio de volumen.** Un tipo particular de distorsión es el cambio de volumen o dilatación.

Al diferenciar el tipo de transformaciones que puede sufrir un cuerpo entre deformación rígida o interna, se desprenden los conceptos de deformación homogénea o heterogénea. La rotación y traslación son deformaciones homogéneas, por otro lado, los diferentes tipos de distorsiones pueden ser deformaciones homogéneas o heterogéneas. Como se ejemplifica en la figura 3.5, para el caso de la deformación rígida, las líneas que eran paralelas en el estado sin deformar, permanecen paralelas luego de sufrir algo de deformación, lo mismo sucede con el largo de las líneas. Sin embargo, para el caso de distorsión, esto no sucede, y por ejemplo, se nota que el largo de las líneas cambia del estado sin deformar al estado deformado. Cabe destacar que, la deformación homogénea o heterogénea de un cuerpo depende de la escala de observación, y esto es muy importante para propósitos matemáticos cuando se trabaja la deformación en términos cuantitativos. Como se muestra en la figura 3.6, si subdividimos el espacio en unidades elementales tan pequeñas como sea posible, muchas veces es posible asumir deformación homogénea, y en consecuencia, la deformación puede ser descripta a través de algebra lineal. Esto permite manejar con mayor facilidad los datos cuando

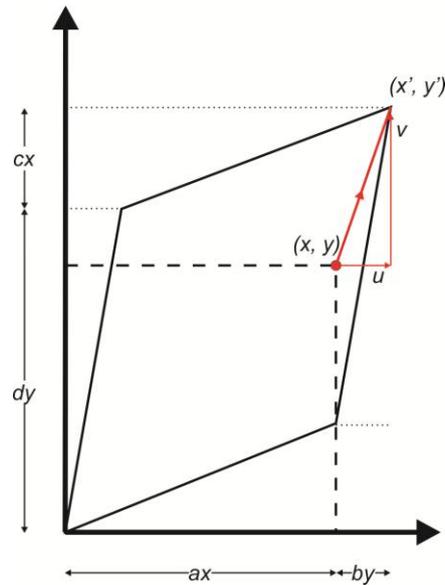
se trabaja con programas computacionales, como se utiliza en esta tesis en el “Capítulo 6”.



**Figura 3.6.** Transformación de un cuerpo en dos dimensiones luego de sufrir deformación heterogénea al estado sólido. Nótese que dividiendo el cuerpo en unidades elementales pequeñas, es posible acercarse dentro de cada unidad a términos de la deformación homogénea.

Para medir aspectos de la deformación, es decir, cuantificar la deformación, como un primer enfoque es necesario definir la matriz de deformación. Para ello, se establece un sistema de coordenadas en dos dimensiones,  $x$  e  $y$ , siendo cualquier desplazamiento de una particular descrito por las componentes  $u$  ( $x' - x$ ) y  $v$  ( $y' - y$ ) del vector línea (Fig. 3.5). Este vector registra la distancia más corta entre la posición inicial ( $x, y$ ) y la posición final ( $x', y'$ ) de cualquier partícula (Fig. 3.6). Debe tenerse en cuenta que la distancia más corta, posiblemente no sea la verdadera trayectoria de movimiento. Así, podemos describir el desplazamiento de puntos o partículas a través de las componentes:

$$x' = a_x + b_y \quad y' = c_x + d_y \quad \text{véase figura 3.5.}$$



**Figura 3.7.** Cambio geométrico de una figura cuadrada en un sistema de coordenadas  $(x, y)$ , desde una posición original hasta una posición deformada. Se ejemplifica el significado geométrico de los vectores  $u$  y  $v$ , y de las componentes  $a$ ,  $b$ ,  $c$  y  $d$ . Modificado de Ramsay y Huber (1983).

O a través de la transformación inversa, dicho de otro modo, del estado deformado al estado sin deformar:

$$x = A_{x'} + B_{y'} \quad y = C_{x'} + D_{y'}$$

En estas ecuaciones, las componentes de la deformación rígida no se toman en cuenta, dado que esto no contribuye a la deformación interna. El resto de los elementos, pueden ser conectados, como sigue:

$$A = \frac{d}{ad-bc} \quad B = \frac{-b}{ad-bc} \quad C = \frac{-c}{ad-bc} \quad D = \frac{a}{ad-bc}$$

visto en términos matriciales:

$$\begin{bmatrix} x' \\ y' \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a & b \\ c & d \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix}$$

Esta matriz, o tensor de segundo orden, describe por transformación lineal la deformación homogénea.

Una vez establecida la matriz de deformación, muchos aspectos de *strain* pueden ser calculados con mayor facilidad. Posiblemente la medición más elemental y útil es el cambio en el largo de una línea, también conocido como deformación longitudinal o lineal. Para tal propósito, el concepto de elongación ( $e$ ) ha sido definido:

$$e = \frac{l' - l}{l}$$

En donde  $l$  señala el largo inicial de una línea y  $l'$  el largo luego de sufrir algo de deformación. De este modo,  $-e$  significa acortamiento, y valores positivos significan estiramiento.

Luego, midiendo el cambio de largo ( $e$ ) y orientación ( $\theta$ ), puede ser definidas las dos principales extensiones finitas (es decir, los ejes) de la elipse de distorsión en dos dimensiones,  $e_1$  and  $e_2$ , respectivamente. Dado que se define  $e_1 > e_2$ , el eje más grande señala la dirección donde se produce el máximo acortamiento, por lo tanto, la extensión máxima se asume perpendicular.

En cuanto a los cambios angulares, otro concepto de deformación es la componente rotacional de la distorsión, conocida como  $\omega$ , y que se define como:

$$\omega = \theta - \theta'$$

Donde  $\theta$  es el ángulo en un estado inicial que forma el eje principal de distorsión ( $e_1$ ) con una línea recta, y luego  $\theta'$  es el ángulo en el estado deformado. Así, si  $\omega = 0$  significa que la distorsión no es rotacional, en cambio, si  $\omega \neq 0$  se evidencia una componente rotacional horaria ( $-\omega$ ) o antihoraria ( $+\omega$ ) en la distorsión. La aparición de esta componente señala a su vez una componente de cizallamiento ( $\gamma$ ), dado que ambas componentes se relacionan a través de la expresión:

$$\tan 2\omega = \frac{4\gamma}{\gamma^2 - 4}$$

De este modo, un incremento en la componente rotacional de la distorsión es consecuencia de un incremento de distorsión por cizallamiento.

La distorsión por cizallamiento ( $\gamma$ ), se obtiene a través de la medida del cambio angular ( $\psi$ ) de dos líneas luego de sufrir deformación. Por conveniencia matemática, se suele definir el valor de cizalla como la tangente del ángulo de cizalla

$$\gamma = \tan (\psi)$$

## **CAPÍTULO 4. ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LA FÁBRICA TECTÓNICA DEL BASAMENTO**

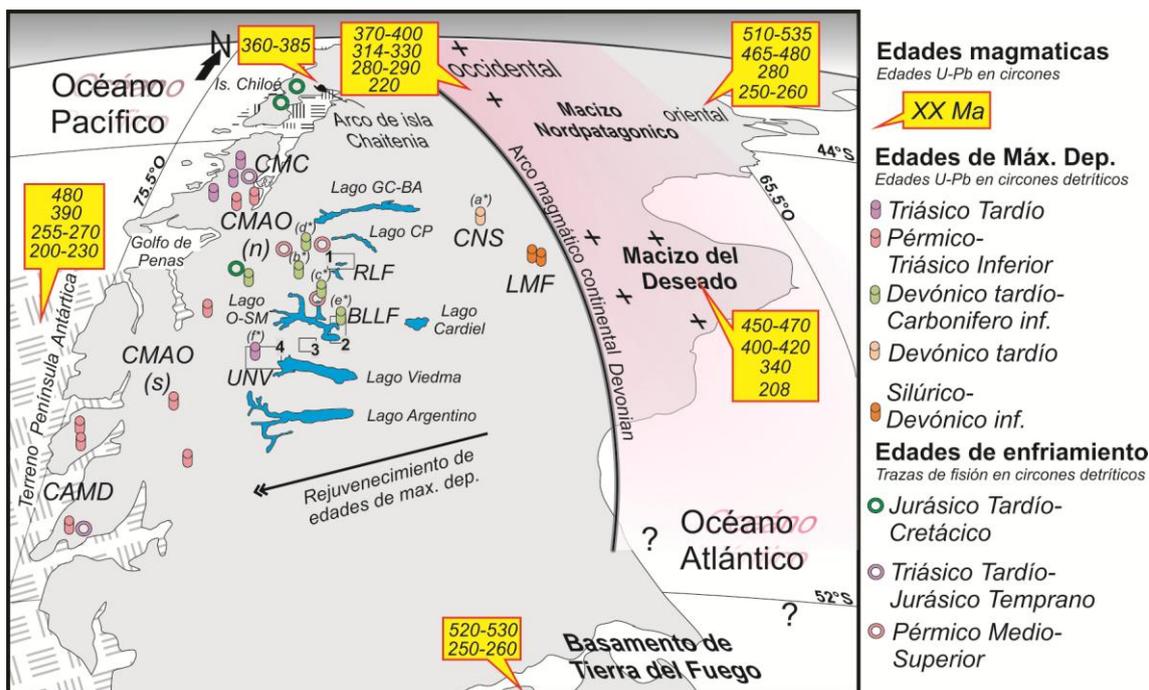
Las rocas metasedimentarias de bajo grado del Devónico Medio a Triásico Superior expuestas a lo largo de los Andes Patagónicos Australes preservan el registro estructural de deformación asociada con fases orogénicas pre-Andinas, que predatan la inyección del rift Jurásico desarrollado durante la fragmentación del continente Gondwana. A través del análisis estructural a diferentes escalas, se identificaron estructuras de deformación, principalmente con vergencia hacia el cratón, producidas en dos estadios de desarrollo estructural para las formaciones Bahía de la Lancha (Carbonífero inferior) y Río Lácteo (Devónico Medio-Carbonífero inferior), y un único estadio para la Unidad Nunatak Viedma (Triásico Superior). Los aspectos estructurales derivados del estudio de estas rocas de basamento, servirán para evaluar si las anisotropías heredadas de fases de deformación antiguas, ejercen control sobre el fallamiento frágil en tiempos Andinos.

## 4.1. INTRODUCCIÓN

Históricamente, los trabajos de campo en la faja plegada y corrida de los Andes Patagónicos Australes se han enfocado en entender la evolución cretácica-cenozoica, pasando por alto el Dominio de Basamento, a pesar que este ocupa las mayores exposiciones de roca en superficie, con valores que van del 50% al 100% (véase Ghiglione et al., 2019). De este modo, el Dominio de Basamento ha permanecido como la región menos estudiada (p. ej., Giacosa, 1987; Giacosa et al., 2012), imposibilitando evaluar las interacciones basamento – cobertura sedimentaria. En este sentido, es algo ya sabido que la fábrica interna de origen tectónico de las rocas puede llegar a ejercer un fuerte control sobre los estadios de desarrollo estructural más jóvenes. Por lo tanto, cuando se trabaja en dominios corticales que acarrearán fases de deformación previas, es importante descifrar la estructura interna para no introducir sesgos al momento de producir interpretaciones sobre patrones regionales de la deformación tectónica. Así, el objetivo de este capítulo es brindar una caracterización de la estructura interna del dominio de basamento para esclarecer algunos aspectos sobre la deformación pre-Jurásica, y por otro lado, dar un marco estructural para entender si las estructuras previas pueden llegar a haber influido al momento en que se instala la deformación frágil Andina.

## 4.2. CONTEXTO GEOLÓGICO PALEOZOICO-MESOZOICO TEMPRANO DE LA REGIÓN SUROCCIDENTAL DE PATAGONIA

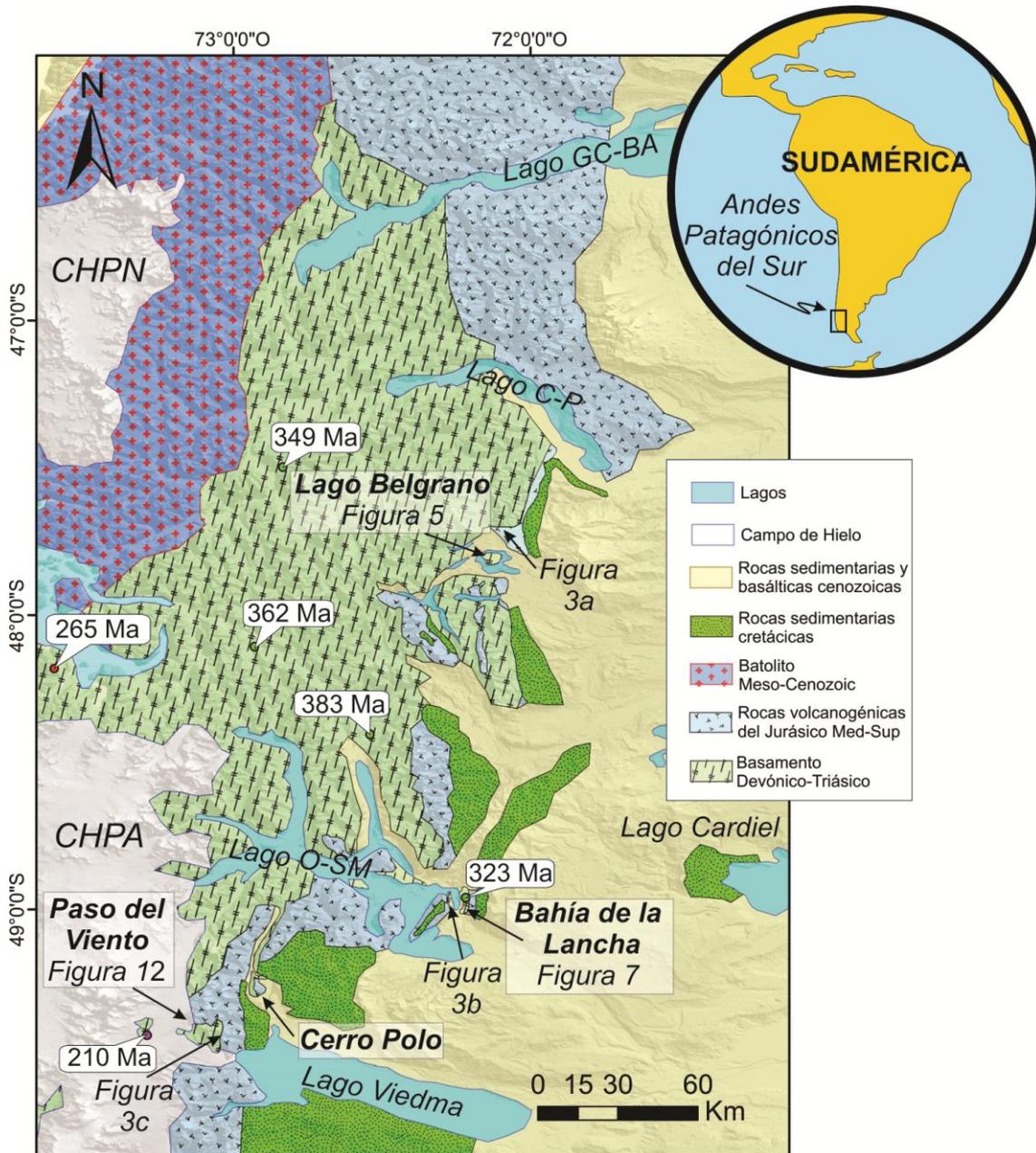
**4.2.1. Los complejos metamórficos del Paleozoico-Triásico en los Andes Patagónicos Australes.** A lo largo del núcleo y flancos de los Andes Patagónicos Australes (Figs. 4.1, 4.2) las rocas metamórficas polideformadas afloran en sectores separados: (i) en la región Pacífica intruídas por el Batolito Patagónico Austral de edad Meso-Cenozoico (Forsythe y Mpodozis, 1979; Hervé et al., 2007), (ii) en los nunatak del Campo de Hielo Patagónico Austral (Shipton, 1963; Blampied et al., 2012; Suárez et al., 2019a) y (iii) en el Dominio de Basamento de la faja plegada y corrida, cubierto en discordancia por rocas volcanogénicas del Jurásico Superior (Lliboutry, 1952; Hervé et al., 1999; Giacosa et al., 2012; Escosteguy et al., 2014; Ghiglione et al., 2019; Suárez et al., 2019b).



**Figura 4.1.** Mapa esquemático de la Patagonia con la ubicación de las áreas de estudio, edades de magmatismo (Millar et al., 2002; Pankhurst et al., 2003, 2006, 2014; Hervé et al., 2010, 2016; Riley et al., 2012; Castillo et al., 2017; Greco et al., 2017; González et al., 2018; Navarrete et al., 2019; Bastias et al., 2020), edades máximas de depositación (Hervé y Fanning, 2001; Hervé et al., 2003; Augustsson et al., 2006; Sepúlveda et al., 2010; Moreira et al., 2013; Permuy Vidal et al., 2014; Suárez et al., 2019a) y edades de enfriamiento posmetamórficas (Thomson y Hervé, 2002). Las áreas estudiadas son: (1) lago Belgrano, (2) la península de Bahía de la Lancha, (3) el cerro Polo y (4) el Paso del Viento. Letra en minúscula con asterisco señala el lugar de las muestras de edades U–Pb en circones detríticos que se grafican en la figura 4. FBL: Formación Bahía de la Lancha. CMC: Complejo Metamórfico de Chonos. SCN: Esquistos de Cerro Negro. CP: Cochrane-Posadas. CMAO(n): Complejo Metamórfico Andino Oriental norte. CMAO(s): Complejo Metamórfico Andino Oriental sur. GC-BA: General Carrera-Buenos Aires. CMMD: Complejo Metamórfico Madre de Dios. FLM: Formación La Modesta. FRL: Formación Río Lácteo. UNV: Unidad Nunatak Viedma.

Estas rocas metamórficas están constituidas por un protolito turbidítico rico en cuarzo, interdigitado con escasos basaltos de tipo MORB y OIB (Hervé et al., 1999; Augustsson and Bahlburg, 2003b; Augustsson y Bahlburg, 2008; Rojo et al., 2020, 2021). El metamorfismo regional corresponde a facies de esquistos verdes y sub-esquistos verdes con gradiente P-T intermedio (Hervé et al., 1999; Ramírez-Sánchez et al., 2005) en ocasiones hallándose rocas de facies anfíbolita (Bell y Suárez, 2000; Rojo et al., 2020). Las pizarras, meta-areniscas y mica-esquistos, son las principales litologías, interdigitadas con escasos

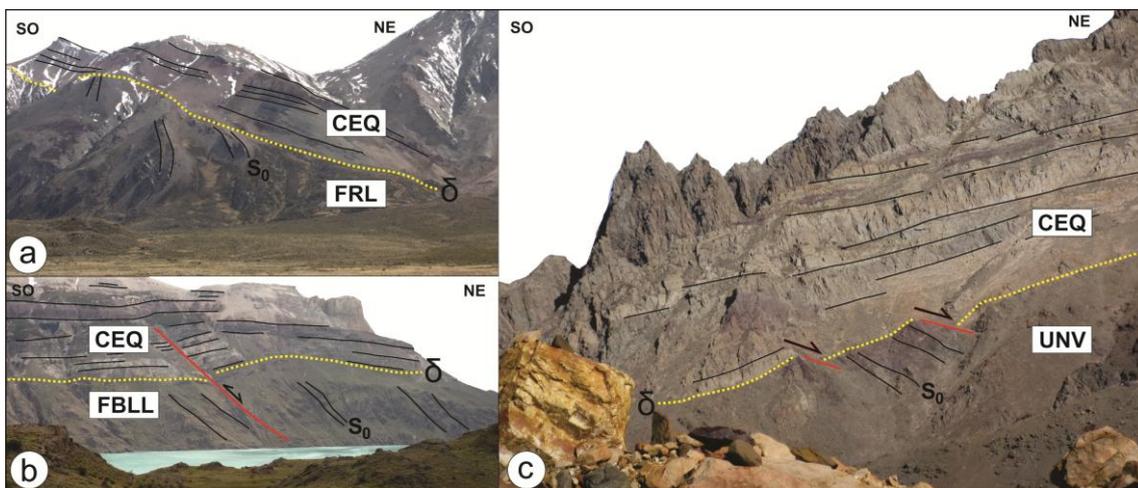
metabasaltos, anfibolitas, mármoles y serpentinitas (Lagally, 1975; Hervé et al., 1999, 2003; Bell y Suárez, 2000; Augustsson et al., 2006; Giacosa et al., 2012; Suárez et al., 2019a; Rojo et al., 2020).



**Figura 4.2.** Mapa geológico de la región andina más interna de los Andes Patagónicos del Sur y estribaciones orientales. CP: Cochrane-Posadas. GC-BA: General Carrera-Buenos Aires. CHPN: Campo de Hielo Patagónico Norte. O-SM: O'Higgins-San Martín. CHPA: Campo de Hielo Patagónico Austral.

La falta de registro de fósiles diagnósticos y la ausencia de rocas volcánicas de composición intermedia-ácida impiden obtener edades absolutas de las rocas

de basamento. La restricción temporal sobre la edad de depositación del protolito ha sido aportada por edades U-Pb en circones detríticos. Aplicando esta metodología, un amplio lapso de edades máximas de depositación han sido calculadas desde el Devónico medio hasta el Triásico Tardío. Su composición detrítica con edades en 600-540 Ma, 520-500 Ma, 420-380 Ma, 280-260 Ma, y 235-220 Ma, son consistentes con aporte detrítico desde regiones extra-andinas de Patagonia, la Península Antártica y regiones internas de Gondwana (Hervé y Fanning, 2001; Hervé et al., 2003; Augustsson et al., 2006; Sepúlveda et al., 2010; Castillo et al., 2016; Suárez et al., 2019a).



**Figura 4.3.** Rocas volcánicas del Jurásico Medio-Superior dispuestas en discordancia angular sobre las rocas metasedimentarias del Paleozoico-Triásico en: **(a)** el lago Belgrano, **(b)** la península de Bahía de La Lancha y **(c)** el Paso del Viento. Esta discordancia angular es un elemento estratigráfico ubicuo en los Andes del Sur entre los  $\sim 46\text{-}50^\circ$  S, señalando una compleja actividad tectónica en tiempos previos al Jurásico Medio.

La estratigrafía de basamento fue revisitada por Hervé et al. (2008), así, ellos clasificaron las unidades de basamento pre-Jurásico en Complejos Acrecionarios de la Costa y el Complejo Metamórfico Andino Oriental, los cuales afloran a lo largo de la costa del Pacífico y en la Cordillera de la Patagonia Austral, respectivamente (Fig. 4.2). Dentro del Complejo Metamórfico Andino Oriental fueron incluidas las unidades Lago General Carrera y Cochrane (Lagally, 1975), y las formaciones Río Lácteo y Bahía de la Lancha (Riccardi, 1971). Asimismo, el Complejo Metamórfico Andino Oriental fue subdividido por Augustsson et al. (2006) y Augustsson y Bahlburg (2008) en una faja noreste más antigua (Complejo Metamórfico Andino Oriental norte;

Devónico medio-Carbonífero temprano) y otra ubicada hacia el suroeste y más joven (Complejo Metamórfico Andino Oriental sur; Pérmico-Triásico). Ambas fajas del Complejo Metamórfico Andino Oriental fueron alimentadas por fuentes félsicas, continentales y antiguas (Augustsson y Bahlburg, 2008). Sin embargo, para el Complejo Metamórfico Andino Oriental sur, la fuente de detritos fue menos reciclada, indicativo de cercanía a un arco volcánico, mientras que el Complejo Metamórfico Andino Oriental norte fue alimentado por detritos más reciclados. La geoquímica de serpentinitas y metabasaltos, y las características geoquímicas y de proveniencia de metaturbiditas, condujeron a discutir dos principales modelos de cuenca para explicar el ambiente tectonoestratigráfico del Complejo Metamórfico Andino Oriental: (i) los sedimentos fueron depositados en un margen pasivo, y luego sufrieron deformación durante el inicio de la subducción a los ca. 300 Ma (Hervé et al., 1999; Augustsson y Bahlburg, 2003a, 2003b; Augustsson y Bahlburg, 2008), o por otro lado, (ii) la subducción estuvo siempre en curso durante el Paleozoico, y el protolito fue depositado en una posición de trinchera-antearco (Forsythe, 1982; Suárez et al., 2019b; Rojo et al., 2020).

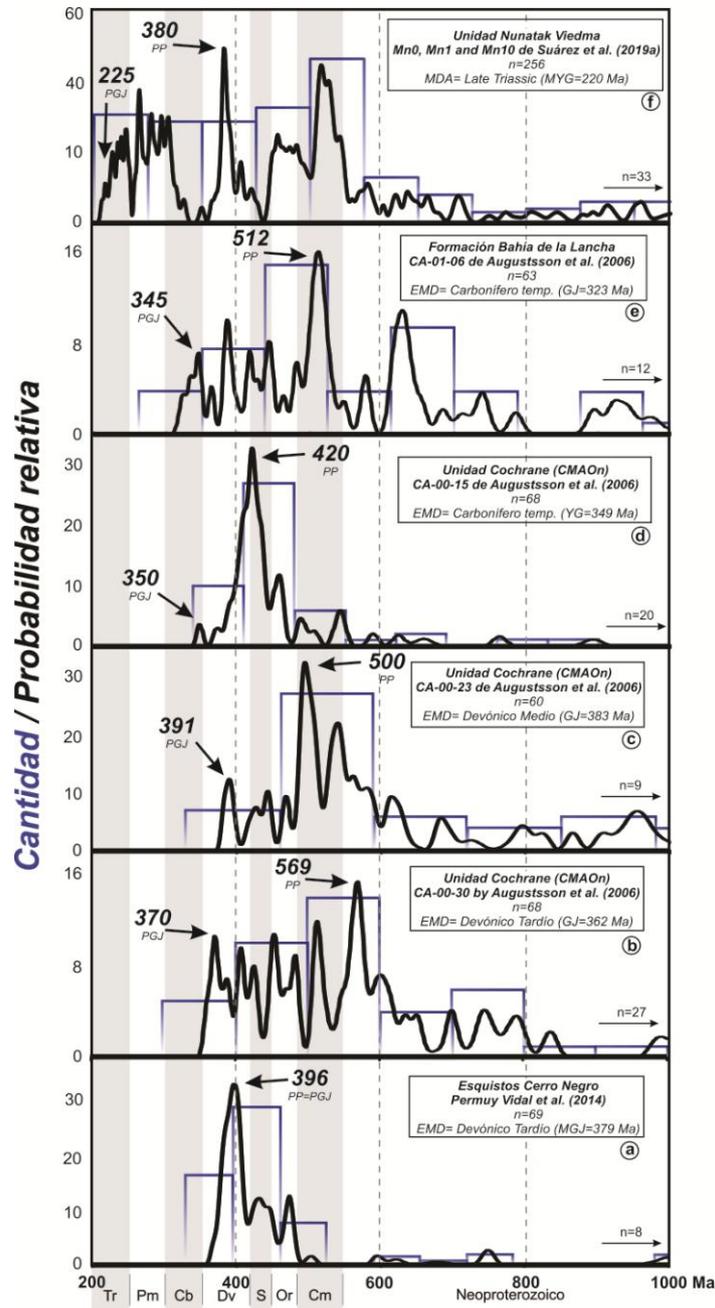
Las formaciones Río Lácteo y Bahía de la Lancha -estudiadas en esta tesis fueron incluidas por Hervé et al. (2008) y Calderón et al. (2016) en el Complejo Metamórfico Andino Oriental norte (Fig. 4.2). Facies diamictíticas en la Formación Bahía de la Lancha fueron interpretadas como registro marino Gondwánico (Poiré et al., 1999) y sumado al escaso registro de polen fósil (Shell C.A.P.S.A., 1965), apoyan la edad máxima de depositación estimada en Carbonífero temprano (edad U-Pb en circones detríticos) obtenida por Augustsson et al. (2006). La edad de la Formación Río Lácteo ha sido tradicionalmente estimada en Devónico Tardío-Carbonífero temprano basado en correlaciones regionales (Ramos, 1982; Giacosa y Márquez, 2002), dado que esta unidad no presenta registro fósil ni tampoco dataciones radiométricas. Estimaciones de edad máxima de depositación desde datación U-Pb en circones detríticos realizada por Augustsson et al. (2006) a unos 50 km al oeste de la localidad tipo de Formación Río Lácteo (es decir, el lago Belgrano) están de acuerdo con tal presunción. Por otro lado, el Complejo Metamórfico Andino Oriental sur aflora en la región más austral de la Cordillera Patagónica y su

relación estratigráfica con el resto de las unidades pre-jurásicas sigue siendo poco clara. Edades similares – del Pérmico-Triásico Temprano - a la unidad nombrada han sido obtenidas para el Grupo Península Trinidad en la Península Antártica (Castillo et al., 2016). Esta última unidad ha sido interpretada como parte de un gran sistema de trinchera-antearco depositada sobre el margen suroccidental de Gondwana (Castillo et al., 2016).

Algunos remanentes de fajas metamórficas han sido mapeados como parte del Complejo Acrecionario de la Costa en las islas de Chonos y Chiloé, y en la Isla Madre de Dios. Basado en el registro fósil del bivalvo *Monotis* (Fang et al., 1998), y en la edad de los granos más jóvenes de circones detríticos datados por U-Pb en ~210 Ma (Hervé y Fanning, 2001), la edad de la sedimentación del Complejo Metamórfico de Chonos fue restringida al Triásico Tardío. En el Complejo Acrecionario Madre de Dios fue estimada una edad pérmica a través de registro fósil de polen (Sepúlveda et al., 2010) alrededor de ~270 Ma, apoyada por dataciones U-Pb en circones detríticos (Hervé et al., 2003; Sepúlveda et al., 2010; Castillo et al., 2016). Algunos aspectos estructurales (p. ej., estructuras de *melange*) y estimaciones de gradientes metamórficos P-T condujeron a interpretar ambas unidades, Complejo Metamórfico de Chonos y el Complejo Acrecionario Madre de Dios, como complejos de subducción acrecionados al margen continental en tiempos del Triásico Tardío-Jurásico Temprano (Hervé et al., 1999; Ramírez-Sánchez et al., 2005; Willner et al., 2009;). Cabe destacar que Rapalini et al. (2001) basados en evidencia paleomagnética propusieron que el Complejo Acrecionario Madre de Dios representa un terreno exótico acrecionado al margen occidental de Patagonia en algún momento entre el Cretácico y el Eoceno. Así, la naturaleza autóctona o alóctona de esta unidad metamórfica permanece incierta.

La Unidad Nunatak Viedma ubicada en el Campo de Hielo Patagónico Austral (Suárez et al., 2019a), es una unidad metasedimentaria de bajo grado que arrojó edades máximas de depositación del Triásico Tardío. El tipo de cuenca donde se depositó el protolito clástico rico en cuarzo, intercalado con escasos metabasaltos, fue interpretado por Suárez et al. (2019a) como una cuenca extensional de retroarco, formando parte de los extensos sistemas de *rift* triásicos desarrollados a lo largo de Sudamérica. Recientemente, Navarrete et

al. (2019) propusieron un gran episodio de *flat-slab* de edad Triásico Tardío-Jurásico Temprano en Patagonia Austral.



**Figura 4.4.** Distribución de edades U-Pb (concordantes) en circones detríticos y edades máximas de depositación de las unidades metasedimentarias de las unidades estudiadas en este trabajo y muestras circundantes. Las edades U-Pb fueron graficadas usando *Isoplot* (Ludwig, 2003). Para la ubicación de la muestras (“a”, “b”, “c”, “d”, “e” y “f”) véase la figura 1. PP: pico principal. MGJ: edad media de los granos más jóvenes. GJ: grano más joven. PGJ: pico gráfico más joven.

**4.2.2. Antecedentes estructurales de las unidades metasedimentarias.** Son escasos los estudios estructurales sobre la fábrica tectónica de las rocas metasedimentarias a lo largo de los Andes Patagónicos Australes. Principalmente, han mostrado que estas rocas fueron afectadas por deformaciones dúctiles y frágiles, durante el Paleozoico y tiempos Andinos, respectivamente (véase revisión en Giacosa y Márquez, 2002).

Alrededor del Lago General Carrera – Buenos Aires, Suárez y Bell (2002) interpretaron cuatro fases de deformación pre-Jurásica involucradas en la evolución metamórfica-estructural de esquistos y anfibolitas asignadas a la Formación Río Lácteo. Las fases que imprimen las estructuras penetrativas corresponden a la  $D_1$  y  $D_2$  (Suárez y Bell, 2002). La fase  $D_1$  desarrolló una esquistosidad con dirección NO-SE, acompañada por metamorfismo de bajo grado, seguida por un evento metamórfico de grado medio, durante la  $D_2$ . Al oeste del lago General Carrera – Buenos Aires, en el valle Leones, Rojo et al. (2021) describen afloramientos del Complejo Metamórfico Andino Oriental y ellos le asignan una edad del Devónico-Carbonífero, debido a que estos afloramientos se encuentran intruídos por rocas granitoides que arrojaron una edad mínima de ~310 Ma (datación Ar-Ar en mica blanca secundaria por De la Cruz y Suárez, 2006). Este basamento está constituido por anfibolitas y serpentinitas tectónicamente yuxtapuestas sobre rocas metasedimentarias de bajo grado, ambos dominios afectados por foliación de orientación N-S ( $S_1$ ), sobreimpuesto por un posterior clivaje de crenulación ( $S_2$ ). Hacia el sur, cerca del lago Belgrano, Giacosa (1987) describe pizarras y metapsamitas pertenecientes a la Formación Río Lácteo. La fábrica de estas rocas es un clivaje pizarreño ( $S_1$ ) sobreimpuesto por clivaje de crenulación ( $S_2$ ) (Giacosa, 1987; Giacosa y Márquez, 2002). Alrededor del lago O'Higgins – San Martín, Riccardi (1971) da a conocer un intenso plegamiento en pelitas y psamitas pertenecientes a la Formación Bahía de la Lancha. Posteriormente, Giacosa et al. (2012) interpreta dos fases de deformación desarrolladas durante la orogenia Gondwánica (g) en estos afloramientos, la  $D_{g1}$  caracterizada por un sistema de dúplex inverso con vergencia al norte, la cual es sobreimpuesta por plegamiento abierto durante la  $D_{g2}$ .

### 4.3. ASPECTOS METODOLÓGICOS

**4.3.1. ¿Por qué enfocarse en el estudio de basamento?** El metamorfismo es un proceso esencialmente térmico acompañado por cambios de presión que produce modificaciones mineralógicas y químicas de una roca al estado sólido (Bucher y Grapes, 2011). En ciertos tipos de ambientes geológicos, como sucede en los contextos orogénicos, el metamorfismo es acompañado por el desarrollo de estructuras tectónicas de deformación (p. ej., foliación, pliegues, etc). A menudo, en los estudios estructurales sobre deformación Andina, se desprecia la influencia de anisotropías heredadas del basamento como un control sobre la deformación frágil. En este capítulo, se realiza una caracterización estructural de la fábrica de basamento, así en capítulos posteriores abordar su control sobre el fallamiento frágil Andino y evitar potenciales sesgos al momento de realizar interpretaciones.

**4.3.2. Nomenclatura.** Siguiendo consejos de Fossen (2020), aquí se emplea una terminología de estructuras tectónicas de deformación basada en la caracterización morfológica (véase Tabla 1). De acuerdo a las relaciones de sobreimposición estructural observadas en afloramiento y secciones delgadas, se indexa un subíndice numérico para señalar la temporalidad relativa de los estadios de desarrollo estructural (véase Fossen et al., 2019). Por ejemplo, cuando el lector note “ $S_{sy1}$  y  $S_{c2}$ ” esto significa: un clivaje pizarreño ( $S_{sy1}$ ) es la primera estructura de deformación tectónica de la roca y esta sobreimpuesta por un posterior clivaje de crenulación ( $S_{c2}$ ). Sin embargo, a menudo es difícil de distinguir si esta fábrica tectónica de la roca evolucionó en un camino de deformación progresiva –una fase de deformación- o multifase -dos o más fases de deformación- (Passchier y Trouw, 2005; Fossen et al., 2019). Por lo tanto, en este capítulo se evita utilizar el término “fase de deformación (D)” en la sección “**4.4. Resultados**” dado que carece de una componente descriptiva. Posteriormente, se abordará este concepto en la sección “**4.5. Discusión**”.

Acrónimo	Significado
<i>D</i>	Fase de deformación
<i>F</i>	Pliegue
<i>S</i>	Foliación/Clivaje
<i>S<sub>c</sub></i>	Clivaje de crenulación
<i>S<sub>cc</sub></i>	Clivaje continuo
<i>SD</i>	Estadio de desarrollo estructural
<i>S<sub>sy</sub></i>	Clivaje pizarreño
<i>S-C</i>	Planos de clivaje truncados por planos de cizalla
<i>T</i>	Corrimiento

**Tabla 1.** Acrónimos y terminología usada en las estructuras tectónicas de deformación que caracterizan la fábrica interna de las rocas de basamento.

**4.3.2. Trabajo de campo.** Un extenso mapeo de campo y análisis estructural fue llevado a cabo para caracterizar la fábrica estructural de rocas metasedimentarias en el Dominio de Basamento de los Andes Patagónicos Australes. Los datos fueron colectados de norte a sur: alrededor del lago Belgrano, en la costa este del lago O'Higgins-San Martín Lake y el cerro Polo, y en el Paso del Viento justo al noroeste del lago Viedma. Los resultados del trabajo de campo estructural fueron agrupados de acuerdo a la formación en estudio, de norte a sur: (i) la Formación Río Lácteo, (ii) la Formación Bahía de Lancha y (iii) la Unidad Nunatak Viedma.

Los datos estructurales de campo tomados a mesoescala fueron complementados con el análisis petrográfico-microestructural de muestras representativas y orientadas de secciones delgadas.

#### 4.4. RESULTADOS

**4.4.1. La Formación Río Lácteo en el lago Belgrano (Fig. 4.5).** Esta unidad está compuesta de filitas cuarzosas interdigitadas con escasos metaconglomerados (Fig. 4.6). El rumbo promedio de las capas ( $S_0$ ) está en torno a N15°/67°E (Fig. 4.5). La estructura tectónica más antigua es un clivaje filítico a pizarreño ( $S_{sy1}$ ) de plano axial asociado a pliegues apretados a isoclinales con superficie axial cercana a la vertical (Fig. 4.6). El  $S_{sy1}$  está definido por el arreglo paralelo de dominios de grano fino compuesto principalmente de mica blanca y clorita subordinada, y dominios ricos en

cuarzo, con orientación preferencial NNE-SSO groseramente paralelo al  $S_0$ . En las capas de meta conglomerados cuarzosos, la primera estructura planar penetrativa está definida como un clivaje continuo ( $S_{cc1}$ ). En estas rocas, muchos de los minerales de cuarzo pretectónico son simétricos, solo algunos de ellos exhiben forma tipo sigma.

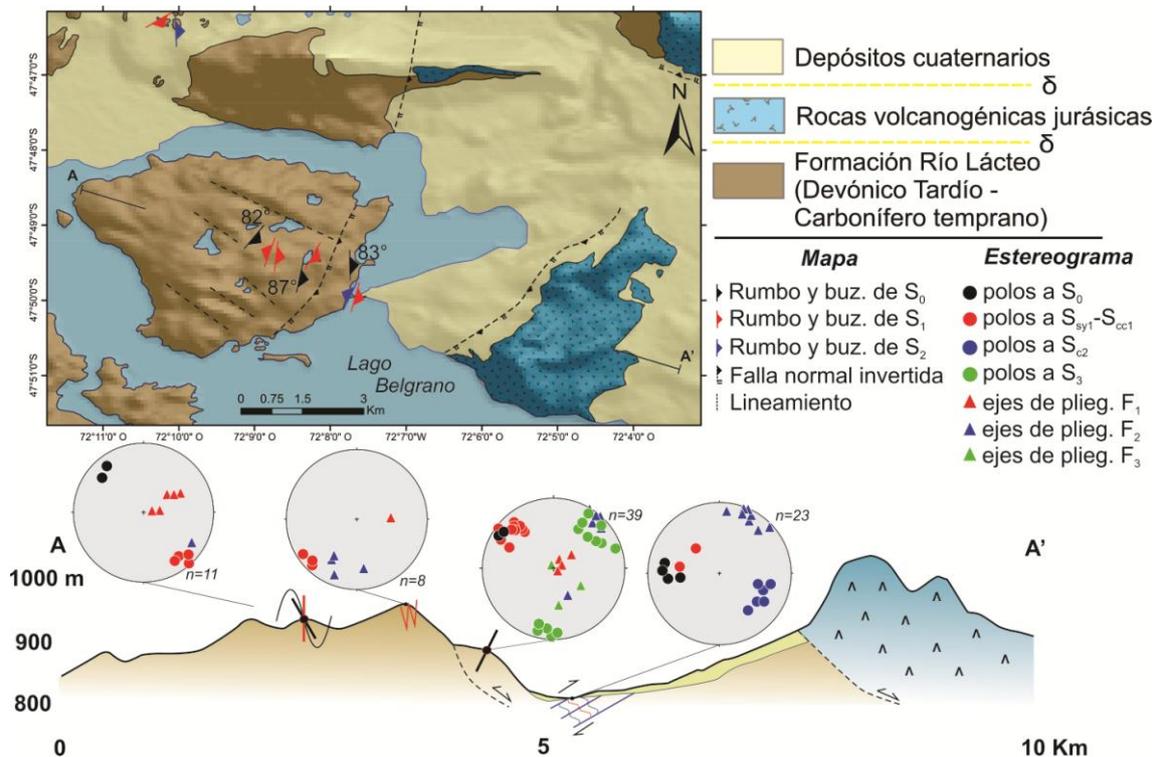
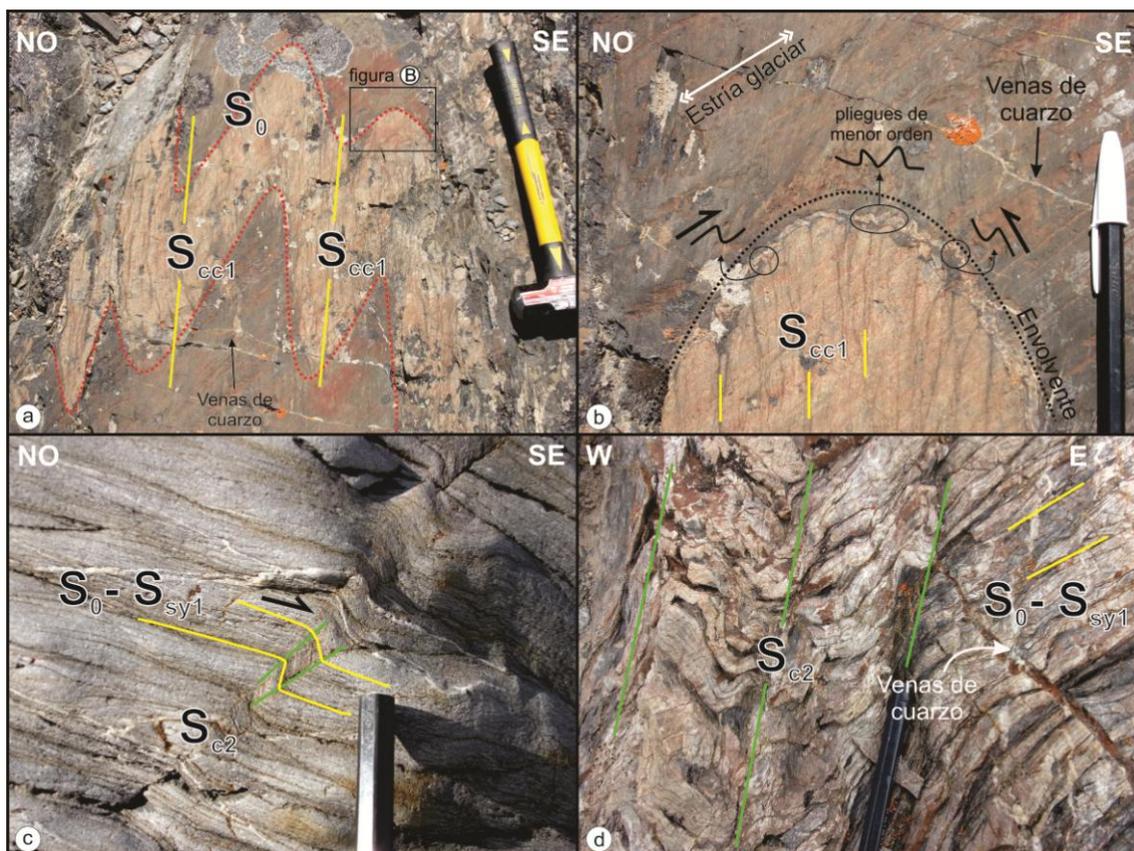


Figura 4.5. Mapa esquemático geológico-estructural del lago Belgrano.

Un clivaje de crenulación discreto y espaciado ( $S_{c2}$ ) se superpone al  $S_1$  (Fig. 4.6). El  $S_{c2}$  tiene orientación NNE-SSO e inclina al NO, y se asocia principalmente a pliegues de tipo *kink*, y ocasionalmente, a pliegues con geometría más apretada (Fig. 4.6). A microescala, el  $S_{c2}$  está definido por incipientes blastos de clorita, y asimismo, por la reorientación mecánica de mica blanca detrítica. A través de los afloramientos, el  $S_{c2}$  exhibe diferentes grados de diferenciación alcanzando su máxima expresión en los afloramientos que se encuentran más hacia el norte. Allí, el  $S_1$  está solamente preservado dentro de los microlitones (Fig. 4.6). Cabe señalar que las bandas *kink* en los afloramientos orientales exhiben vergencia hacia el este (Fig. 4.6).

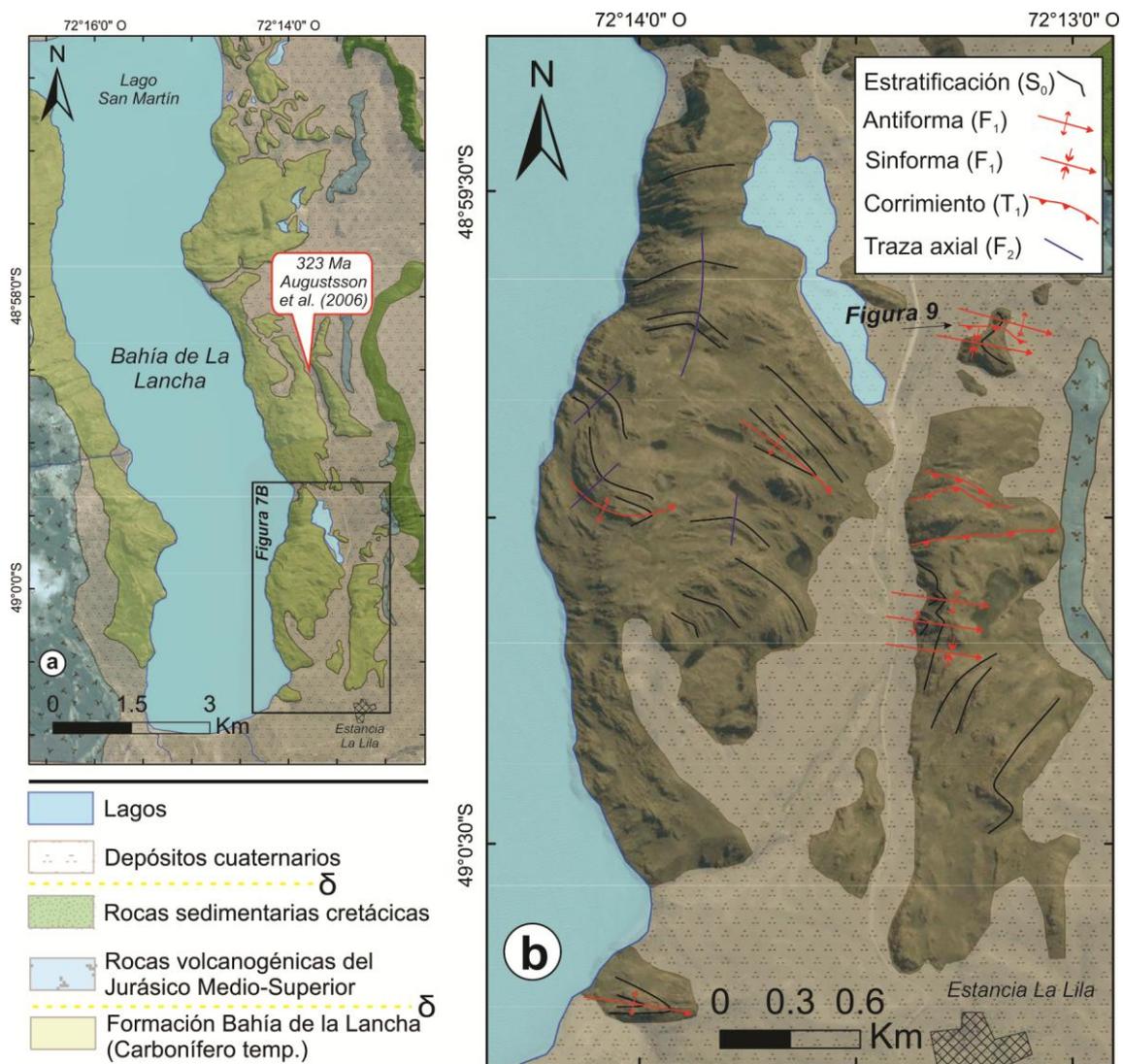


**Figura 4.6.** Fotografías de estructuras de deformación a mesoescala en la Formación Río Lácteo en la península del Lago Belgrano. (a) Clivaje de plano axial asociado con pliegues apretados, con charnelas paradas a inclinadas ( $F_1$ ). (b) Detalle de pliegues parásitos a través de la zona de charnela de un pliegue  $F_1$ . (c) Clivaje de crenulación ( $S_{c2}$ ) y pliegues asociados ( $F_2$ ) sobreimprimiendo la fábrica más antigua  $S_0-S_1$ . (d) Intensidad máxima de la deformación en relación al desarrollo del clivaje de crenulación ( $S_{c2}$ ).

A las estructuras tectónicas más antiguas  $S_{sy1}$  y  $S_{c2}$ , y pliegues asociados, se sobreimponen (i) un patrón regular de fracturas orientadas O-E, (ii) venas de cuarzo, y (iii) un clivaje orientado NO-SE ( $S_3$ ) que se asocia a ejes de pliegues que se hundían hacia el SE ( $F_3$ ). Sin embargo, la relación genética entre estas estructuras no fue observada en el campo.

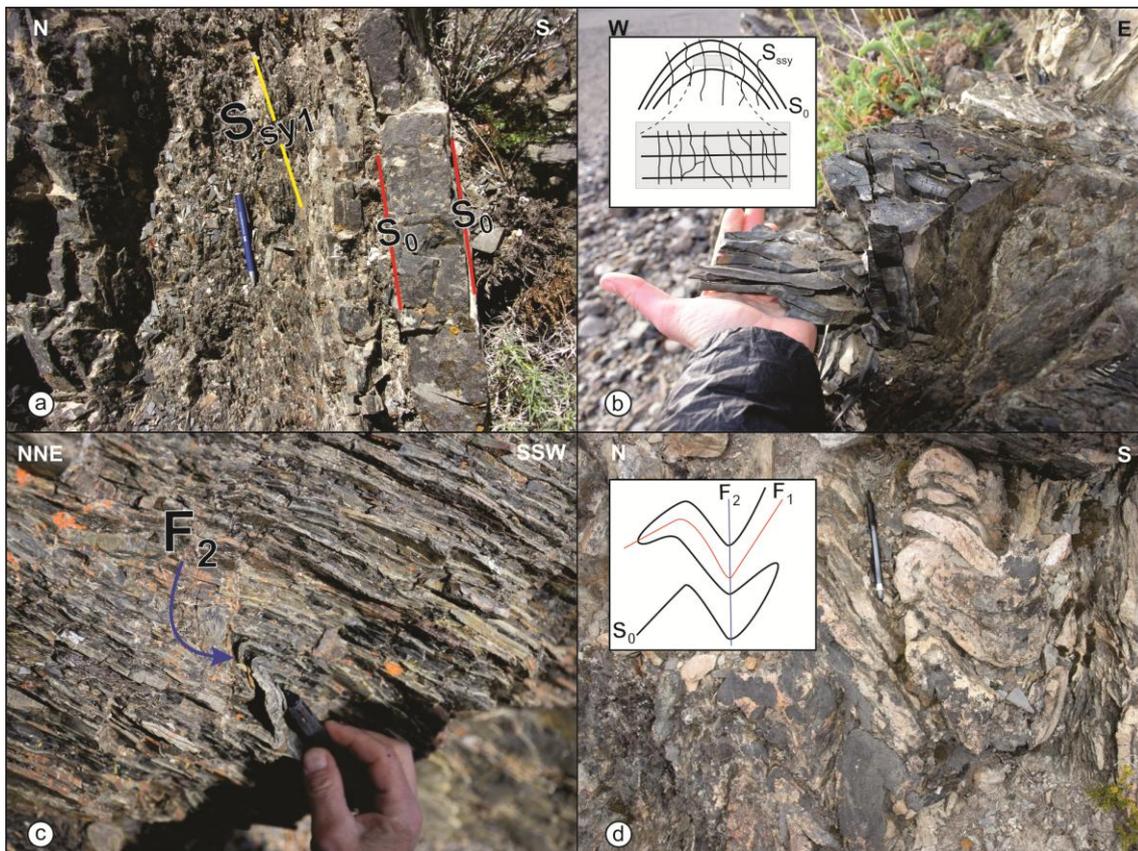
**4.4.2. La Formación Bahía de la Lancha en su localidad tipo (Fig. 4.7) y el cerro Polo.** La localidad estratotipo en la bahía de La Lancha, consiste de paquetes de filitas, meta-areniscas ricas en cuarzo y metacuarcitas ( $S_0$ ) (Fig. 4.8) con rumbo principal en  $\sim N262^\circ$  (Fig. 4.7). Las estructuras tectónicas más antiguas están caracterizadas por corrimientos de rumbo NE-SO a E-O (figs. 4.9, 4.10). Estos corrimientos son zonas de cizalla inversas con desarrollo de rocas

cataclásticas y fábrica S-C ( $T_1$ ; coordenadas actuales; figs. 4.9, 4.10) que presentan geometría de tipo dúplex. Asociado a estos, se desarrollan pliegues volcados a levemente inclinados ( $F_1$ ) con ejes de pliegues que se hunden con bajo ángulo hacia el SE y SO (Fig. figs. 4.7, 4.9). Estructuras planares penetrativas, tales como foliaciones no son elementos de fabrica ubicuos en estas rocas, a pesar de que en la zona de charnela de los  $F_1$  se desarrolla un incipiente clivaje pizarreño ( $S_{sy1}$ ), y se encuentra fragmentos de roca tipo lápices formados por la intersección entre  $S_0$ - $S_{sy1}$  (Fig. 4.8). Hacia el sur, en los afloramientos del cerro Polo, el estilo geométrico de los pliegues cambia a tipo recumbente, posiblemente relacionados a corrimientos de bajo ángulo (figs. 4.10, 4.11).

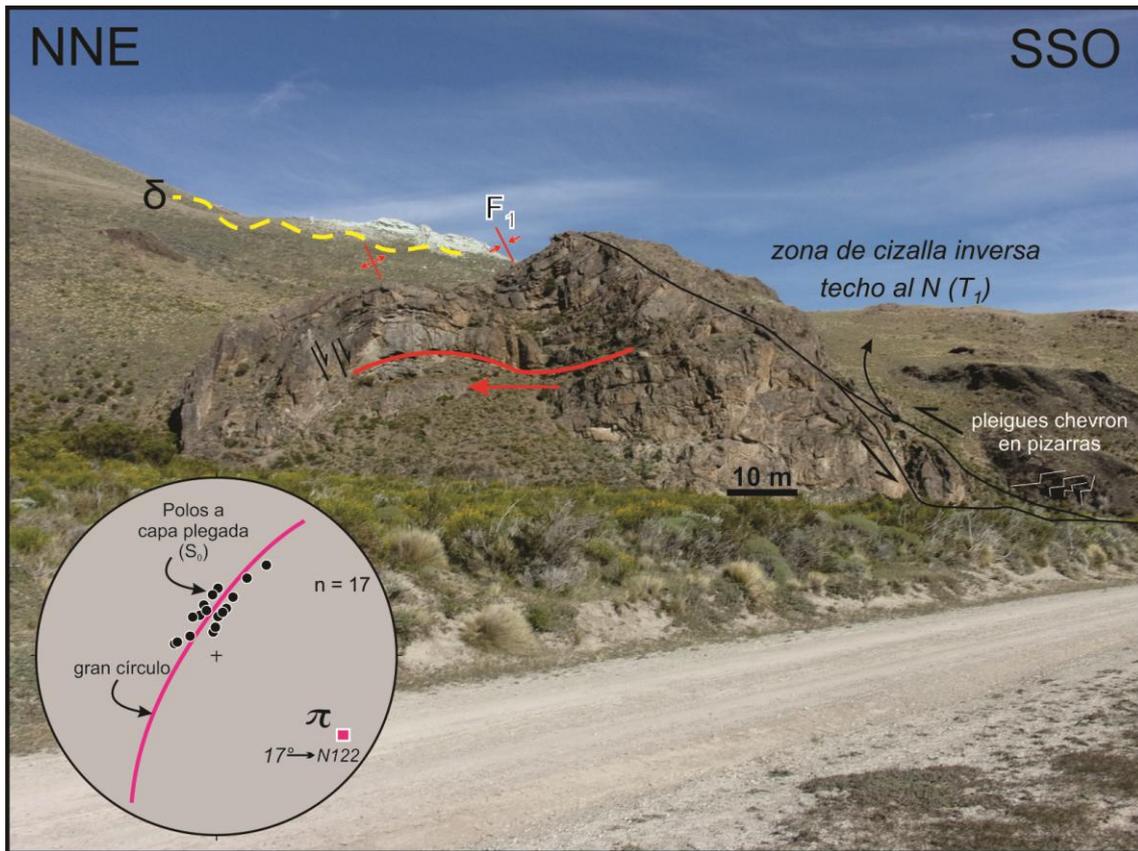


**Figura 4.7.** Mapa geológico-estructural de la península de Bahía de la Lancha. Edad U–Pb en circones detríticos de Augustsson et al. (2006), véase en figura 4.

Plegando la fábrica tectónica más antigua (es decir,  $T_1$ - $F_1$ - $S_{sy1}$ ), se reconocieron pliegues abiertos de orientación N-NE ( $F_2$ ) con ejes de pliegues inclinados con hundimiento hacia el N-NO (figs. 4.7, 4.8). Tal relación estructural de sobre-imposición de los  $F_2$  sobre los  $F_1$  se observa tanto a escala afloramiento, como en imágenes satelitales alrededor de la bahía de La Lancha. Debido a que la inclinación de la superficie axial de los  $F_1$  varía desde vertical a fuertemente inclinada en la bahía de La Lancha, y de recumbente a suavemente inclinada en el cerro Polo, como resultado, el patrón de interferencia de los pliegues también varía entre estas localidades. Figuras de interferencia como aquella tipo 1-2 y tipo 3 (Ramsay, 1962, 1967; Fossen, 2010) se reconocen alrededor de la bahía de La Lancha y el cerro Polo, respectivamente (figs. 4.7, 4.8).

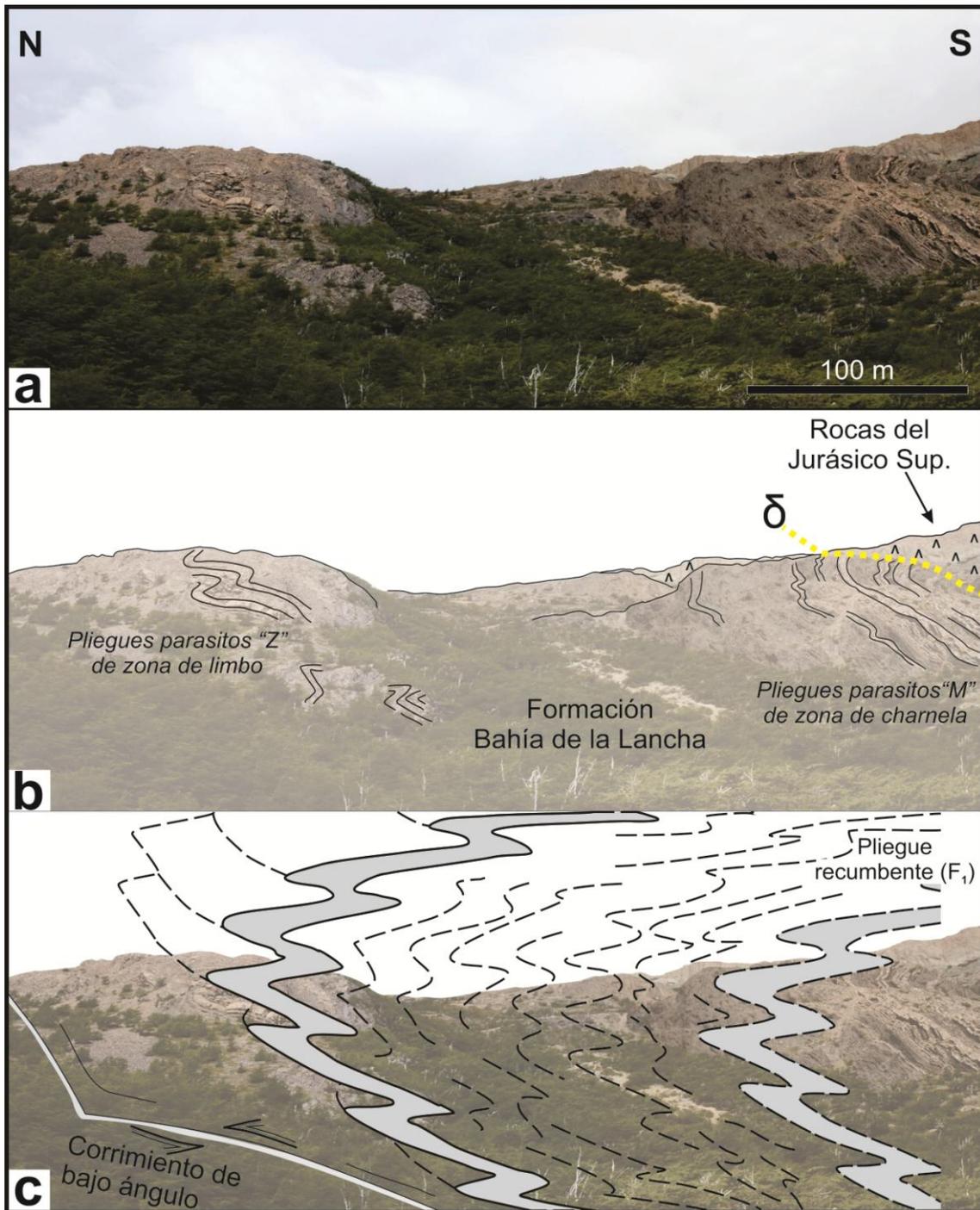


**Figura 4.8.** Fotografía de estructuras de deformación tectónica a mesoescala en la Formación Bahía de la Lancha. **(a)** El clivaje pizarreño ( $S_{sy1}$ ) expresado en las capas de metapelitas ( $S_1$ ) oblicuo a las capas originales del protolito definido por la alternancia de capas de metapelitas y metapsamitas ( $S_0$ ). **(b)** Clivaje de tipo lápiz formado por la intersección entre  $S_0$ - $S_{sy1}$ . **(c)** Ejes de pliegues inclinados ( $F_2$ ) pertenecientes al segundo estadio de desarrollo estructural **(d)** Patrón de replegamiento tipo 3 formado por la intersección entre  $F_1$ - $F_2$  en el cerro Polo.

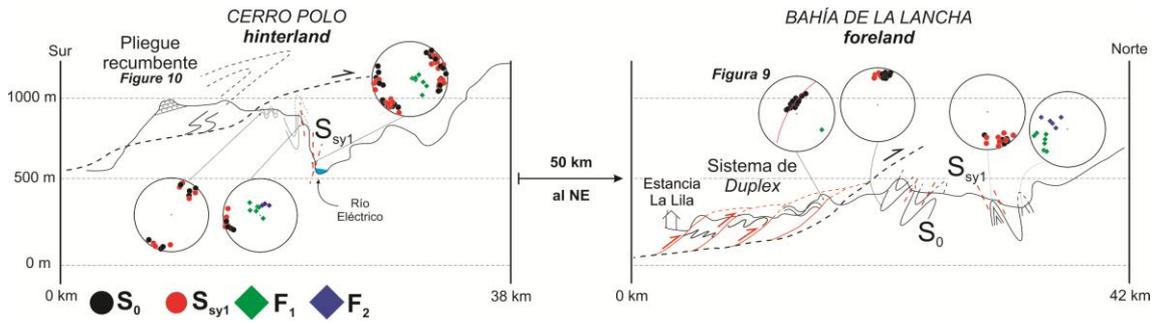


**Figura 4.9.** Mediciones de disposición estructural de una capa plegada de meta-arenisca, lo que determina un eje de pliegue mayor inclinando al sureste. En efecto, resulta coincidente con corrimientos orientados E-O a NO-SE. Véase la figura 7 para ver la ubicación de las mediciones.

De forma tardía, las estructuras tectónicas previamente descritas están cortadas por fallas normales (Fig. 4.9), las cuales ejercen control sobre el espesor de roca volcánica del Complejo El Quemado.

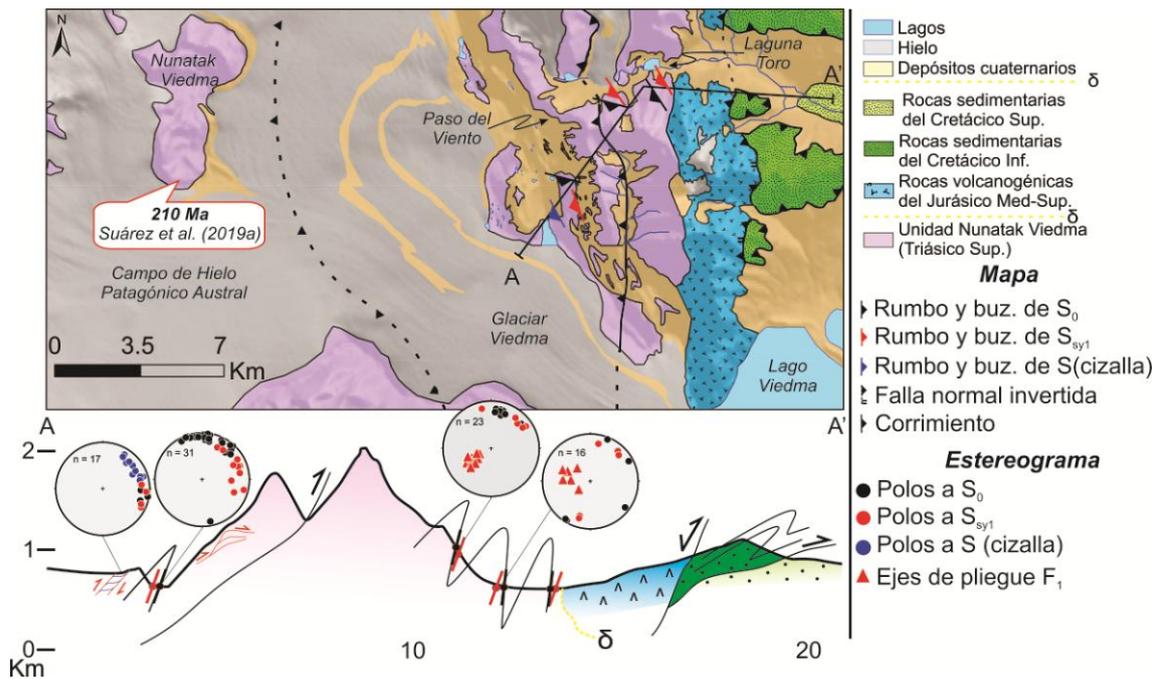


**Figura 4.10.** (a) Fotografía de la ladera occidental del cerro Polo mostrando en (b) pliegues de orden inferior en la Formación Bahía de la Lancha identificados en el campo. (c) Posible modelo de pliegue que ajusta a las geometrías observadas en el campo evidenciando un pliegue recumbente de gran escala.



**Figura 4.11.** Sección estructural esquemática N-S, a lo largo de los afloramientos de la Formación Bahía de la Lancha. Una vergencia hacia el norte (coordenadas actuales, sin corregir) es evidenciada a través de toda la unidad.

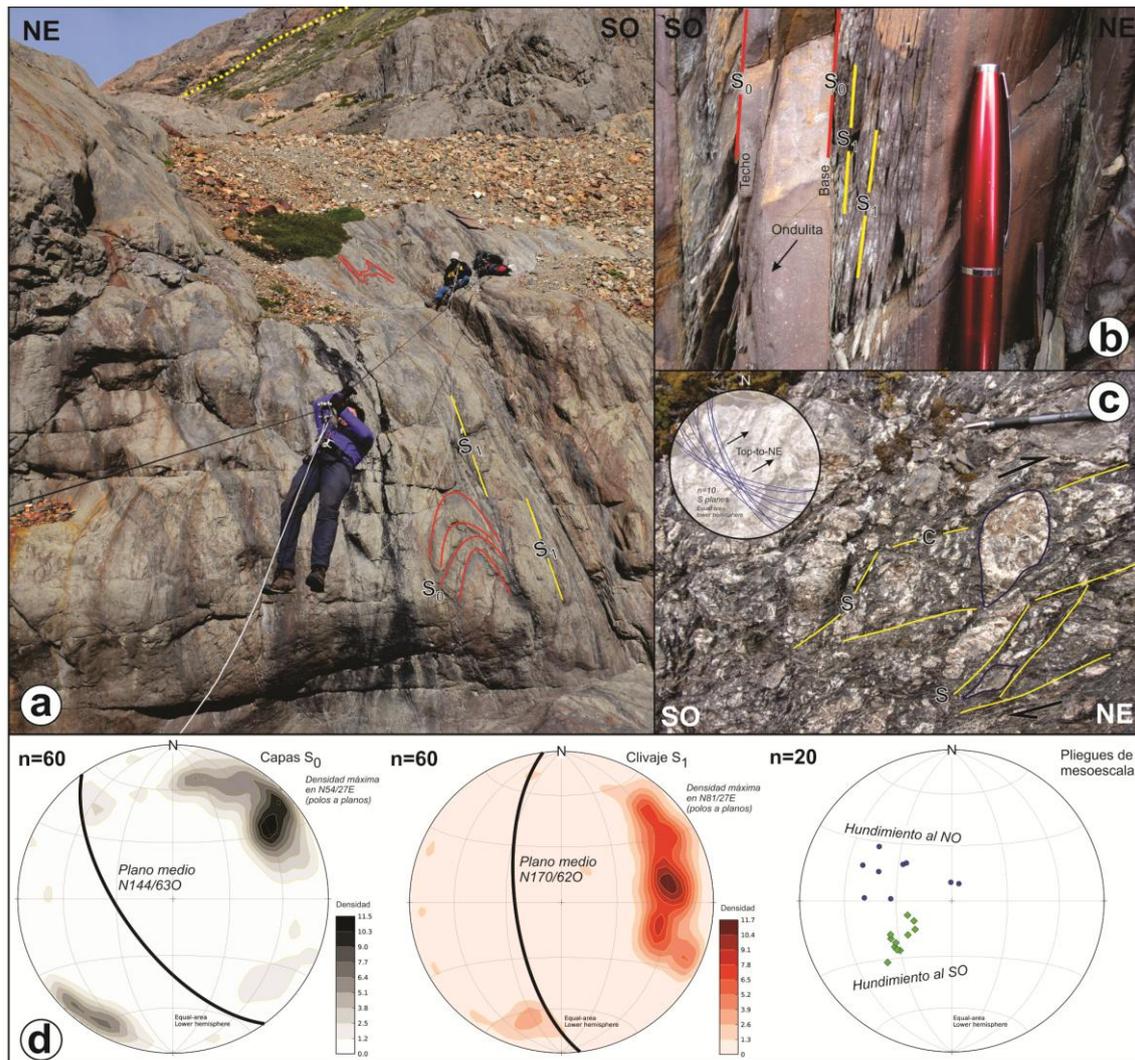
**4.4.3. La Unidad Nunatak Viedma en el Paso del Viento (Fig. 4.12).** En la región andina más interna, rocas metasedimentarias consisten de interestratificados de pizarras, meta-areniscas ricas en cuarzo y metaconglomerados ( $S_0$ ) (figs. 4.12, 4.13).



**Figura 4.12.** Mapa geológico-estructural del Paso del Viento. Edad U–Pb en circones detríticos de Suárez et al. (2019a), véase en figura 4.4.

El rumbo de las capas es variable, el plano promedio se encuentra en  $\sim N144^\circ/63^\circ W$  (Fig. 4.13). De forma subparalela al  $S_0$ , se encuentra un clivaje pizarreño de plano axial ( $S_{sy1}$ ; plano principal en  $\sim N170^\circ/62^\circ W$ ) (Fig. 4.13). Esta es la estructura más conspicua de la unidad y se asocia a pliegues apretados, de volcados a verticales, con vergencia hacia el Este (figs. 13, 14a).

Los ejes de los pliegues se hunden hacia el NO, mientras que un segundo conjunto de ejes se asocia a geometrías de tipo *chevron* y se reconocen en el cuadrante SO del estereograma (Fig. 4.13). En la región suroccidental, cercano al refugio del Paso del Viento, la fábrica tectónica está caracterizada por el desarrollo de zonas de cizalla de mesoescala con rocas cataclásticas y fábrica S-C, y corrimientos, ambos con techo hacia el NE ( $T_1$ ; Fig.4.14).



**Figura 4.13.** Detalles de estructuras de deformación tectónica a mesoescala de la Unidad Nunatak Viedma en el Paso del Viento. **(a)** Clivaje de plano axial ( $S_{sy1}$ ) asociado con pliegues apretados ( $F_1$ ). **(b)** Detalle del clivaje de plano axial ( $S_{sy1}$ ) expresado en capas de metapelitas. Nótese que el clivaje de plano axial es oblicuo a la fábrica sedimentaria original del protolito ( $S_0$ ). **(c)** Fábrica S-C desarrollada en una zona de cizalla de cizalla a mesoescala con vergencia hacia el NE (coordenadas actuales). **(d)** Mediciones de  $S_0$ ,  $S_1$ , y pliegues relacionados, alrededor del área de Paso del Viento.

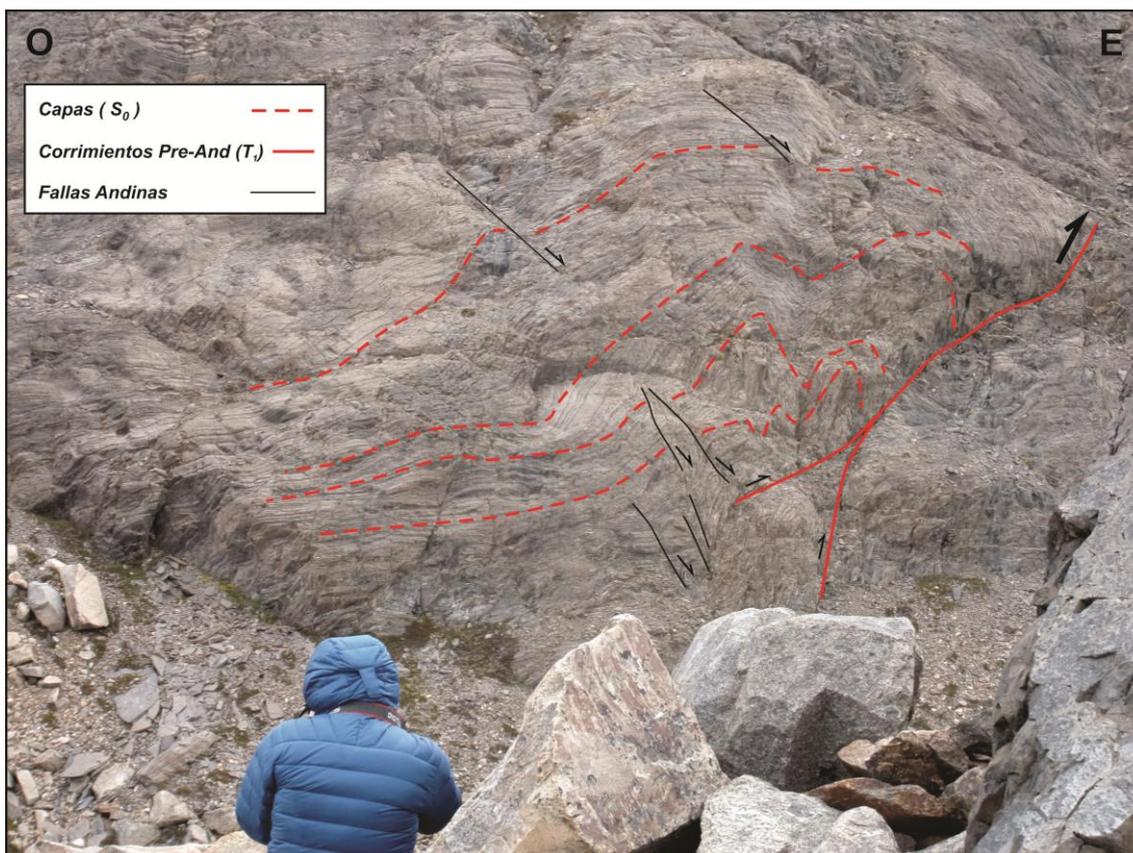


Figura 4.14. Pliegue de flexión de falla pre-Andino en la Unidad Nunatak Viedma.

## 4.5. DISCUSIONES

**4.5.1. Resumen de la evolución estructural y corrección de la fábrica tectónica a su posición pre-Andina.** Los resultados del análisis estructural de las rocas de basamento fueron presentados en términos de temporalidad relativa basados sobre la relación de sobreimposición (sección 4.4). A continuación, se presenta un resumen de los estadios de desarrollo estructural y estilo de la deformación (véase Tabla 3). La Formación Río Lácteo presenta un estadio temprano de plegamiento isoclinal con el desarrollo de clivaje filítico de plano axial desarrollado en facies de esquistos verdes, sobreimpuesto por un clivaje de crenulación que se asocia a pliegues *kink* con vergencia al este, que son acompañados por metamorfismo de muy bajo grado. La Formación Bahía de la Lancha exhibe un estadio temprano de plegamiento y corrimientos desarrollados en condiciones termales mayores que el posterior estadio de plegamiento abierto. El primer estadio de desarrollo estructural está caracterizado por pliegues volcados y apretados relacionados a corrimientos de rumbo E-W, desarrollados en condiciones metamórficas de muy bajo grado,

mientras que el segundo estadio de desarrollo estructural no se desarrolla en condiciones metamórficas, y las estructuras tectónicas típicamente a pliegues E-O de tipo abiertos. En la más joven de las unidades, la Unidad Nunatak Viedma, la estructura tectónica conspicua es un clivaje pizarreño de plano axial orientado en la dirección NO-SE, desarrollado en condiciones de muy bajo grado metamórfico asociado con pliegues volcados y corrimientos.

	Formación Río Lácteo (Lago GC-BS)	Formación Río Lácteo (Lago Belgrano)	Formación Bahía de la Lancha	Unidad Nunatak Viedma			
	Estructura tectónica	Estructura tectónica	Estructura tectónica	Estructura tectónica			
	Condiciones	Condiciones	Condiciones	Condiciones			
Estadios de desarrollo estructural (pre-Jurásico Medio)	Clivaje extensional espaciado						
	Frágil						
	Metamorfismo de grado mediano	Clivaje de crenulación NE-SO	Metamorfismo de muy bajo grado (Chl)	Pliegues abiertos E-O	Sin metamorfismo		
Esquistosidad orientada NE-SO	Metamorfismo de bajo grado	Clivaje filítico NE-SO	Metamorfismo de bajo grado (Ms+Chl)	Corrimientos N-S	Metamorfismo de muy bajo grado (Chl)	Clivaje pizarreño NE-SO	Metamorfismo de muy bajo grado (Chl+Ill/Sm)
Edad de protolito	EMD Devónico Tardío-Carbonífero por comparación regional	EMD Devónico Tardío-Carbonífero por comparación regional	EMD Carbonífero tardío (Augustsson et al. 2006)	EMD Triásico Tardío (Suárez et al. 2019a)			
Autor	Bell y Suárez (2000)	Este estudio y Giacosa (1987)	Este estudio y Giacosa et al. (2012)	Este estudio			

**Tabla 3.** Resumen de las principales características estructurales y metamórficas de las unidades estudiadas. EMD: Edad máxima de depositación.

La única restricción temporal absoluta sobre la edad de la deformación, está dada por la discordancia angular con la sobreyacente unidad, las rocas volcanogénicas del Jurásico Superior del Complejo El Quemado (Fig. 4.3). Esta relación estratigráfica permite restringir los estadios frágil-dúctiles de desarrollo estructural en condiciones de metamorfismo de bajo a muy bajo grado a

tiempos pre-Jurásico Tardío, es decir, previo a la orogenia Andina. Por otro lado, dado que el complejo patrón de deformación frágil es compartido con las unidades del Mesozoico, se asigna esto a los tiempos Andinos, es decir del Jurásico Tardío al Neógeno, como previamente lo notaron Giacosa et al. (2012) y Barberón et al. (2018). A pesar de que la evolución estructural en el dominio frágil va más allá del alcance de este capítulo, resulta interesante analizarla para descifrar posibles perturbaciones de la fábrica original del basamento por deformación más joven durante tiempos Andinos. En este sentido, estudios paleomagnéticos llevados a cabo por Iglesia Llanos et al. (2003) a lo largo de la faja plegada y corrida Meso-Cenozoica han evidenciado grandes rotaciones anti-horarias alrededor de ejes verticales en rocas volcánicas del Jurásico Superior. Los valores de rotación son variables: no hay rotación de bloques alrededor del lago Belgrano, mientras que valores entre 39-57° se midieron alrededor del lago San Martín y valores aún mayores se registraron al sur del lago Viedma, en torno a los 60°. Teniendo en cuenta los valores de rotación medidos por Iglesia Llanos et al. (2003), se revirtieron los movimientos sobre el eje vertical a la posición pre-Andina, para corregir el rumbo de las estructuras de deformación tectónicas. A pesar que este enfoque puede resultar una buena estrategia para minimizar la perturbación por deformación Andina, debe tomarse con precaución dada la heterogeneidad de los vectores de rotación. Un resumen de la orientación de fábrica y evolución estructural se presenta en las Tablas 2 y 3.

<i>Orientación de la fábrica tectónica</i>						
	<b>Formación Río Lácteo</b>		<b>Formación Bahía de la Lancha</b>		<b>Unidad Nunatak Viedma</b>	
	<i>Actual</i>	<i>Pre-Andina</i>	<i>Actual</i>	<i>Pre-Andina</i>	<i>Actual</i>	<i>Pre-Andina</i>
<b>SD<sub>2</sub></b>	NE-SO	NE-SO	N-S	NE-SO		
<b>SD<sub>1</sub></b>	NE-SO	NE-SO	ONO-SSE a NO-SE	N-S a NNE-SSO	NO-SE	N-S a NE-SO

**Tabla 3.** Corrección de la fábrica tectónica a tiempos pre-Andinos por restricciones paleomagnéticas tomando en cuenta los valores medidos por Iglesia Llanos et al. (2003).

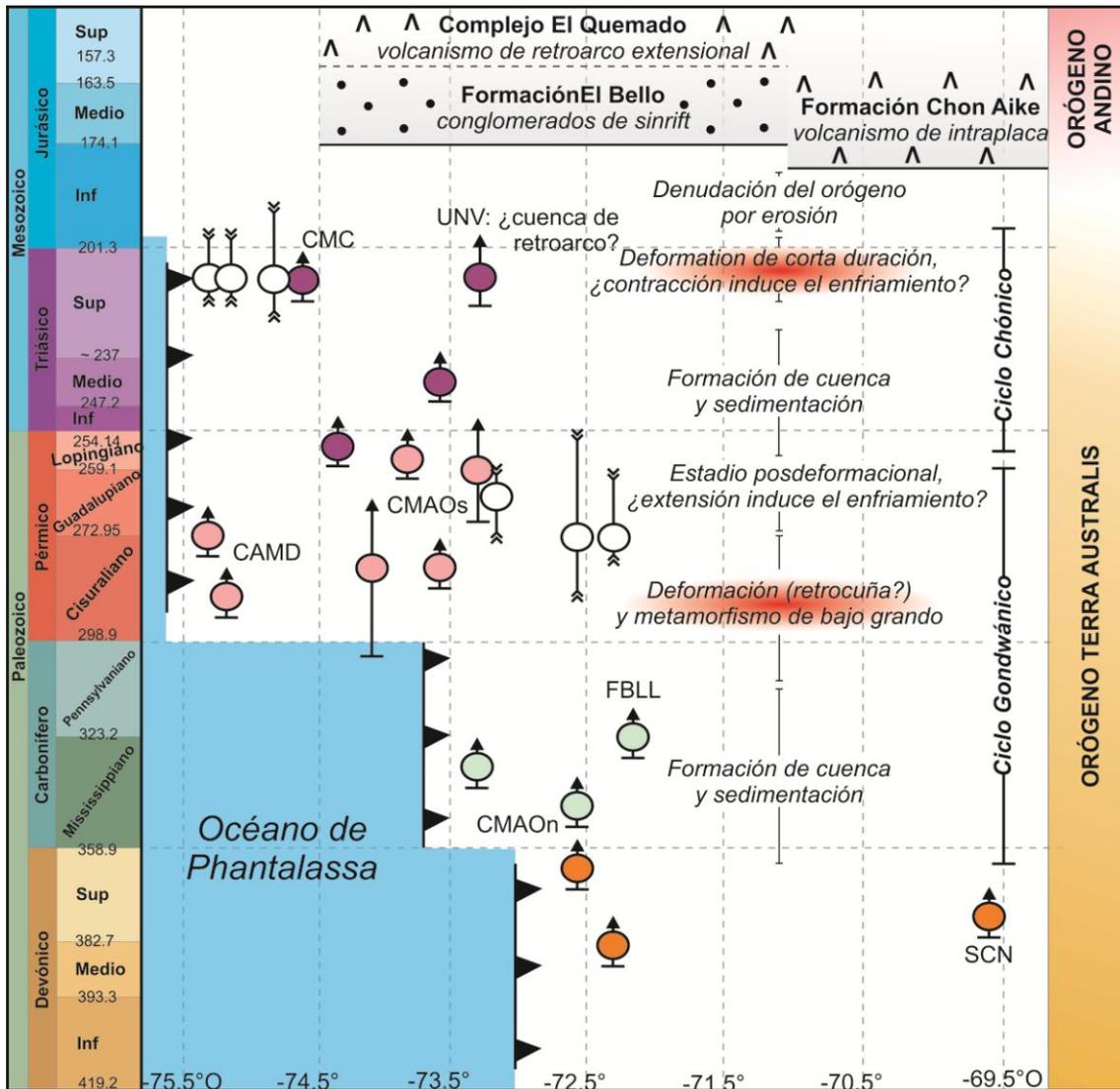
**4.5.2. Descifrando la/las fase/fases de deformación involucradas en la deformación pre-Jurásica.** Diversas estructuras de deformación tectónica, por ejemplo, aquellas ampliamente desarrolladas en terrenos de basamento tales como foliaciones ( $S_1, S_2, S_3 \dots S_n$ ) y pliegues ( $F_1, F_2, F_3 \dots F_n$ ), pueden evolucionar en un camino de deformación progresiva de fase única o multifase (Passchier y Trouw, 2005; Fossen et al., 2019). Descifrar la trayectoria de la deformación a menudo es una tarea difícil. Fossen et al. (2019) enfatiza que previo a definir “*fases de deformación (D)*” algunos aspectos deberían ser abordados, tales como: (i) observación de estructura en afloramiento y evidencia de patrones de replegamiento o relaciones de corte (ii) correlación de estructuras entre afloramientos, y por último, (iii) una evaluación de la estructura regional. Tal evaluación crítica podría ser conectada a un modelo tectónico para evaluar su viabilidad.

Como se señaló anteriormente, la restricción temporal sobre la deformación está dada por la edad máxima de depositación de las unidades y la relación estratigráfica con las rocas volcanogénicas del Jurásico Medio-Superior. Así, a primera vista, la/s fase/s involucrada/s en la deformación y metamorfismo quedan pobremente acotadas entre Carbonífero temprano y pre-Jurásico Superior para las formaciones Río Lácteo y Bahía de la Lancha, y bien acotada entre el Triásico Superior y pre-Jurásico Medio para la Unidad Nunatak Viedma. Tomando en cuenta el análisis estructural realizado en esta tesis, y estableciendo correlaciones regionales, se pueden restringir de forma más precisa la evolución temporal tectonometamórfica y la/s fase/s involucradas en la deformación (Fig. 4.15). Al oeste de los lagos Belgrano y San Martín-O’Higgins, aflora la Unidad Cochrane y la Formación Lago General Carrera, ambas pertenecientes al Complejo Metamórfico Andino Oriental, y a su vez, temporalmente equivalentes a las formaciones Río Lácteo y Bahía de la Lancha. Las primeras, alcanzaron su pico metamórfico a los 310–380°C de temperatura y a los  $4 \pm 1.2$  Kbar de presión, es decir, dentro de la facies de esquistos verdes, evolucionando dentro de un gradiente P-T intermedio (20–25 °C/Km; Hervé et al. 1999; Ramírez-Sánchez et al., 2005). Además, alrededor del Lago General Carrera, Lagally (1975) y Bell y Suárez (2000) describen rocas de condiciones más altas, propias de la facies metamórfica anfibolita-epidota.

Estas unidades exhiben edades de enfriamiento posmetamórficas obtenidas por trazas de fisión en circones en 270-253 Ma (Fig. 4.15) (Thomson y Hervé, 2002). Estrictamente, esto significa que luego de alcanzar el pico térmico en facies esquistos verdes a anfibolita, independientemente del mecanismo de enfriamiento, el Complejo Metamórfico Andino Oriental fue enfriado a través de la zona de *annealing* del circón en el Pérmico medio a tardío (Fig. 4.14). Por lo tanto, el metamorfismo tendría que haber ocurrido con anterioridad, posiblemente durante el Carbonífero tardío-Pérmico temprano (Fig. 4.14), siguiendo un trayectoria P-T-t anti-horaria, como lo señala Hervé et al. (2008). Esta evolución generalizada se solapa temporalmente con el periodo de actividad de la orogenia Gondwánica en la región norte de los Andes Patagónicos (véase Oriolo et al., 2019).

Por otro lado, el Complejo Metamórfico de Chonos del Triásico Superior (Fang et al., 1998; Hervé y Fanning, 2001) exhibe dos grupos de edades de enfriamiento posmetamórficas por traza de fisión en circones, fechadas alrededor de los 210 Ma (Fig. 4.15) y los 155-142 Ma (Thomson y Hervé, 2002). Así, Thomson y Hervé (2002) propusieron que el Complejo Metamórfico de Chonos habría sido deformado y metamorfoseado previo o durante el Jurásico Temprano, durante la orogenia Chónica (Fig. 4.15). Más al sur, en el Complejo Metamórfico Madre de Dios del Pérmico Tardío, Willner et al. (2009) usando ablación laser *in situ* en micas blancas metamórficas obtuvo dos edades Ar/Ar en 233 Ma y 201 Ma. Así, ellos interpretan estas edades como blastesis durante el crecimiento progresivo del prisma de acreción.

Asimismo, Thomson y Hervé (2002) en el Complejo Metamórfico Madre de Dios definieron edades de enfriamiento posmetamórficas en ~195 Ma (Fig. 4.15). En efecto, esto resulta coincidente con la fase de enfriamiento que se registra en el Complejo Metamórfico de Chonos a los 210 Ma. De esta forma, la integración de edades máximas de depositación, metamórficas y posmetamórficas, establecidas en rocas metasedimentarias de los Andes Patagónicos Australes, permite interpretar al menos dos fases principales responsables de los estadios de desarrollo estructural identificadas en este estudio: la orogenia Gondwánica del Carbonífero tardío-Pérmico medio y la orogenia Chónica del Triásico Tardío-Jurásico Inferior (Fig. 4.15).



**Figura 4.15.** Muestras de edades U–Pb en circones detríticos de unidades metasedimentarias en Patagonia Austral (Hervé y Fanning, 2001; Hervé et al., 2003; Augustsson et al., 2006; Permuy Vidal et al., 2014; Suárez et al., 2019a) graficada en función de edad máxima de depositación (EMD) en un diagrama de edad vs. ubicación (longitud). También se graficaron edad U-Pb de enfriamiento posmetamórficas en circones tomadas de Thomson y Hervé (2002). Este análisis revela un patrón de rejuvenecimiento hacia el oeste-sudoeste de edades de depositación máxima y ensanchamiento del margen continental, así como también, dos pulsos principales de enfriamiento en el Pérmico tardío y Triásico Tardío-Jurásico Temprano. CMC= Complejo Metamórfico de Chonos. FBLL= Formación Bahía de la Lancha. CMAOn= Complejo Metamórfico Andino Oriental norte. CMAOs= Complejo Metamórfico Andino Oriental sur. SCN= esquistos Cerro Negro. UNV= Unidad Nunatak Viedma.

#### 4.6. CONCLUSIONES

A través del mapeo geológico de campo y análisis estructural, y sumado a la revisión de datos geocronológicos de las unidades metasedimentarias expuestas a lo largo de los Andes Patagónicos Australes, se pueden extraer algunas conclusiones:

- El basamento metamórfico de los Andes Patagónicos Australes está principalmente constituido por rocas metasedimentarias de muy bajo a bajo grado con un protolito rico en cuarzo. Se destaca una virtual ausencia de rocas volcánicas.
- Las estructuras de deformación tectónica de edad pre-Jurásico Medio, se desarrollaron –al menos- durante dos estadios en las formaciones Bahía de la Lancha (Carbonífero inferior) y Río Lácteo (Devónico Medio-Carbonífero inferior), y en una única para la Unidad Nunatak Viedma (Triásico Superior).
- Las estructuras principales de la fábrica tectónica tienen orientación NE-SO en la Formación Río Lácteo, E-O en la Formación Bahía de la Lancha y NO-SE en la Unidad Nunatak Viedma.
- Las orogenias Gondwánica (Pérmico) y Chónica (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) fueron las responsables del desarrollo de las estructuras de deformación tectónica.

## **CAPÍTULO 5. ANALISIS CINEMÁTICO DEL FALLAMIENTO A LO LARGO DE LOS ANDES PATAGÓNICOS Y MODELOS DE DEFORMACIÓN OROGÉNICA**

La compilación de una base de datos de 225 tensores de deformación/esfuerzo computados desde ~4000 datos de plano de falla y estría, combinado con nuevos datos cinemáticos y evidencias de estratos sintectónicos a lo largo de los Andes Patagónicos, permiten evaluar diferentes aspectos de la tectónica frágil de este segmento del orógeno Andino y discutir los modelos orogénicos de deformación.

## 5.1. INTRODUCCIÓN

Determinaciones de diferentes aspectos de la deformación en rocas que han sido deformadas en condiciones frágiles pueden ser realizadas a través de mediciones en campo de forma sistemática de diversas estructuras tectónicas como fracturas, fallas y pliegues (Twiss y Moores, 2007). Una de las herramientas más populares y ampliamente empleadas en la Geología Estructural es el análisis de datos de deslizamiento de falla para luego tratar con aspectos de deformación (o esfuerzo, en su defecto) como lo son la clase de fallamiento, la forma del elipsoide y las orientaciones de sus ejes principales (Marret y Allmendinger, 1990).

Uno de los mayores desafíos trabajando con este tipo de datos es acotar temporalmente el estadio de fallamiento, dado que en ambientes de cuencas sedimentarias, los depósitos sincrónicos con la deformación son pobres en fallas contemporáneas, las cuales se preservan mejor en la roca de caja porque se encuentra litificada (Sperner y Zweilgel, 2010). Por tal motivo, usualmente las mediciones se toman en rocas más antiguas que aquellas sincrónicas a la deformación con el propósito de incrementar la población de pares de datos de plano de falla y estría. A pesar de que esta estrategia puede resultar útil para fines estadísticos, debe tenerse en cuenta que estadios de deformación sucesivos sobre un mismo volumen de roca pueden conducir a heterogeneidades cinemáticas. De esta forma, se incrementa la incertidumbre al momento de relacionar el estado de la deformación con su respectivo estadio de fallamiento.

En los Andes Patagónicos, es posible visualizar la problemática planteada anteriormente. Basados en datos de planos de falla se han aplicado análisis estructurales ya sean dinámicos o cinemáticos por muchos autores, alcanzando una cobertura amplia de ~4000 pares de datos de falla y estría, siendo el ~74% de estos muestreados en rocas pre-cenozoicas (Tabla 5.1; Diraison et al., 1998, 2000; Lavenú y Cembrano, 1999; Lagabriele et al., 2004; Rosenau et al., 2006; Barberón et al., 2018; esta contribución). El análisis de la base de datos destaca dos aspectos problemáticos a evaluar:

(i) A pesar de que el orógeno Andino ha sido señalado como el arquetipo de orógeno sometido a alternancia de ciclos de extensión y contracción (p. ej., Ramos, 2010; Horton, 2018), la base de datos muestra que el ~68% de los tensores está relacionado con el modo de fallamiento de desplazamiento de rumbo (Tabla 5.1).

(ii) Análisis de datos de planos de falla han sido empleados para identificar las clases de fallamiento cenozoicas. Sin embargo, muchas de las mediciones fueron obtenidas en rocas volcanogénicas del Jurásico y de rocas metasedimentarias paleozoicas (Tabla 5.1). Por lo tanto, estos datos no permiten tener una buena restricción temporal sobre el estadio de fallamiento, y en consecuencia, producen una alta incertidumbre al momento de inferir estados de deformación cenozoicos.

Provincia geológica	n de datos		Datos de edad pre-Cenozoico	Clases de fallamiento (todos)	
	Pares de datos falla-estría	Tensores de esfuerzo/deformación	Tensores de esfuerzo/deformación	SS	DS
<i>Andes Patagónicos del Norte (39°-46°S)</i>	1925	102	64%	76%	24%
<i>Andes Patagónicos del Sur (46°-51°S)</i>	2019	123	89%	61%	39%
Total	3944	225	77%	68%	32%

**Tabla 5.1.** Resumen de la base de datos construida en esta tesis. Notese la predominancia de datos muestreados desde rocas pre-cenozoicas. DS= fallamiento en el sentido de la inclinación. SS= fallamiento de desplazamiento de rumbo.

A la luz de tales problemáticas, se considera necesario revisar la historia del fallamiento de los Andes Patagónicos y aportar nuevos datos, para clarificar algunos aspectos acerca de las clases de fallamiento dominantes y sus restricciones espacio-temporales. La propuesta en esta contribución es simple: se integran los datos disponibles de pares de falla y estría (Diraison et al., 1998, 2000; Lavenú y Cembrano, 1999; Lagabrielle et al., 2004; Rosenau et al., 2006; Barberón et al., 2018) junto con nuevas mediciones y observaciones de campo. Los resultados que se han obtenido permiten discernir sobre qué tipo de fallamiento prevaleció durante la historia Andina.

## 5.2. MARCO GEOLÓGICO: LA TECTÓNICA Y CLASES DE FALLAMIENTO DE LOS ANDES PATAGÓNICOS

Los Andes han sido señalados como el arquetipo de orógeno asociado con subducción (Uyeda y Kanamori, 1979; Ramos, 2009), el cual se caracteriza de forma amplia por un modo tectónico cambiante entre regímenes de estiramiento y contracción a lo ancho de la placa superior (Ramos, 2010; Horton, 2018). Tal alternancia se ha interpretado como inducida por variaciones en el ángulo de la losa, de empinada ( $>30^\circ$ ) a somera ( $<30^\circ$ ) (Ramos, 2009, 2010; Ramos y Folguera, 2009; Folguera y Ramos, 2011; Horton, 2018; Fennel et al., 2019).

La evolución tectónica de los Andes Patagónicos involucra dos ciclos de primer orden de modo tectónico cambiante: extensión del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano a contracción del Cretácico Tardío (Calderón et al., 2007; Ghiglione et al., 2009, 2019; Orts et al., 2012; Echaurren et al., 2016, 2017; Ramos et al., 2019; Gianni et al., 2020), y nuevamente, extensión del Oligoceno tardío-Mioceno temprano a contracción del Mioceno medio-superior (Giacosa et al., 2005; D'Ellia et al., 2012; Bilmes et al., 2013; Bechis et al., 2014; Ramos et al., 2014, 2015; Echaurren et al., 2017; Barberón et al., 2018; Fennel et al., 2018; López et al., 2019; Butler et al., 2020). Cabe destacar que durante las fases de extensión, el estiramiento litosférico alcanzó su máxima expresión con desarrollo de una corteza muy delgada a *quasi*-suelo oceánico en las cuenca marginal de Rocas Verdes y Traiguén (ante-arco a intra-arco), en el Jurásico Tardío y Eoceno-Oligoceno, respectivamente (p. ej., Hervé et al., 1995; Calderón et al., 2013; Encinas et al., 2016). Desde el análisis topográfico y estructural, algunos autores han desafiado la visión clásica del orógeno Andino, y argumentan que los desplazamiento de rumbo podría haber sido un modo de deformación de primer orden sobre grandes segmentos andinos (Diraison et al., 1998, 2000; Lagabriele et al., 2004). A favor de esta teoría, debe notarse que en los Andes Patagónicos del Sur, Barberón et al. (2018) computó 54 tensores de esfuerzo desde datos cinemáticos de falla, siendo el 57% pertenecientes al modo de fallamiento de desplazamiento de rumbo.

Entre ambos ciclos de modo tectónico cambiante, la tectónica paleocena-eocena permanece poco clara dado que el registro sedimentario de tal edad es prácticamente ausente (p. ej., Bechis et al., 2014, Barberón et al., 2019). Sin embargo, algunas unidades volcano-sedimentarias son las excepciones, como la Formación Huitrera perteneciente a la Faja de Pilcaniyeu en los Andes Patagónicos del Norte (Fig. 5.3; Fernández Paz et al., 2020), y el Basalto Posadas en los Andes Patagónicos del Sur (Fig. 5.3; Busteros y Lapido, 1983; Ramos y Drake, 1987), ambos relacionados con la apertura de la ventana astenosférica relacionada con las placas Aluk-Farallón (Ramos y Kay, 1992; Fernández Paz et al., 2020). Al respecto, reconstrucciones cinemáticas de placas han propuesto que diferentes segmentos de la dorsal Aluk-Farallón entraron más o menos paralelas en la zona de subducción durante el Paleógeno (Müller et al., 2016; Gianni et al., 2018). De esta forma, desencadenando la apertura de una ventana astenosférica bajo Patagonia y un voluminoso volcanismo basáltico alcalino de ambiente de intraplaca (Aragón et al., 2013; Navarrete et al., 2020). Según Aragón et al. (2013) durante la subducción subparalela de los diferentes segmentos de la dorsal sísmica de Aluk-Farallón, se desarrolló un margen transformante, sistemas de fallas con movimientos laterales de forma paralela a la trinchera (es decir, una proto Liquiñe-Ofqui) y extensión de intraplaca. Por otro lado, Gianni et al. (2018) sugiere que la deformación de la placa superior habría sido espacialmente heterogénea a lo largo del rumbo, alternando sectores de extensión y contracción.

### 5.3. METODOLOGÍA

El estudio cuantitativo de la deformación frágil mediante el análisis cinemático de fallas reviste los siguientes tres pasos (véase Sperner y Zweigel, 2010):

**5.3.1. Toma de datos.** La adquisición del dato se realiza de forma sistemática, adquiriendo en afloramiento la disposición estructural tanto de los planos de falla (*slickenside*) como de su estría asociada (*slickenline*). Luego, se realiza la identificación de la cinemática o sentido del movimiento de la falla mediante indicadores cinemáticos. En este sentido, marcadores estratigráficos y fibras

minerales resultan ser los indicadores cinemáticos más confiables (véase Petit, 1987).

**5.3.2. Calculo del tensor.** Luego de la adquisición del dato, se realiza la separación de los datos en subconjuntos cinemáticamente homogéneos, para cumplir con ciertas asunciones del método, teniendo en mente que no todas son necesariamente validas:

- La población de fallas de un sitio de muestreo se consideran formadas bajo un mismo campo de esfuerzo.
- La masa de roca al momento de la deformación es homogénea.
- La deformación es coaxial.
- El fallamiento se produce de acuerdo al criterio de Coulomb.
- El deslizamiento de las fallas ocurre en la dirección del esfuerzo de cizalla máximo.

De acuerdo al conjunto de asunciones detalladas anteriormente, se extrae que a escala de afloramiento es posible cumplir con estos criterios, por lo tanto, el tensor de deformación obtenido reflejara un campo de deformación local.

El cálculo del tensor de deformación se lleva a cabo empleando uno de los múltiples métodos disponibles. Los métodos gráficos y numéricos para obtener esfuerzo o deformación (para más información sobre la discusión del significado de *stress/strain* véase Twiss y Unruh, 1998 y Lacombe et al. 2012 y referencias allí citadas) desde poblaciones de datos planos de fallas son abundantes como se detallan a continuación:

- Análisis dinámico numérico o DNA (Spang, 1972).
- Método gráfico de los Diedros Rectos (Angelier y Mechler, 1977; Delvaux y Sperner, 2003).
- Inversión directa (Angelier, 1990).
- Ejes de Pesión y Tensión (Marrett y Allmendinger, 1990).
- Ejes cinemáticos ( $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$  y  $\lambda_3$ ), basado en estadística de Bingham (Marrett y Allmendinger, 1990).
- Método de inversión múltiple (Yamaji, 2000).
- Método de optimización rotacional (Delvaux y Sperner, 2003).

Cada uno ofrece su ventaja, y en ese punto, se justifica la existencia de una amplia variedad de métodos. Por ejemplo, el método gráfico del Diedro (Angelier y Mechler, 1977) permite una rápida visualización del rango de posibles orientaciones de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ , mientras que el método numérico de Optimización Rotacional tiene la ventaja de ser iterativo en busca del menor ángulo de desajuste (*misfit*) (Delvaux y Sperner, 2003). Por otro lado, el método numérico de Inversión Múltiple (Yamaji, 2000) permite obtener tensores de esfuerzo desde poblaciones heterogéneas. Todas estas metodologías han sido implementadas en diferentes programas de computación como *FaultKin* (Marrett y Allmendinger, 1990), *MIM* (Yamaji, 2000), *TectonicsFP* (Ortner et al., 2002) y *Tensor* (Delvaux y Sperner, 2003). A pesar del desarrollo de diversos métodos de inversión formal de datos cinemáticos de falla, a grandes rasgos, no existen grandes diferencias en el tensor computado (p. ej., Delvaux y Barth, 2010).

En este estudio, se eligió trabajar con el programa desarrollado por Richard Allmendinger (<https://www.rickallmendinger.net>) conocido como *FaultKin* (Marrett y Allmendinger, 1990; <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/faultkin.html>). El principal motivo se basa en que es un *software* libre y gratuito, y además, cuenta con una interfaz de usuario amigable para el análisis cinemático de planos de falla.

**5.3.3. Interpretación de los datos.** En este paso final, se intenta arribar al entendimiento de los patrones regionales de deformación, como la orientación de los ejes principales de la elipse de esfuerzo/deformación. Para ello, es importante evitar sobre-interpretaciones que pueden ser introducidas por sesgos relacionados a la asignación de edad del fallamiento y las heterogeneidades cinemáticas. Estas últimas pueden deberse, entre muchos factores, a la reactivación de anisotropías heredadas de la fábrica de basamento (p. ej., Marrett y Allmendinger, 1990).

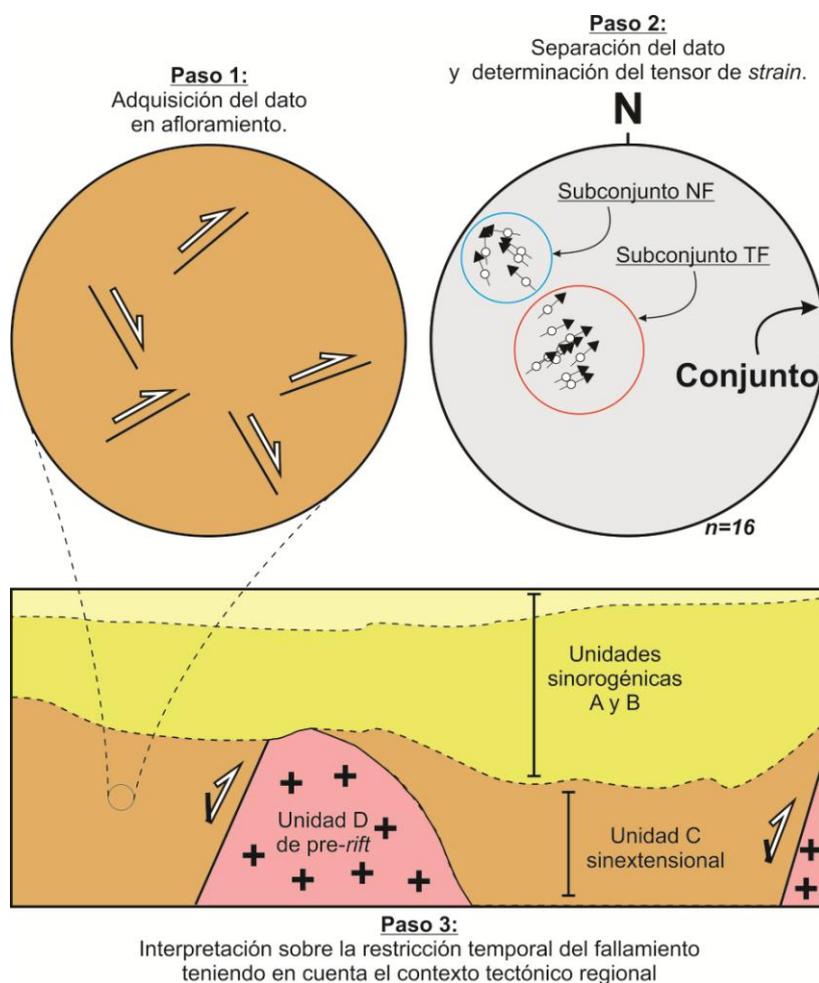
#### 5.4. ESTRATEGIA ADOPTADA PARA RESTRINGIR TEMPORALMENTE LAS CLASES DE FALLAMIENTO

Como se planteó anteriormente, los Andes Patagónicos han sido el centro de discusiones respecto a qué modo de fallamiento (en el sentido de la inclinación vs desplazamiento de rumbo) prevaleció, en particular, durante tiempos cenozoicos. Con base en el análisis sedimentario y estructural, algunos autores postularon un estadio de fallamiento extensional de edad Oligoceno-Mioceno temprano, predatando la fase de construcción Andina por mecanismos contraccionales que acaeció durante del Mioceno medio (Flint et al., 1994; Giacosa et al., 2005; Barberón et al., 2018; Folguera et al., 2018) y condujo la aridificación de la Patagonia extra-Andina (p. ej., Blisniuk et al., 2005). Propuestas alternativas basadas en el análisis morfológico y estructural involucran movimientos laterales para explicar el patrón a mesoescala de fallamiento de desplazamiento de rumbo (Diraison et al., 1998, 2000; Lagabrielle et al., 2004).

Esta ambigüedad sobre el fallamiento gira en torno al hecho de que las mayorías de las mediciones de fallas fueron muestreadas en rocas más antiguas que aquellas de edad Cenozoico (Table 5.1). Así, las restricciones temporales sobre los patrones de deformación cenozoica conllevan una alta incertidumbre. Para evitar este sesgo, aquí se empleó la siguiente cadena de razonamiento:

En primer lugar, se evaluó la base de datos general sin algún tipo de restricción temporal, con el objetivo de identificar patrones espaciales de deformación a una escala orogénica. Luego, en la base de datos se discriminó entre datos medidos en rocas pre-cenozoicas y cenozoicas, y solo se usaron los datos medidos en rocas cenozoicas para identificar las clases de fallamiento de tal edad. En este paso, la estrategia es reducir la incertidumbre temporal al momento de relacionar la clase de fallamiento cenozoica con su preciso intervalo de actividad. Asignar la edad o lapso de actividad a una falla, es un gran desafío, y a pesar de su dificultad, puede realizarse de muchas maneras, como lo resumen p. ej., Sperner y Zweilgel (2010). La estrategia que se adopta en esta tesis se basa en restringir temporalmente la actividad de cierta clase de

fallamiento al observar evidencia confiable de tectonismo en afloramientos, como lo son los estratos de crecimiento y las discordancias progresivas y angulares.



**Figura 5.1.** Flujo de trabajo implementado en esta tesis, exhibido a través de un ejemplo artificial. Un conjunto de mediciones de cinemática de fallas se registran en un afloramiento, obteniendo tanto fallas normales (NF) como inversas (TF). Luego, para lograr el tensor que mejor se ajusta a los datos, se separa el conjunto de falla en subconjuntos homogéneos. Para ello, se plotean los datos en un estereograma (hemisferio inferior e igual area), como lineación tangente (la flecha indica el movimiento del techo). Una vez realizado este procedimiento, se computa el tensor de deformación. Aquí surge la pregunta, ¿cómo se puede hacer para restringir temporalmente ambas clases de fallamiento?. En un primer acercamiento a resolver el problema, ambos tipos de falla son más jóvenes o sincronicas con la edad de depositación de la Unidad B, en otras palabras, este es el límite inferior de edad. Teniendo en cuenta el contexto regional de evolución tectónica de la cuenca y el carácter sintectónico de los estratos, se asume que las fallas normales se formaron durante la depositación de la Unidad C, y las inversas, se formaron durante el lapso de depositación de las unidades A y B.

## 5.5. EVALUANDO LA BASE DE DATOS: TEMPORALIDAD, MODO DE FALLAMIENTO Y ORIENTACIÓN DE EJES PRINCIPALES A ESCALA DE ORÓGENO

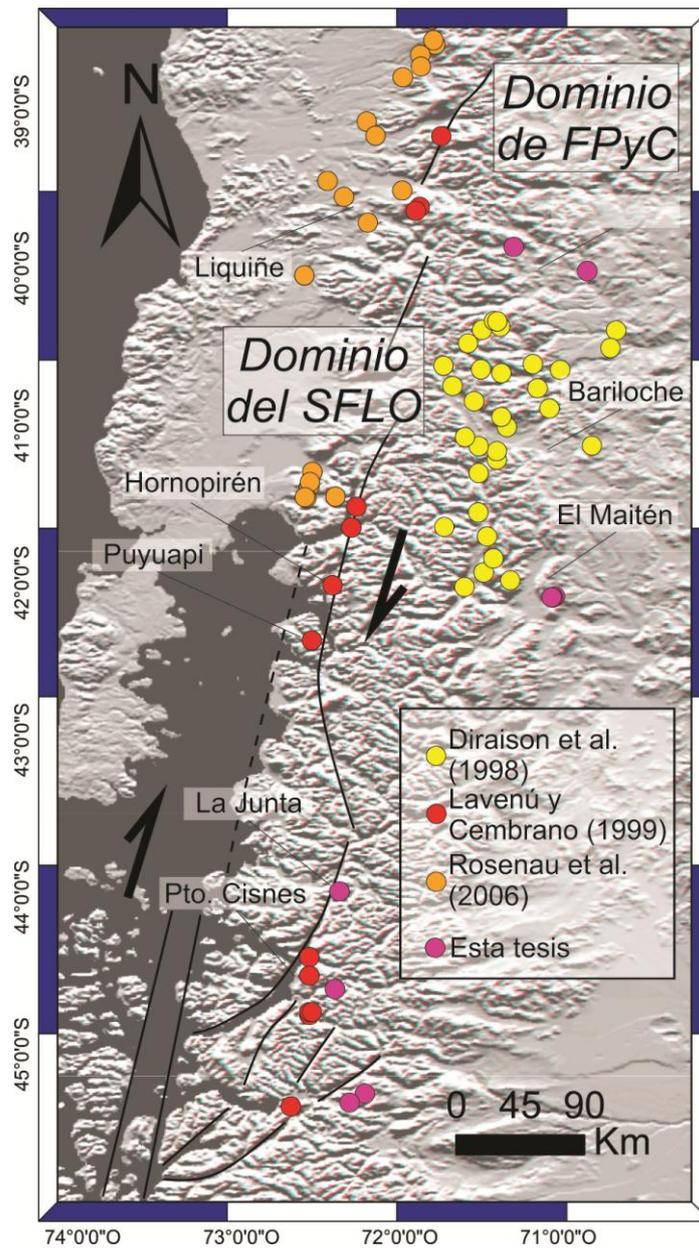
La base de datos de los Andes Patagónicos está compuesta de 225 tensores de esfuerzo/deformación computados desde ~4000 pares de datos de plano de falla y estría (tablas 5.2, 5.3; figs. 5.5, 5.6, 5.7, 5.8, 5.9 y 5.10). Dado que la base de datos contiene tanto tensores de esfuerzo como de deformación, y para no generar confusión mezclando datos que provienen tanto del análisis estructural cinemático como dinámico, los datos de tensores fueron normalizados a la variable *clase de fallamiento*. Así, basado sobre el ángulo de hundimiento (es decir, *plunge*) de los ejes principales de esfuerzo/deformación (véase p. ej., Frohlich, 1992) se dividieron los datos en tres casos extremos de fallamiento: fallamiento de desplazamiento de rumbo (eje  $\sigma_1/ P/ \lambda_3$  y eje  $\sigma_3/ T/ \lambda_1$ , ambos en posición horizontal), fallamiento extensional/normal (eje  $\sigma_1/ P/ \lambda_3$  en posición vertical y eje  $\sigma_3/ T/ \lambda_1$  en posición horizontal), y fallamiento contraccional/inverso (eje  $\sigma_1/ P/ \lambda_3$  en posición horizontal y eje  $\sigma_3/ T/ \lambda_1$  en posición vertical). Tal clasificación sobre el ancho orogénico revela que el fallamiento de desplazamiento de rumbo es el principal modo de fallamiento en 67%, y por ende, el fallamiento en el sentido de la inclinación está subordinado al 33%.

ANDES PATAGÓNICOS DEL NORTE (39°S-46°S)										
Autores	Dominios estructurales	n de pares falla-estria	n de tensores de deformación/esfuerzo	Clases de fallamiento (todos)			n de tensores de deformación/esfuerzo (Cenozoico)	Clases de fallamiento (Cenozoico)		
				T F	S S	N F		TF	S S	N F
Diraison et al. (1998)	FPyC	879	33	5	28	-	12	-	-	-
Rosenau et al. (2006)	SFLO	548	43	-	36	7	18	-	16	2
Lavenú y Cembrano (1999)	SFLO	398	17	6	11	-	12	4	8	-

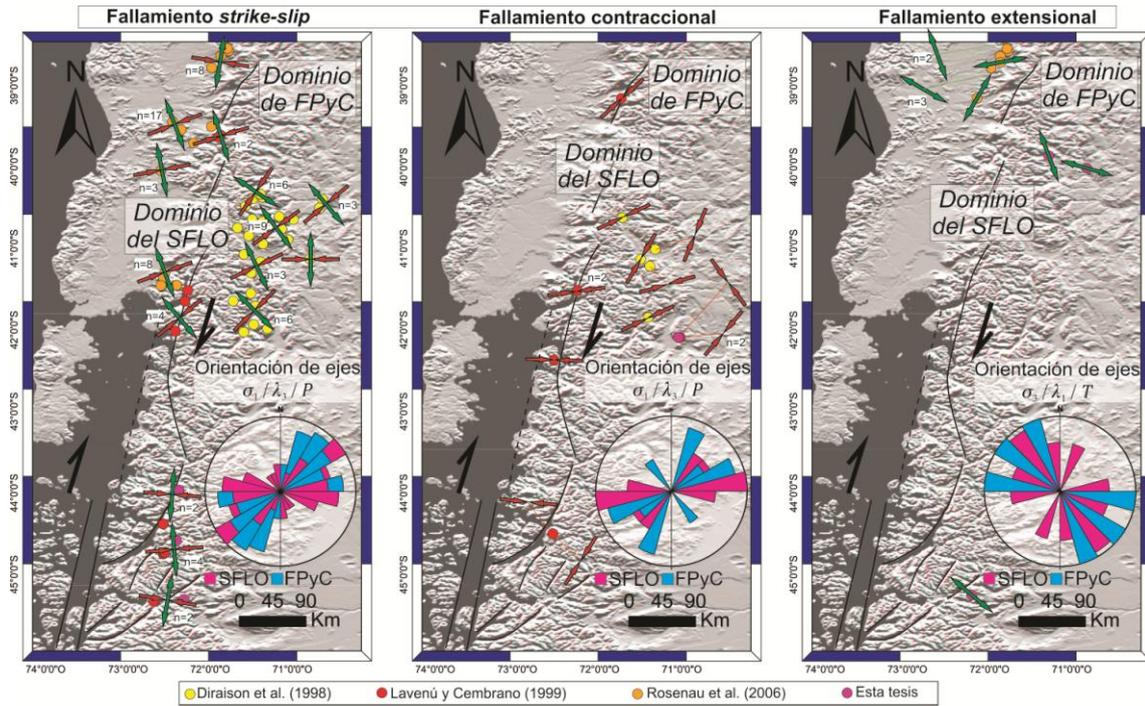
Esta tesis	SFLO y FPyC	100	9	3	3	3	7	3	2	2
		192		1						
Total		5	102	4	78	10	49	7	26	4

**Tabla 5.2.** Base de datos de deslizamiento de falla para los Andes Patagónicos del Norte.

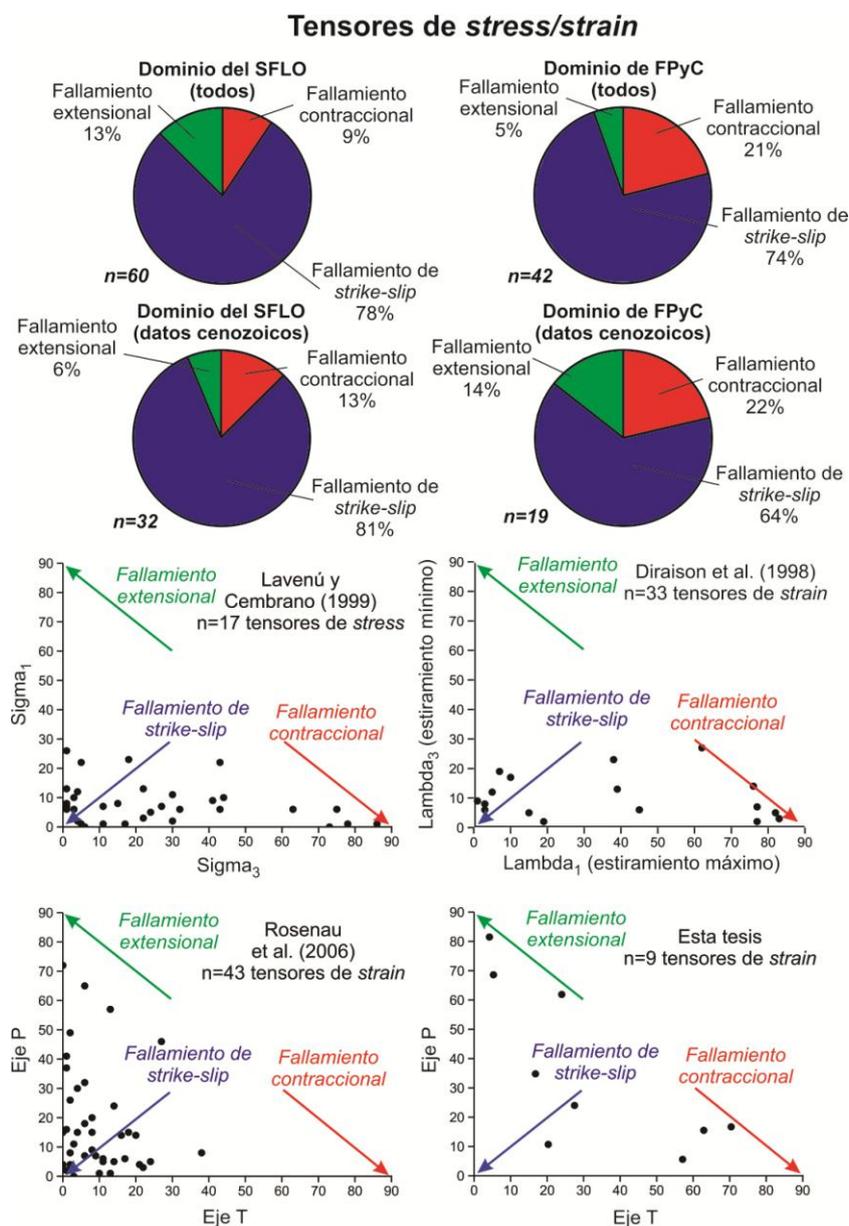
FPyC= Faja plegada y corrida. SFLO= Sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui. NF= Fallamiento normal. TF= Fallamiento inverso. SS= Fallamiento de desplazamiento de rumbo.



**Figura 5.2.** Localidades de tensores de esfuerzo/deformación en los Andes Patagónicos del Norte. SFLO= Sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui. FPyC= Faja plegada y corrida.



**Figura 5.3.** Orientación de los ejes principales de esfuerzo/deformación en los Andes Patagónicos del Norte, clasificados en miembros extremos de fallamiento. Ejes  $\sigma_1 / P / \lambda_3$  en color rojo y ejes  $\sigma_3 / T / \lambda_1$  en color verde.



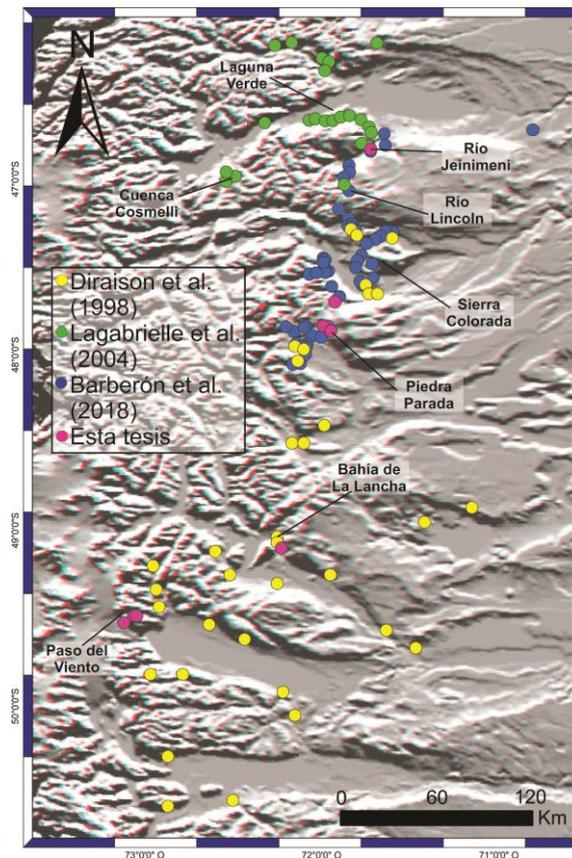
**Figura 5.4.** Tensores de esfuerzo/deformación pertenecientes a los Andes Patagónicos del Norte, graficados según el ángulo de inclinación de los ejes cinemáticos/dinámicos respecto a la horizontal. De esta forma, los tensores quedan clasificados en clases de fallamiento: Extensional, contraccional y de desplazamiento de rumbo.

Respecto a las orientaciones de los ejes principales de esfuerzo/deformación para los Andes Patagónicos del Norte, el eje  $\sigma_3$ / T/  $\lambda_1$  del fallamiento extensional tiene una dirección NO-SE, y el fallamiento de desplazamiento de rumbo y contraccional tiene un dirección principal de ejes  $\sigma_1$ / P/  $\lambda_3$  que va de NE-SO a E-O para ambos dominios orogénicos. En el caso de los Andes Patagónicos del Sur, la dirección de eje  $\sigma_3$ / T/  $\lambda_1$  para el fallamiento extensional

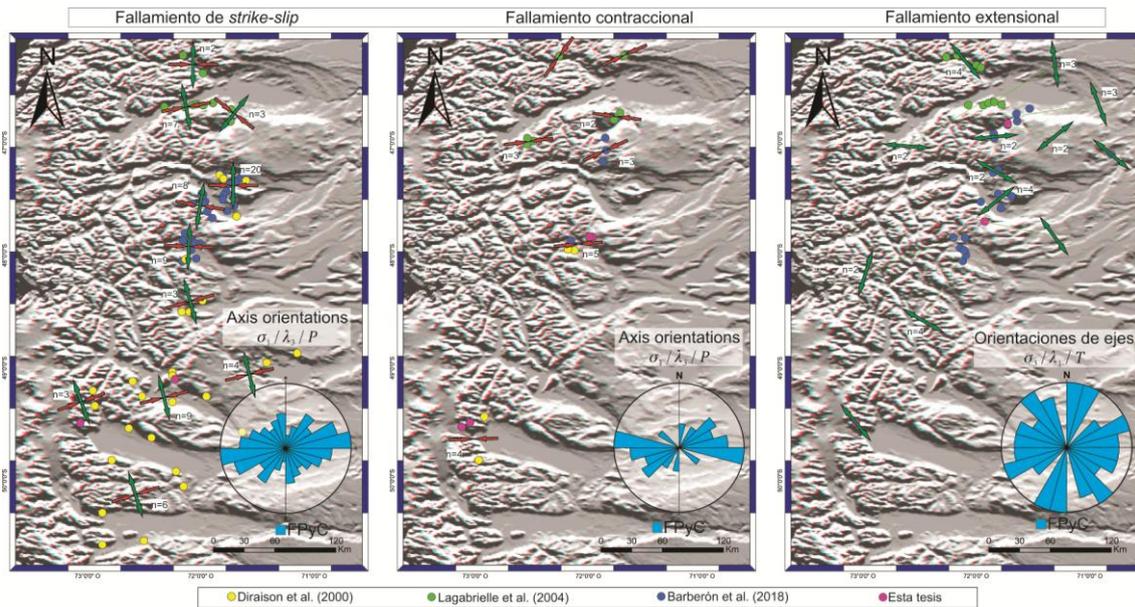
es más compleja, siendo de tipo radial, con direcciones principales de rumbo NNE-SSO, ESE-OSO y NO-SE.

ANDES PATAGÓNICOS DEL SUR (46°-51°S)										
Autores	Dominio estructural	pares falla-estría	n de pares falla-estría	n de tensores de deformación/esfuerzo			Clases de fallamiento (todos)	n de tensores de deformación/esfuerzo (Cenozoico)		
				TF	TF	SS		TF	SS	NF
Diraison et al. (2000)	FTB	740	33	3	30	-	0	-	-	-
Lagabrielle et al. (2004)	FTB	222	27	6	12	9	3	3	-	-
Barberón et al. (2018)	FTB	962	54	4	31	19	7	1	1	5
Esta tesis	FTB	95	9	4	2	3	4	1	-	3
Total		2019	123	17	75	31	14	5	1	8

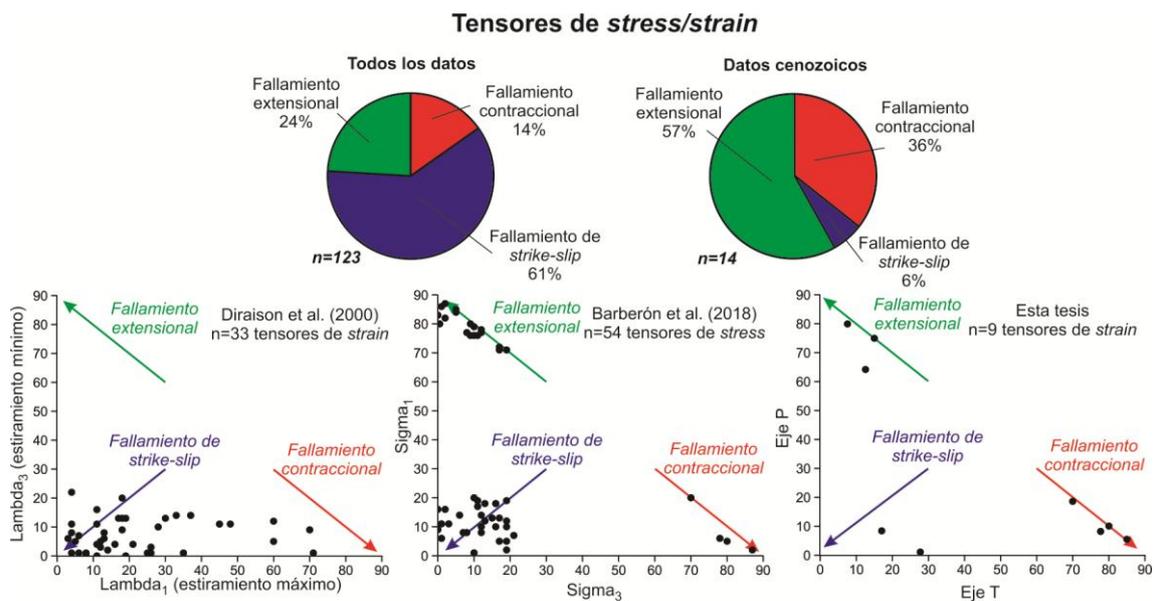
**Tabla 5.3.** Base de datos de deslizamiento de fallas para los Andes Patagónicos del Sur. NF= Fallamiento normal. TF= Fallamiento inverso. SS= Fallamiento de desplazamiento de rumbo.



**Figure 5.5.** Localidades de tensores de esfuerzo/deformación en los Andes Patagónicos del Sur.



**Figura 5.6.** Orientación de los ejes principales de esfuerzo/deformación en los Andes Patagónicos del Sur, clasificados en miembros extremos de fallamiento. Ejes  $\sigma_1/P/\lambda_3$  en color rojo y ejes  $\sigma_3/T/\lambda_1$  en color verde.



**Figura 5.7.** Tensores de esfuerzo/deformación pertenecientes a los Andes Patagónicos del Sur, graficados según el ángulo de inclinación de los ejes cinemáticos/dinámicos respecto a la horizontal. De esta forma, los tensores quedan clasificados en clases de fallamiento: Extensional, contraccional y de desplazamiento de rumbo. Debe notarse que Lagabrielle et al. (2004) no proporcionaron la inclinación de los ejes principales de *deformación*, y por lo tanto, no es posible graficar sus datos en estos diagramas.

Dado el propósito propuesto de diferenciar entre clases de fallamiento Cenozoico y pre-Cenozoico, resulta necesario partir la base datos dentro de

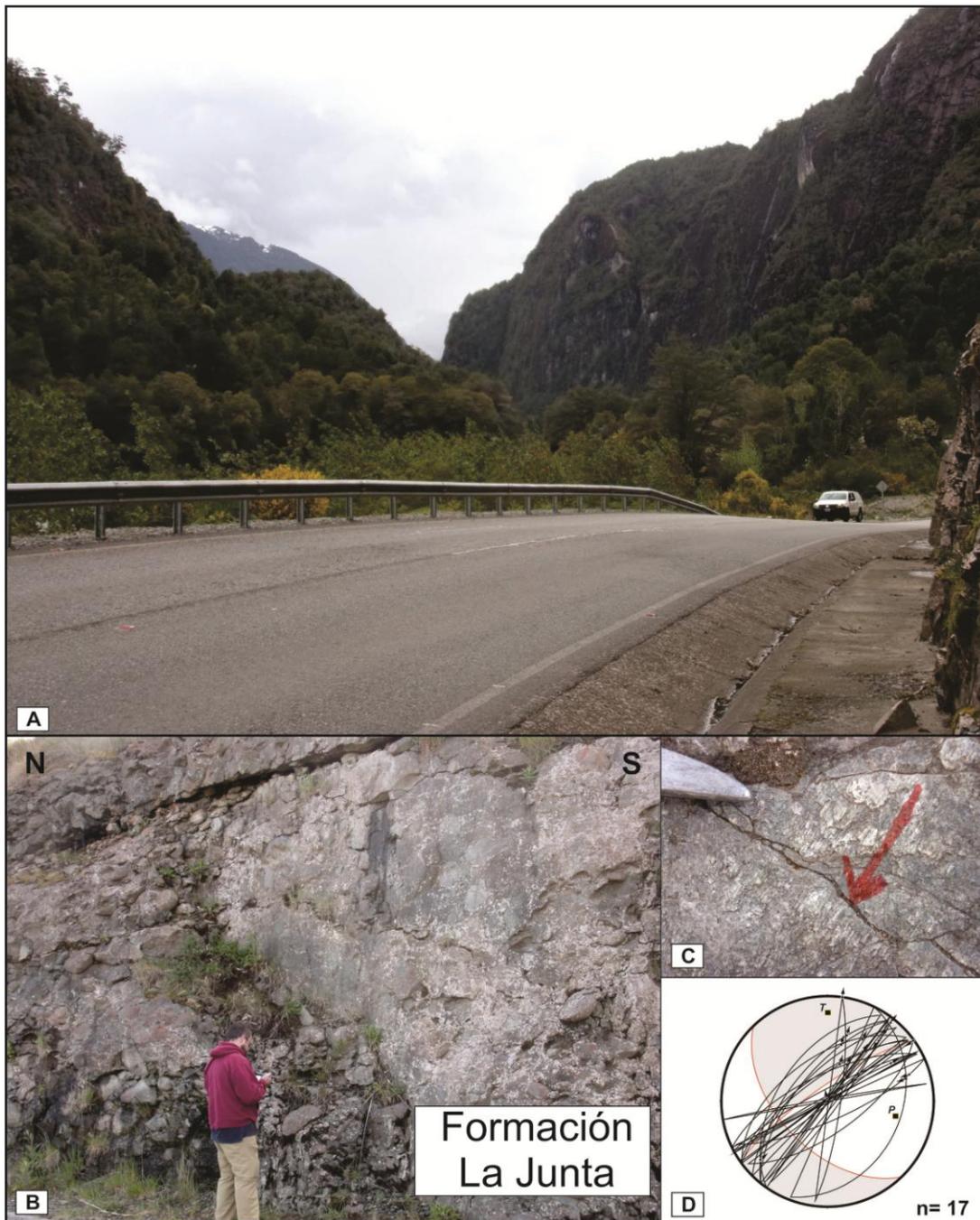
estas dos clases temporales de fallamiento. Llevando a cabo este procedimiento y solo analizando aquellos datos obtenidos desde rocas cenozoicas, surge que el 81% y 64% de los datos pertenecen al modo de fallamiento de desplazamiento de rumbo a lo largo del dominio de la LOFS y la faja plegada y corrida de los Andes Patagónicos del Norte, respectivamente. Mientras que el modo de fallamiento en el sentido de la inclinación predomina en 94% para los Andes Patagónicos del Sur.

## **5.6. RESTRICCIONES PROVISTAS POR ESTRATOS SINTECTÓNICOS DEL CENOZOICO**

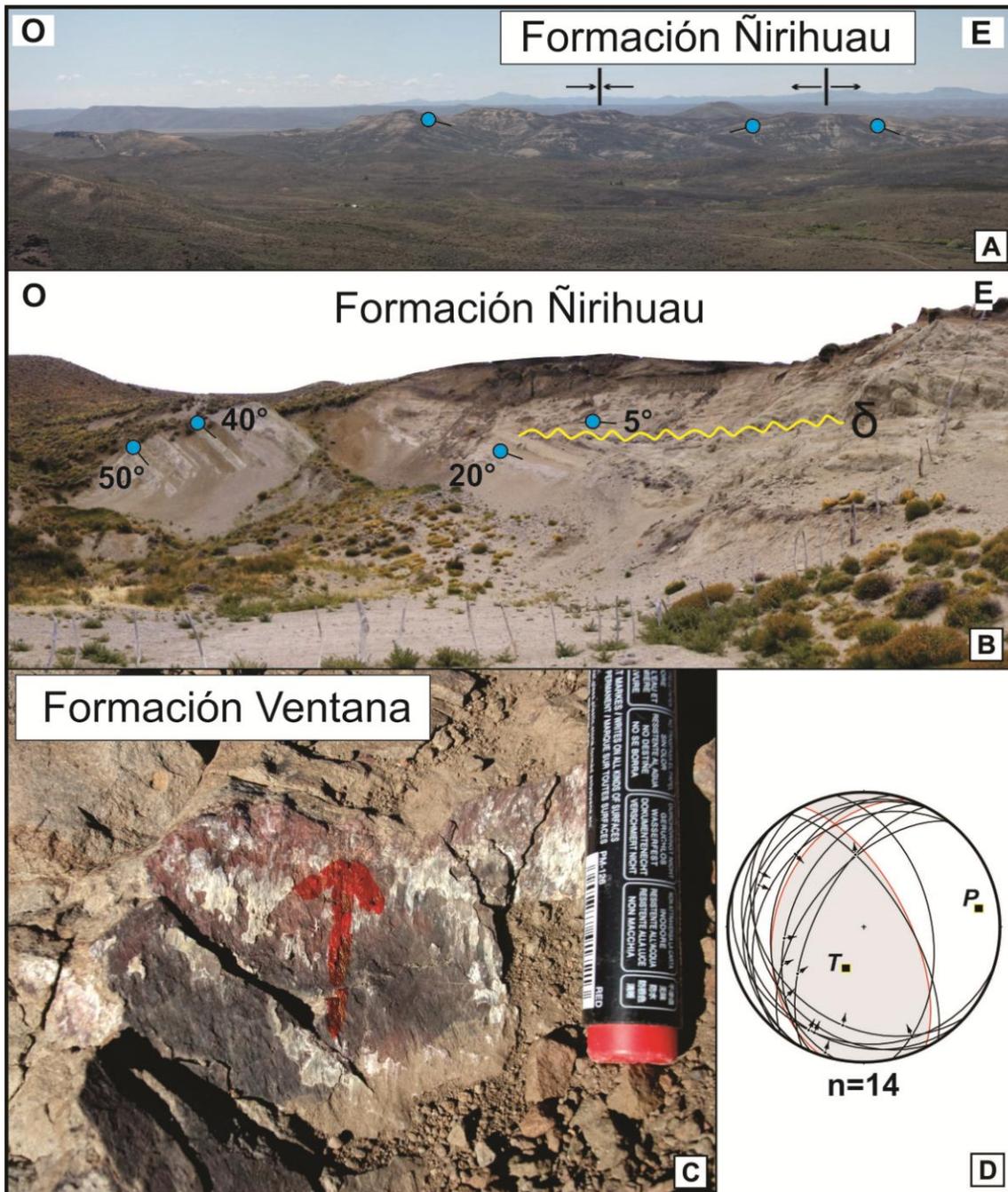
La relación genética entre sedimentación y tectonismo es adicionalmente relevante como una estrategia para restringir la temporalidad y cinemática de cada estadio de fallamiento. Tal es así que desde trabajos pioneros como el de Riba (1976), el reconocimiento de estratos y superficies de carácter sintectónico (es decir, estratos de crecimiento, discordancias progresivas y angulares) se ha vuelto una herramienta muy útil para apoyar los estudios de carácter estructural (p. ej., DeCelles et al., 1991; Ghiglione et al., 2002; Echaurren et al., 2017, entre otros). En este apartado, se resume la evidencia disponible junto con proporcionar nuevos datos de estratos sintectónicos de edad Cenozoico para obtener restricciones adicionales sobre la actividad de cada estadio de fallamiento y su cinemática a lo largo de los Andes Patagónicos.

**5.6.1. Andes Patagónicos del Norte.** Las sucesiones sinorogénicas miocenas se encuentran bien expuestas en el retroarco, a lo largo de la Precordillera Patagónica del Norte (p. ej., Ramos et al., 2015, Echaurren et al., 2016). Cerca de El Maitén, se han descrito un conjunto de discordancias progresivas y angulares, datadas entre 13,5-9,3 Ma para las formaciones Ñirihuau y Collón Curá (Orts et al., 2012; Ramos et al., 2015; Butler et al., 2020). Estas estructuras de crecimiento están relacionadas a pulsos contraccionales que alzaron el Cordón del Maitén. Esta sierra tiene un rumbo N-S y fue construida por la inversión tectónica positiva de fallas normales del Oligoceno reconocidas en imágenes sísmicas 2D (Ramos et al., 2015). Por lo tanto, las sucesiones volcano-sedimentarias del Eoceno-Oligoceno de la Formación Ventana, al

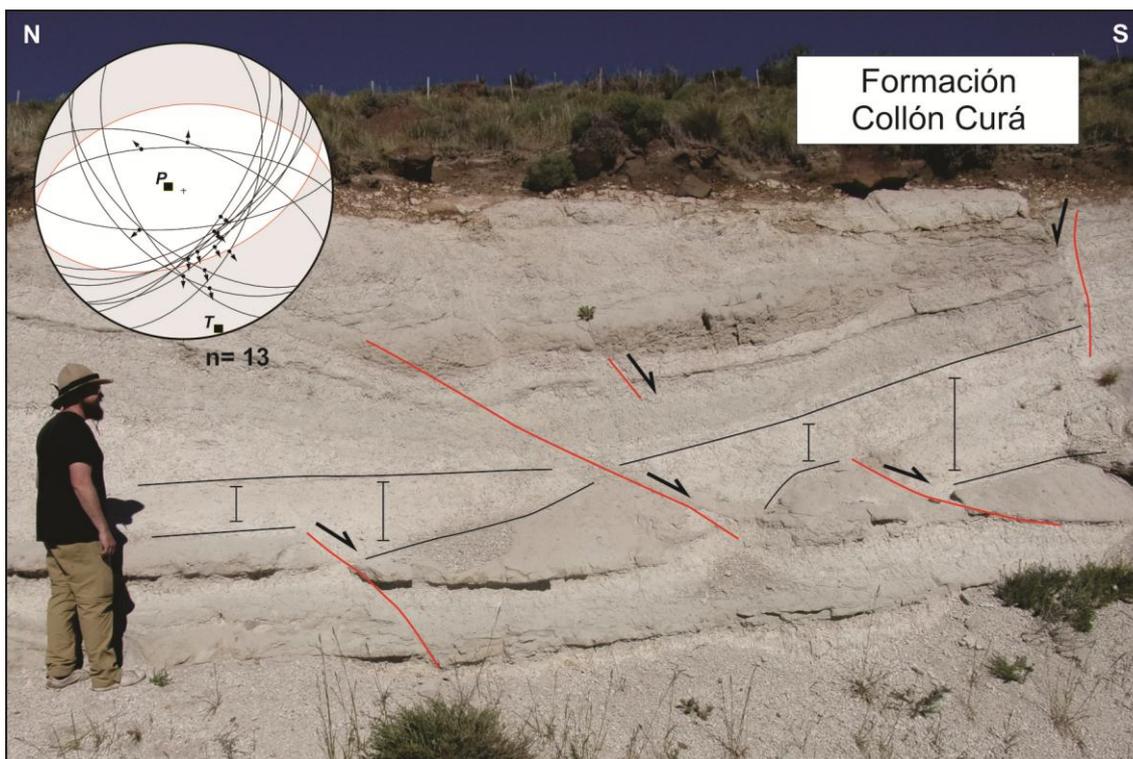
menos en su base, han sufrido ambos tipo de clases de fallamiento. Similares eventos y procesos de deformación fueron reconocidos en la cuenca de Collón Curá al norte de San Martín de los Andes (García Morabito y Ramos, 2012; Ramos et al., 2014; Lopez et al., 2019). A estas latitudes, la Formación Auca Pan representa la expresión norte de la faja volcánica de El Maitén, fuertemente plegada y cubierta por la Formación Collón Curá. En las estribaciones orientales de los Andes Patagónicos del Norte, estratos de crecimiento dentro de la Formación Collón Curá están asociados con fallas inversas. En este caso, se asumen pulsos discretos de levantamiento durante un lapso de 11 Ma (16-4,8 Ma; Lopez et al., 2019). Asimismo, en un sector puntual, como parte de esta tesis se reconocieron depositos sinextensionales al techo de la Formación Collón Curá. El rumbo principal de las fallas normales es NE-SO con algunos planos conjugados en dirección NO-SE.



**Figura 5.8.** Expresión fisiográfica de la traza principal del sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui caracterizada por valles incididos de paredes verticales. **A)** Un plano de falla vertical corta a los conglomerados miocenos de la Formación La Junta. Indicadores cinemáticos sobre el plano de falla muestran componente normal y lateral, que se asocian con un regimen tectónico de desplazamiento de rumbo. **B)** Ejemplo de una falla normal con componente lateral, como lo evidencian las fibras minerales. **C)** En el estereograma de hemisferio inferior e igual area, se plotean las fallas ( $n=14$ ) medidas en el sitio LJ1 (véase Anexo 2), junto con la solución de plano de falla.



**Figura 5.9.** Afloramientos de las rocas cenozoicas a lo largo de faja plegada y corrida de los Andes Patagónicos del Norte en la localidad de El Maitén (véase ubicación en Figura 5.2). **A)** Pliegues de gran escala asociados con estructuras contraccionales en la Formación Ñirihuau (véase más en Giacosa et al. 2005 y Ramos et al. 2015). **B)** Discordancias progresivas y angular en estratos de la Formación Ñirihuau, evidenciando el carácter sinorogénico de esta unidad (véase Ramos et al. 2015). **C)** Plano de falla y estría en rocas volcánicas basáltico/andesítica de la Formación Ventana (Eoceno superior-Mioceno inferior), señalando fallamiento inverso. En el estereograma de hemisferio inferior e igual area, se plotean las fallas ( $n=14$ ) medidas en el sitio EM4 (véase Anexo 2), junto con la solución de plano de falla.

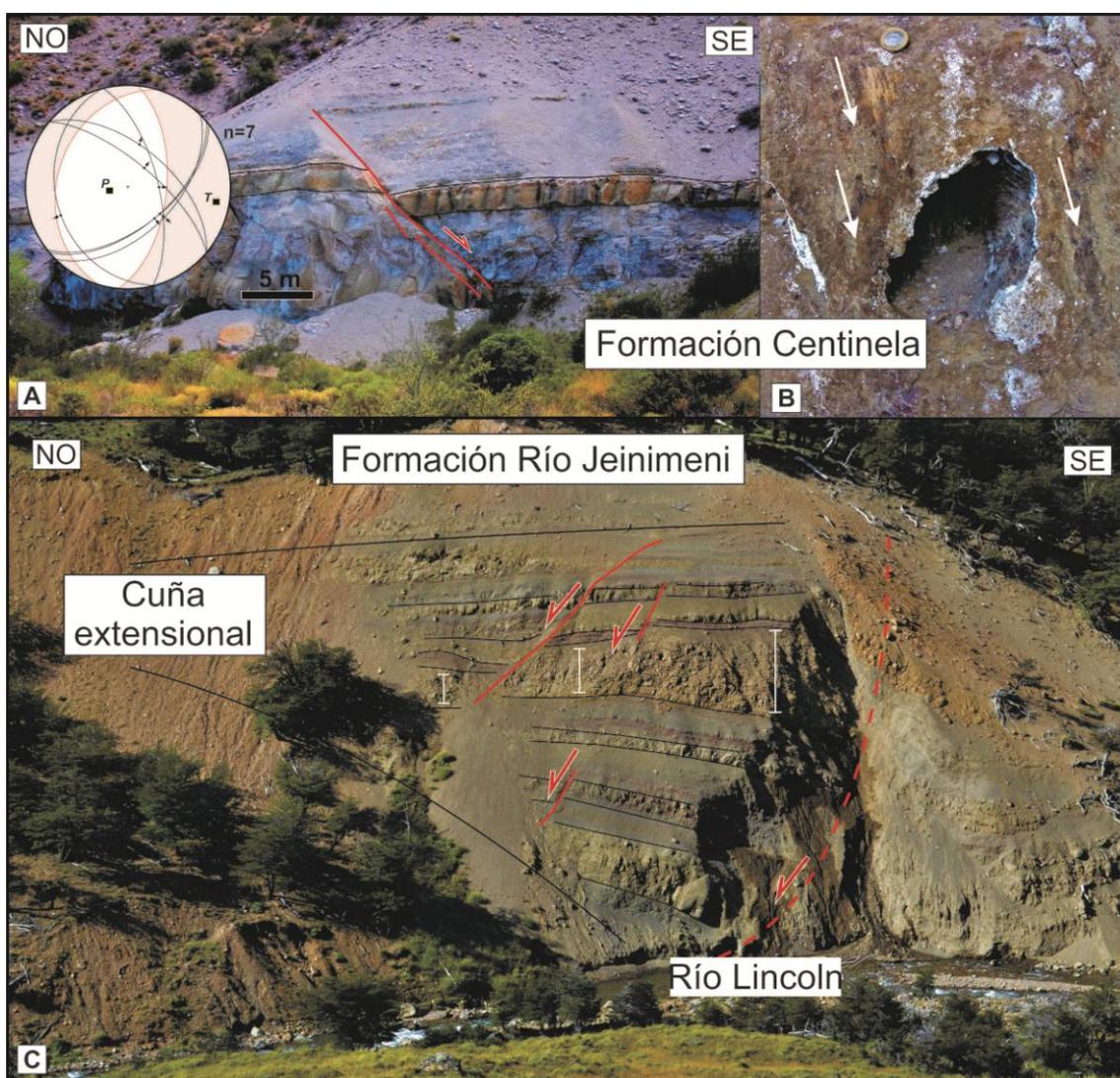


**Figura 5.10.** Fallas normales en las rocas del Mioceno superior de la Formación Collón Curá y su relación con estratos de crecimiento extensionales (véase ubicación en Figura 5.5). En el estereograma (hemisferio inferior e igual area), se plotean las fallas ( $n=13$ ) medidas en el sitio CC1 (véase Anexo 2), junto con la solución de plano de falla.

**5.6.2. Andes Patagónicos del Sur.** Una faja orientada N-S de rocas sedimentarias cenozoicas bordea intermitentemente las estribaciones orientales de los Andes Patagónicos a estas latitudes. En los afloramientos más septentrionales expuestos a lo largo del río Lincoln, Barberón et al. (2018) describieron estratos de crecimiento asociados con estructuras de graben y hemigraben para la Formación Río Jeinimeni del Mioceno inferior. Asimismo, fallas normales han sido reconocidas en rocas marinas de Oligoceno superior-Mioceno Inferior de la Formación Centinela y a la base de las rocas continentales de la Formación Santa Cruz del Mioceno inferior-medio. Sin embargo, no se ha reconocido un carácter sinextensional para estas últimas unidades.

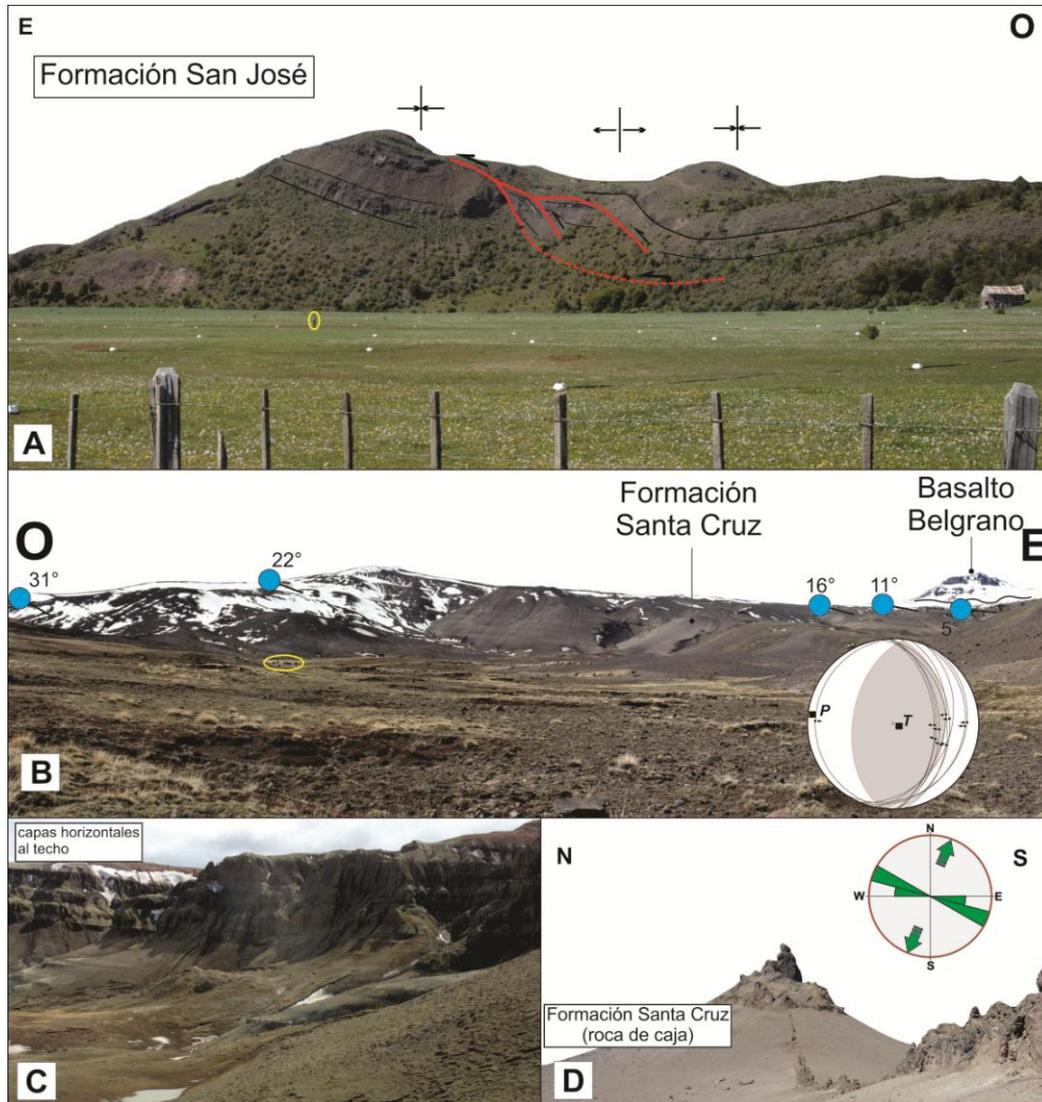
Justo al sur del lago General Carrera-Buenos Aires, Flint et al. (1994) describieron corrimientos afectando la cuenca Cosmelli del Cenozoico, e involucrando en la deformación a rocas depositas en un ambiente marino a estuarino de la Formación San José (Eoceno-Oligoceno). Los tensores de

deformación obtenidos por Lagabrielle et al. (2004) para esta localidad (véase sitios 15, 16 y 17) reflejan únicamente fallamiento contraccional. Más al sur, en cercanías del lago Belgrano, los afloramientos de rocas cenozoicas cubren en discordancia angular a las rocas continentales del Cretácico, y el conjunto de rocas está cortado por diques basálticos verticales que se orientan en la dirección ONO-ESE. Las variaciones angulares de las capas de la Formación Santa Cruz, fueron interpretadas como discordancias progresivas asociadas con un corrimiento principal de vergencia hacia el este (Barberón et al., 2018; Ronda et al., 2019). El análisis cinemático de fallas en esta localidad revela solamente fallamiento contraccional.



**Figura 5.11.** Afloramiento de rocas sedimentarias del Oligoceno superior-Mioceno a lo largo de los ríos Lincoln y Jeinimeni (véase ubicación en figura 5.7). **A)** Estratos de crecimiento asociados con fallas extensionales en el Formación Río Jeinimeni (véase Barberón et al. 2018).

Se interpreta un hemi-graben limitado hacia el E-NE por una falla lístrica extensional. **B)** Fallas extensionales afectando a la Formación Centinela. En el estereograma de hemisferio inferior e igual area, se plotean las fallas (n=7) medidas en el sitio J1 (véase Anexo 2), junto con la solución de plano de falla. **C)** Un plano de falla estriado corta un molde de ostra, señalando un movimiento vertical puro.



**Figura 5.12.** Afloramientos de rocas volcánicas y sedimentarias sobre la costa sur del lago General Carrera y la laguna Piedra Parada (véase Figura 5.5). **A)** Un sistema de duplex inverso se identifica afectando la Formación San José perteneciente a la cuenca Cosmelli (véase Flint et al. 1994). **B)** Discordancias progresivas asociadas con un corrimiento vergente al oeste dentro de la Formación Santa Cruz (véase Barberón et al. 2019), cubierto en discordancia por capas volcánicas horizontales del Basalto Belgrano. En el estereograma (hemisferio inferior e igual area), se plotean las fallas (n=10) medidas en el sitio B2 (véase Anexo 2), junto con la solución de plano de falla. **C)** Detalle de capas horizontales en el techo de la Formación Santa Cruz. **D)** Enjambre de dique basálticos alimentadores del Basalto Belgrano, cortando los

estratos deformados de la Formación Santa Cruz. En el diagrama de Rosa se plotean las dirección de cada dique (n=8).

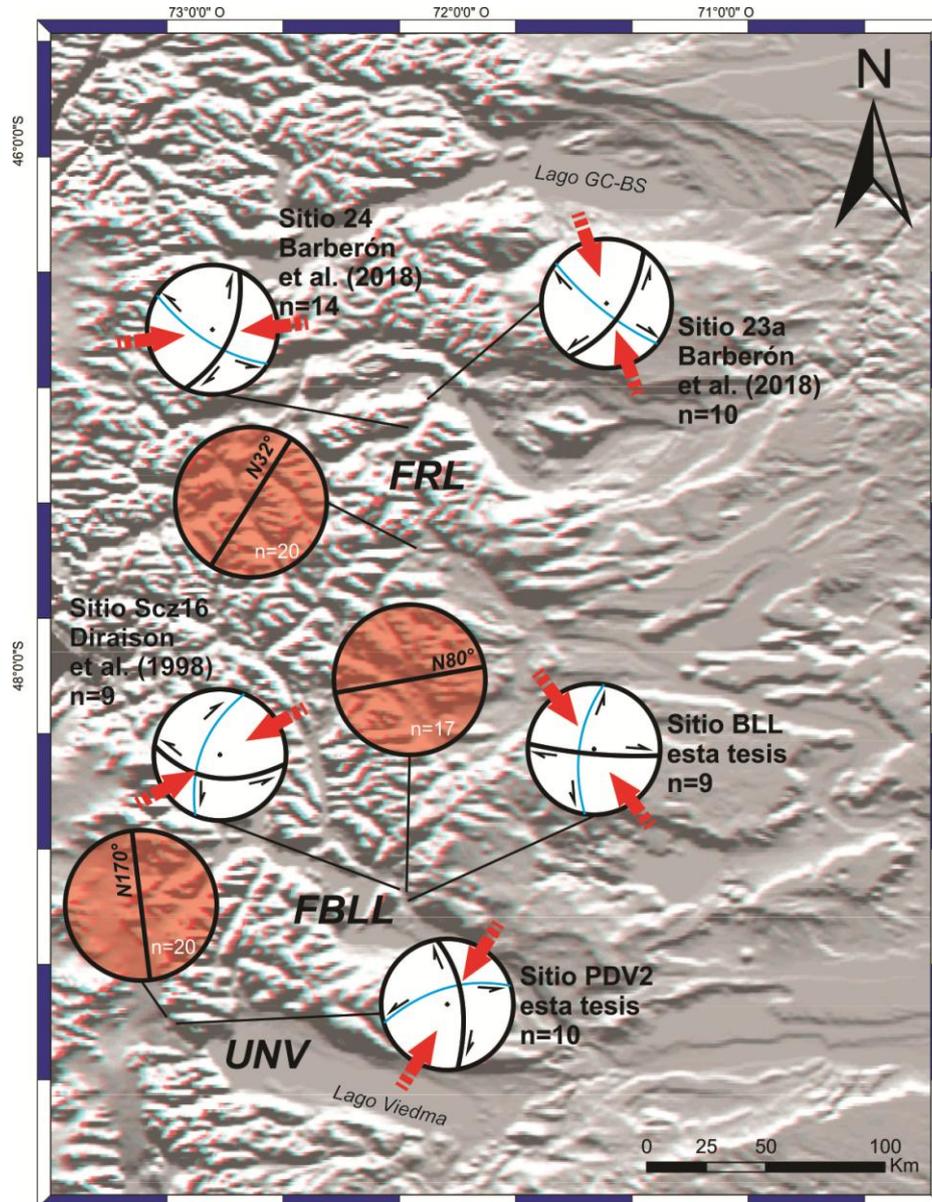
## 5.7. MECANISMO DE FALLAMIENTO HETEROGÉNEO CINEMATICAMENTE EN LOS ANDES PATAGÓNICOS DEL SUR.

Dado que el principal objeto de estudio en esta tesis son los Andes Patagónicos del Sur, tal región amerita un análisis con mayor profundidad para comprender el origen del fallamiento de desplazamiento de rumbo. De esta forma, se intenta evitar sesgos al momento de realizar la interpretación final sobre los patrones regionales de deformación.

En un primer análisis (véase apartado 5.5), se identificó que el modo de fallamiento en el sentido de la inclinación predomina en 94%, por consiguiente, el abundante fallamiento de desplazamiento de rumbo queda restringido a los tiempos previos al Cenozoico.

En un primer enfoque, el fallamiento de desplazamiento de rumbo podría estar relacionado con la reactivación de anisotropías. Dado que en afloramientos no resulta sencillo detectar movimientos de falla a lo largo o a lo ancho de la foliación metamórfica, se intenta resolver este asunto problemático a través de representaciones gráficas (es decir, estereogramas) de elementos de la fábrica tectónica (p. ej., Marret y Allmendinger, 1990). Para tal propósito, los datos estructurales más representativos de la fábrica tectónica de basamento (véase **Capítulo 4**) son comparados con las soluciones de plano de falla derivadas de distintos autores (Diraison et al., 1998, Barberón et al., 2018; esta tesis), para evaluar su arreglo geométrico. Debido a que el rumbo principal de la fábrica de basamento es fuertemente variable a lo largo del orógeno, este análisis solo se realizó en sectores donde se encuentran disponibles tanto datos de fábrica de basamento como de deslizamiento de falla. De este modo, se abarcaron tres regiones: lago Belgrano a Posadas, bahía de La Lancha y Paso del Viento. Como se presenta en la figura 5.13, uno de los dos planos obtenido como solución de falla, se orienta de forma subparalela respecto al rumbo medio del elemento planar de fábrica más representativo de la rocas de basamento. Este patrón se repite en los tres sectores de estudio, lo que permite sugerir que el origen de fallamiento de desplazamiento de rumbo en las rocas de basamento

se debe a reactivación de anisotropías heredadas, es decir, de la foliación metamórfica.



**Figura 5.13.** Comparación geométrica entre la fábrica tectónica interna de basamento (círculos rojos) y la geometría/cinemática de fallas a mesoescala (círculos blancos). Los estereogramas muestran una estrecha relación geométrica entre ambos elementos estructurales. FRL= Formación Río Lácteo. FBLL= Formación Bahía de la Lancha. UNV= Unidad Nunatak Viedma.

Asimismo, diversos autores han sugerido que la estructuración en tiempos del Jurásico ejerce control sobre el fallamiento andino (p. ej., Ghiglione et al. 2009, 2012; Likerman et al. 2013; Giacosa et al. 2019; Renda et al. 2019). En este sentido, Ghiglione et al. (2009) proponen un modelo de *rift* para el Jurásico en donde los principales depocentros extensionales están segmentados por zonas

de transferencia de rumbo oblicuo al eje orogénico. Estas zonas de transferencia, de forma amplia, coinciden con los lagos principales, como por ejemplo, lagos Viedma, Argentino, San Martín, entre otros. Los modelos análogos en caja de arena presentados por Likerman et al. (2013) demuestran que estas zonas de transferencia se habrían re-activado durante la contracción Andina con una componente de rumbo menor.

## 5.8. DISCUSIÓN

Esfuerzos llevados a cabo por muchos autores para coleccionar datos sistemáticos de plano de falla y estría (Diraison et al., 1998, 2000; Lavenú y Cembrano, 1999; Lagabrielle et al., 2004; Barberón et al., 2018; esta tesis) permitieron construir una gran base de datos a lo largo de los Andes Patagónicos. A través de la integración y análisis de estos datos, junto con aquellos derivados de nuevas observaciones de campo, permiten descifrar que tipo de modo de fallamiento prevaleció en los Andes Patagónicos, sus posibles controles y modelos de deformación orogénica que mejor se ajustan.

**5.8.1. Temporalidad y modo de deformación.** El fallamiento de desplazamiento de rumbo parece ser un modo de fallamiento de primer orden en los Andes Patagónicos del Norte y merece un enfoque particular para evaluar por qué prevalece. A lo ancho de los Andes Patagónicos del Norte, se pueden diferenciar dos dominios: el dominio de arco afectado por el sistema de fallas de desplazamiento de rumbo de Liquiñe-Ofqui emplazadas con rumbo paralelo a la trinchera, y el dominio de retroarco, constituido típicamente por una faja plegada y corrida de rumbo N-S. El sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui se caracteriza por presentar movimientos laterales de cinemática dextral. Los datos de plano de falla medidos en rocas ígneas y sedimentarias del Mioceno (Lavenú y Cembrano, 1999; esta tesis), junto con dataciones  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en milonitas (Cembrano et al., 2002), apoyan un ambiente transpresional para el Cenozoico, como proponen muchos autores (p. ej., Lavenú y Cembrano, 1999; Cembrano et al., 2002). Por otro lado, en el dominio de retroarco, el fallamiento de desplazamiento de rumbo se concentra en rocas del Paleógeno, mientras que las rocas del Oligoceno-Mioceno preservan principalmente el modo de fallamiento en el sentido de la inclinación. En este sentido, un modelo de

partición de la deformación con transpresión dominada por cizalla pura concentrada en el intra-arco y fallamiento en el sentido de la inclinación en el retroarco, parece ser el modelo que mejor se ajusta al patrón de fallamiento obtenido (Lavenú y Cembrano, 1999; Cembrano et al., 1996, 2002), en vez de transpresión sobre todo el ancho orogénico (p. ej., Diraison et al., 1998, Lagabrielle et al., 2004). De hecho, el fallamiento en el sentido de la inclinación en el retroarco está adicionalmente apoyado por evidencia sísmica y de campo sobre estratos sintectónicos (Giacosa et al., 2005; Ramos et al., 2015; Echaurren et al., 2016). El fallamiento extensional habría estado activo durante el Oligoceno-Mioceno inferior, dado que se reconocen geometrías en cuña en la Formación Ventana, típicas de depósitos de sinrift (Ramos et al., 2015; Echaurren et al., 2016). Luego, se asume que el fallamiento contraccional habría estado activo durante el lapso de depositación de la Formación Ñirihuau, como lo evidencia la presencia de discordancias progresivas y estratos de crecimiento asociados con corrimientos (Ramos et al. 2014). De forma tardía, se registran evidencias de deformación extensional hacia el techo de la Formación Collón Curá (Mioceno tardío-Plioceno temprano) (Fig. 5.10). Por el momento este pulso extensional debe tomarse con precaución, dado que solo se lo ha reconocido en un sector puntual y se necesitan datos adicionales para establecerlo como de carácter regional. Alternativamente, la dinámica interna de la cuña orogénica podría explicar el estiramiento localizado durante un estadio supercrítico (p. ej., Tobal et al., 2015).

Mirando hacia el sur, precisamente en los Andes Patagónicos de Sur, la base de datos reveló un amplio patrón de fallamiento de desplazamiento de rumbo (61%), siendo dominante por sobre el fallamiento en el sentido de la inclinación. Dado que el fallamiento de desplazamiento de rumbo es prácticamente ausente en rocas de edad Cenozoico pero dominante en rocas de edad Jurásico y Paleozoico, en consecuencia, se sugiere que los movimientos laterales deberían haber sido activos en algún momento previo al Cenozoico. Desde el estudio estructural sobre la fábrica tectónica de rocas jurásicas (Sruoga et al., 2010; González et al., 2013; Japas et al., 2013; Barberón et al., 2018) surge la noción de que un régimen de deformación transtensional en tiempos del Jurásico Tardío podría haber sido el control de primer orden sobre la

distribución de fallas de desplazamiento de rumbo, así como también, la reactivación de anisotropías de basamento, como lo es la foliación metamórfica. Tomando como base el modelo cinemático de movimiento global de placas realizado por Müller et al. (2016), surgen dos lapsos temporales donde la convergencia habría sido oblicua a la trinchera, y en consecuencia, un escenario óptimo para este tipo de deformación: durante la convergencia NO-SE en el Jurásico Tardío (p. ej., Sruoga et al., 2010, González, 2013) y durante la convergencia del Paleogeno que se orientó NE-SO (p. ej., Aragón et al., 2013).

Luego, al dividir la base de datos y solo analizar los tensores computados desde datos muestreados en rocas cenozoicas, surge que el 94% de los tensores pertenecen al fallamiento en el sentido de la inclinación. Los estratos sintectónicos evidencian que el estiramiento cortical tuvo lugar durante el Oligoceno tardío (?)-Mioceno temprano predatando el fase de contracción y crecimiento de montañas que acaeció en el Mioceno medio.

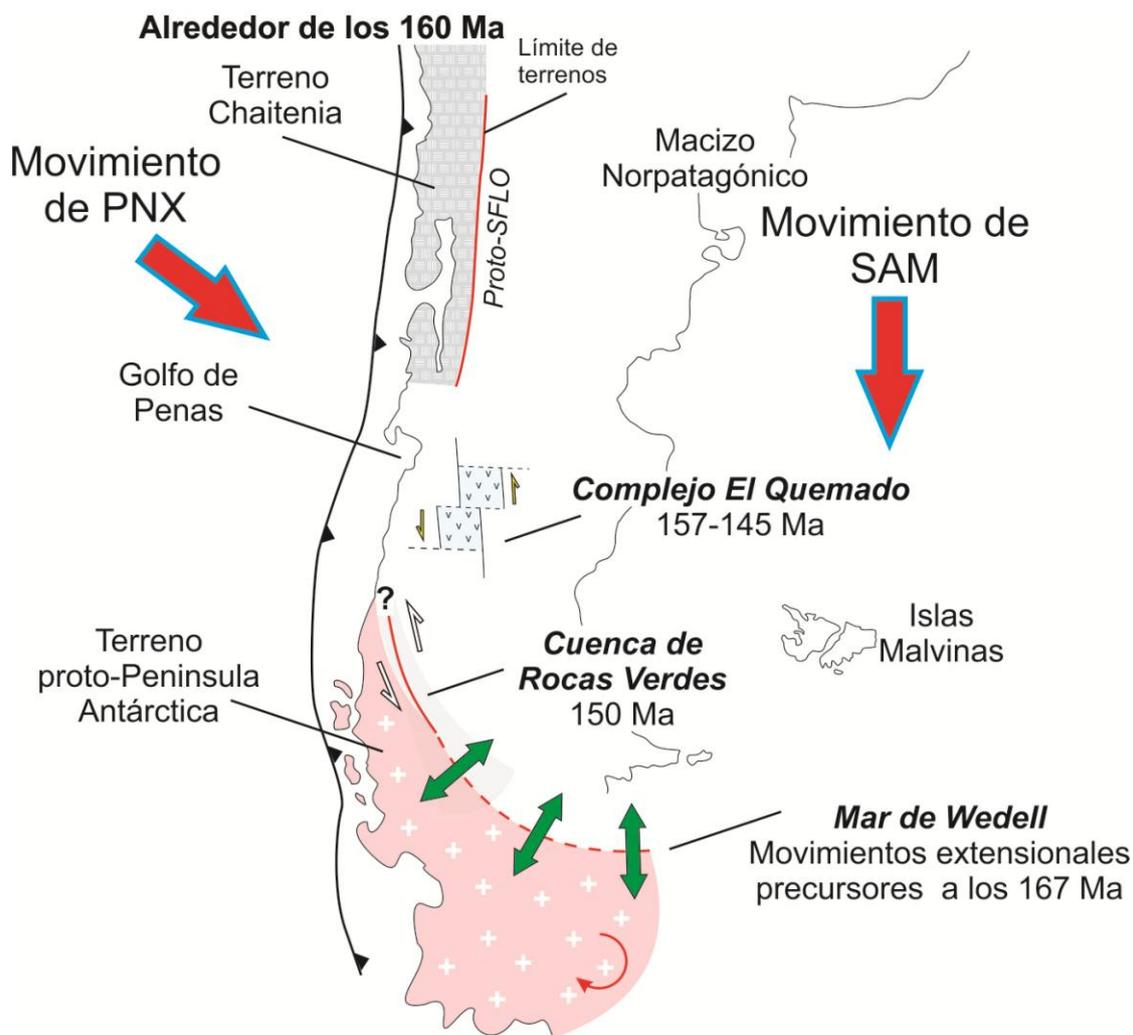
**5.8.2. Anisotropías litosféricas y sus efectos sobre el modo de deformación Andino.** Las anisotropías heredadas de la fábrica del basamento pueden ejercer un fuerte control sobre las fases de deformación posteriores, dado que las debilidades litosféricas modifican el perfil de resistencia (p. ej., Audet, 2015). Su relevancia es clara cuando miramos lo que ocurre, por ejemplo, en la Patagonia Central. En esta región, la fábrica de basamento delineada por las orogenias del Paleozoico produce debilidades orientadas NO-SE, que ejercen un control de primer orden sobre el emplazamiento de las cuencas meso-cenozoicas y sobre la estructuración del Antepaís Fragmentado Patagónico (Bilmes et al., 2013; Echaurren et al., 2016; Gianni et al., 2017; Giacosa et al., 2019; Renda et al., 2019). En este sentido, resulta fundamental comprender a una escala orogénica la fábrica del basamento para decifrar posibles controles sobre la deformación Andina (p. ej., Giacosa et al., 2019).

Un aspecto muy llamativo de los Andes Patagónicos es el sistema de fallas paralelo a la trinchera de Liquiñe-Ofqui. Su ubicación, actividad y origen merecen ser discutidos a la luz de los hallazgos presentados en esta tesis. Esta estructura de escala litosférica está presente a lo largo de 1000 km en los

Andes Patagónicos del Norte, pero su traza para desaparecer al sur de los 48°S. En concordancia con la virtual ausencia del sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui a lo largo de los Andes Patagónicos del Sur, el fallamiento de desplazamiento de rumbo se vuelve menos importante en esta región respecto a lo que pasa más al norte, en particular, durante el Cenozoico (para propósitos comparativos véase figuras 5.4 y 5.7). Respecto a su actividad, se ha evidenciado movimiento Paleogeno y Neogeno mediante combinar diferentes métodos geocronológicos como son las edades U-Pb en circones detríticos (Quezada et al., 2021) y dataciones  $Ar^{40}$ - $Ar^{39}$  en minerales de rocas miloníticas (Cembrano et al., 2002). Asimismo, se han propuestos movimientos tan antiguos como del Jurásico, basados en el control sobre el emplazamiento del magmatismo asociado con el Batolito Patagónico (Pankhurst et al., 1992; Castro-Dorado et al., 2016). Por otro lado, fuertes controversias se dan en el marco de su origen, dado que algunos autores han sugerido que se forma como una consecuencia de la convergencia oblicua entre las placas Nazca-Sudamerica, en el marco de la interacción dorsal de Chile-trinchera Patagónica (p. ej., Nelson et al. 1994). Sin embargo, los mismo procesos experimentó el margen austral de Patagonia y no hay evidencia acerca de la existencia de una estructura similar al sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui. Entonces, surge la pregunta: ¿por qué no hay una estructura similar al sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui en los Andes Patagónicos del Sur? La respuesta, podría ser encontrada al analizar la fábrica de basamento a una escala litosférica.

Los procesos orogénicos pre-Andinos involucrados en el crecimiento de corteza en Patagonia están relacionados a orogénesis acrecionaria, en particular, involucrando la acreción del terreno Chaitenia a lo largo de los Andes Patagónicos del Norte (Hervé et al., 2016). El terreno Chaitenia está ubicado en la vertiente occidental de los Andes Patagónicos del Norte a lo largo de una franja entre los 39°-44°S. Este sector está constituido por rocas metasedimentarias de bajo grado con edades de fósiles y de depositación máxima en torno al límite Devónico-Carbonífero, asimismo presenta rocas plutónicas con isotopía primitiva de  $\epsilon Hf_t$  y rocas máficas-ultramáficas (Hervé et al., 2016; Rapela et al., 2021). Según Hervé et al. (2016) el terreno Chaitenia representa un arco de isla oceánico acrecionado en el Devónico tardío al

margen occidental de Patagonia, justo a lo largo de la actual traza principal del sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui. En este sentido, esta estructura podría representar el límite de terrenos entre el arco de islas Chaitenia y el margen continental de Patagonia representado por el Macizo Nordpatagónico. Previo al reconocimiento del terreno Chaitenia, Pankhurst et al. (1992) ya habían hecho una propuesta similar. Los autores sugirieron que el sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui seguía a grandes rasgos el límite entre el prisma de acreción Paleozoico y el bloque continental de Patagonia. De esta forma, tal discontinuidad -en términos de contraste mecánico entre una corteza máfica (Chaitenia) y otra intermedia-ácida (Macizo Nordpatagónico)- habría creado las condiciones apropiadas para localizar la deformación y propiciar el deslizamiento. Luego, la geometría del sistema de fallas crece y se propaga durante el ciclo Andino a expensas de acomodar el movimiento relativo entre la convergencia de placas (p. ej., Ye y Liu, 2017). Si esta propuesta es reforzada, sería una forma eficientemente de explicar las variaciones en el modo de deformación Cenozoico a lo largo del rumbo de los Andes Patagónicos, entre un orógeno experimentando partición de la deformación en los Andes Patagónicos del Norte, como consecuencia de reactivar una anisotropía de basamento, y un orógeno sin partición de la deformación en los Andes Patagónicos del Sur.



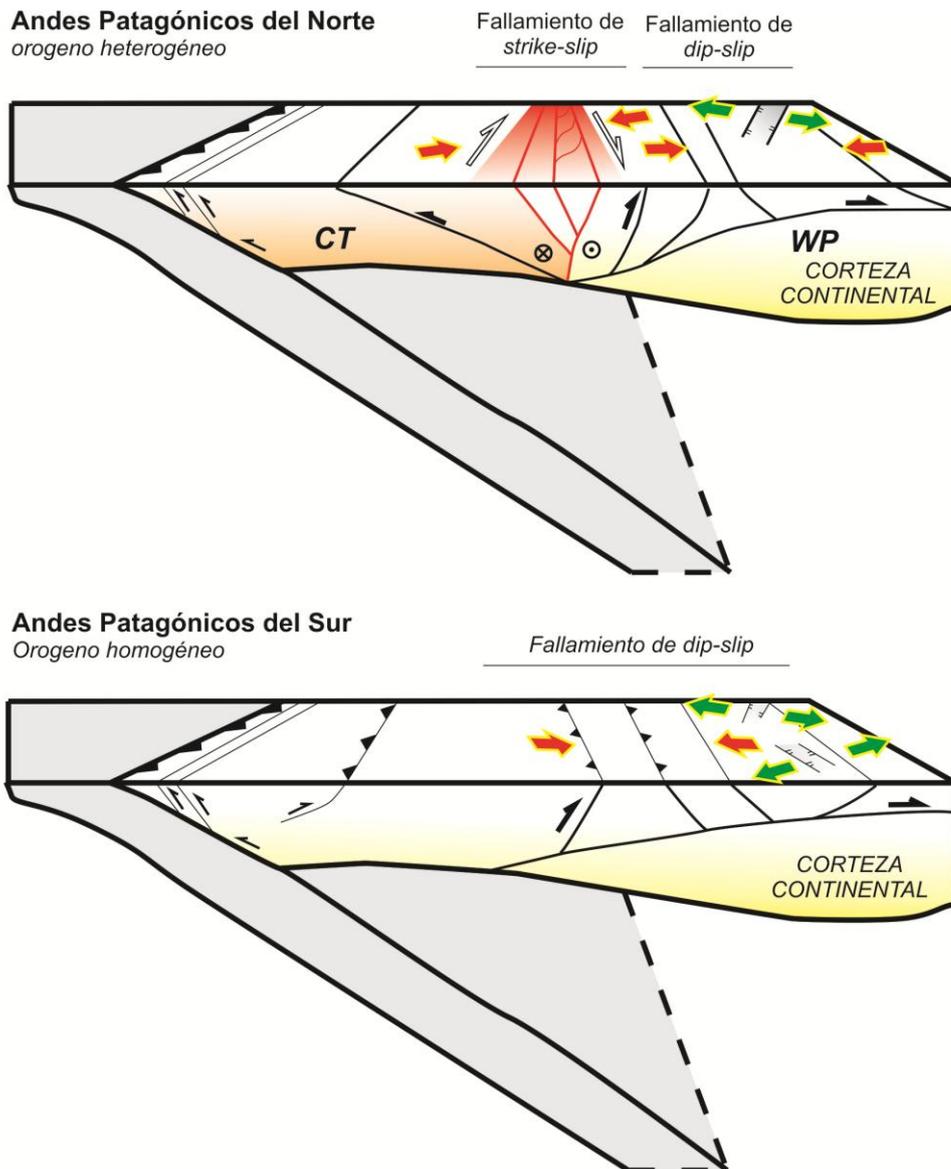
**Figura 5.14.** Heterogeneidades heredadas de la configuración de bloques de basamento como control sobre el modo de deformación Andino a escala de orógeno, como se exhibe para tiempos del Jurásico. Basado en Köning y Jokat (2006), Mpodozis y Ramos (2008) y Hervé et al. (2016). Los movimientos de las placas Phoenix (PNX) y Sudamérica (SAM) se basan en Müller et al. (2016).

**5.8.3. Modelos orogénicos en relación a la distribución de la deformación frágil.** Las propuestas para clasificar los orógenos relacionado a subducción (es decir, orógenos de acreción) reconocieron tempranamente algunas características propias de cada sistema de subducción, como es el ángulo de subducción y el modo tectónico del retroarco en la placa cabalgante (p. ej., Uyeda y Kanamori, 1976). Así, un ángulo alto de subducción y apertura de una cuenca marginal se relacionaron a orógenos tipo Marianas, por el contrario, ángulos someros de subducción y desarrollo de cuencas de antepais se relacionaron a orógenos de tipo Andino (o tipo Chileno). Posteriormente, combinando la geometría y dinámica de la zona de subducción, surgieron

nuevas teorías para explicar las diferencias en el modo tectónico de la placa superior (p. ej., Heuret et al., 2007; Ramos et al., 2010). En particular, Heuret et al. (2007) sugirieron que el modo de deformación en la placa superior está controlado por los movimientos relativos entre la placa superior y la trinchera, y sumado, la geometría de la losa. De esta forma, si la placa superior se mueve hacia la trinchera y la trinchera se mueve en dirección hacia el antepais, y la losa se subduce con ángulo somero, se desarrolla un orógeno que avanza y la tectónica se caracteriza por acoramiento. De lo contrario, se desarrolla un orógeno en retracción sometido a extensión. Adicionalmente, el modo tectónico de la cuenca de retroarco podría ser visto como un reflejo del grado de acoplamiento/desacoplamiento mecánico a lo ancho de la zona de subducción, como consecuencia de la transmisión de esfuerzo hacia la placa superior (p. ej., Lamb, 2006; Horton, 2018).

Como se puede visualizar de lo planteado anteriormente, a menudo las clasificaciones de los orógenos relacionados a subducción asumen una distribución homogénea de la deformación en la placa superior y pasan por alto la existencia de movimientos laterales, es decir, proponen que toda la placa superior está sometida a extensión o contracción. Sin embargo, en los márgenes convergentes la corteza de la placa superior evoluciona a través de sucesivas fases de deformación que pueden imprimir anisotropías en la fábrica tectónica. En este sentido, si existe una debilidad cortical, el vector de la convergencia puede ser descompuesto. La zona de debilidad toma la componente de la cizalla simple de la deformación (es decir, el movimiento lateral) y el volumen de roca circundante acomoda la componente de cizalla pura (es decir, el movimiento vertical). De este modo, la deformación se distribuye heterogéneamente a lo ancho de la placa superior, es decir, se produce partición de la deformación (McCaffrey, 1992; Fossen et al., 1994; Tikkof y Teyssier, 1994). Bajo esa visión, a escala orogénica, los Andes Patagónicos del Norte representan el caso de un orógeno Andino donde la deformación se distribuye heterogéneamente. El sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui toma la componente de cizalla simple de la subducción oblicua de las del Pacífico, y la componente de cizalla pura se acomoda en el retroarco por medio de alternar en el tiempo *rifting* y apilamiento de corrimientos. Por otro

lado, los Andes Patagónicos del Sur evolucionaron a través del tiempo solo alternando extensión y contracción, ya que, el amplio patrón de fallamiento de desplazamiento de rumbo fue restringido al Jurásico y como un modo de segundo orden al reactivar la foliación de basamento. De esta forma, es el caso de un orógeno Andino donde la deformación se distribuye homogéneamente a lo ancho del orógeno. Este análisis pone de manifiesto que las clasificaciones de los orógenos Andinos deberían tener en cuenta la distribución de la deformación a lo ancho del orógeno.



**Figura 5.15.** Variaciones en el modo de deformación orogénica a lo largo de los Andes Patagónicos. En la región norte, un modelo de partición de la deformación se ajusta bien para explicar el fallamiento de desplazamiento de rumbo a lo largo del sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui, y los movimientos verticales en el dominio de la faja plegada y corrida (es decir, un

orógeno heterogéneo). En la región sur, el fallamiento de en el sentido de la inclinación sobre el ancho orogénico apunta hacia un modelo sin partición de la deformación (es decir, un orógeno homogéneo). CT= Terreno Chaitenia. WP= Macizo Nordpatagónico Occidental.

## **5.9. CONCLUSIONES**

A través de nuevas mediciones y una extensa recopilación de tensores de esfuerzo/deformación a lo largo de los Andes Patagónicos (39°-51° S), se logró conformar una gran base de datos de 225 tensores computados desde más de 4000 datos de falla y su estría. La clasificación de los tensores por régimen de fallamiento a lo largo del orógeno Patagónico reveló que el modo de fallamiento de desplazamiento de rumbo domina en 67%, y por consiguiente, el fallamiento asociado a movimientos verticales queda restringido al 33%. Sin embargo, al dividir la base de datos y solo analizar aquellos tensores computados desde fallas medidas en rocas cenozoicas, surgió que el 81% y 64% de los datos pertenecen al modo de fallamiento de desplazamiento de rumbo en el sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui y faja plegada y corrida de los Andes Patagónicos del Norte, respectivamente. Mientras que el 94% de los datos pertenecen al conjunto de fallas normales e inversas en los Andes Patagónicos del Sur. Estos aspectos de la deformación frágil, sumada a la configuración de los bloques de basamento que conforman la litósfera de Patagonia, llevan a discutir modelos de deformación particionada y sin partición en los Andes Patagónicos del Norte y Sur, respectivamente.

A través de este estudio, se sugiere que las clasificaciones de orógenos tipo Andino, debería tomar en cuenta los movimiento laterales para evaluar modelos de partición de la deformación, y no solamente evaluar la deformación en un contexto de modo tectónico cambiante entre extensión y contracción.

## **CAPÍTULO 6. EXPERIMENTOS DE LABORATORIO SOBRE LA SUBDUCCIÓN CENOZOICA: IMPLICANCIAS PARA LA DEFORMACIÓN DE PLACA CABALGANTE EN EL MARCO DE CONVERGENCIA OBLICUA**

La zona de subducción Andina ha sido tradicionalmente ejemplificada a través de convergencia ortogonal a la trinchera, a pesar de que los regímenes de convergencia en ángulos oblicuos son los más desarrollados en la Tierra. Con la finalidad de entender cómo funcionan estos sistemas de subducción y brindar nuevas perspectivas sobre la evolución tectónica del Cenozoico tardío a lo largo de los Andes Patagónicos, en este capítulo se presentan los resultados de experimentos de laboratorio en 3D a escala del manto.

## 6.1. INTRODUCCIÓN

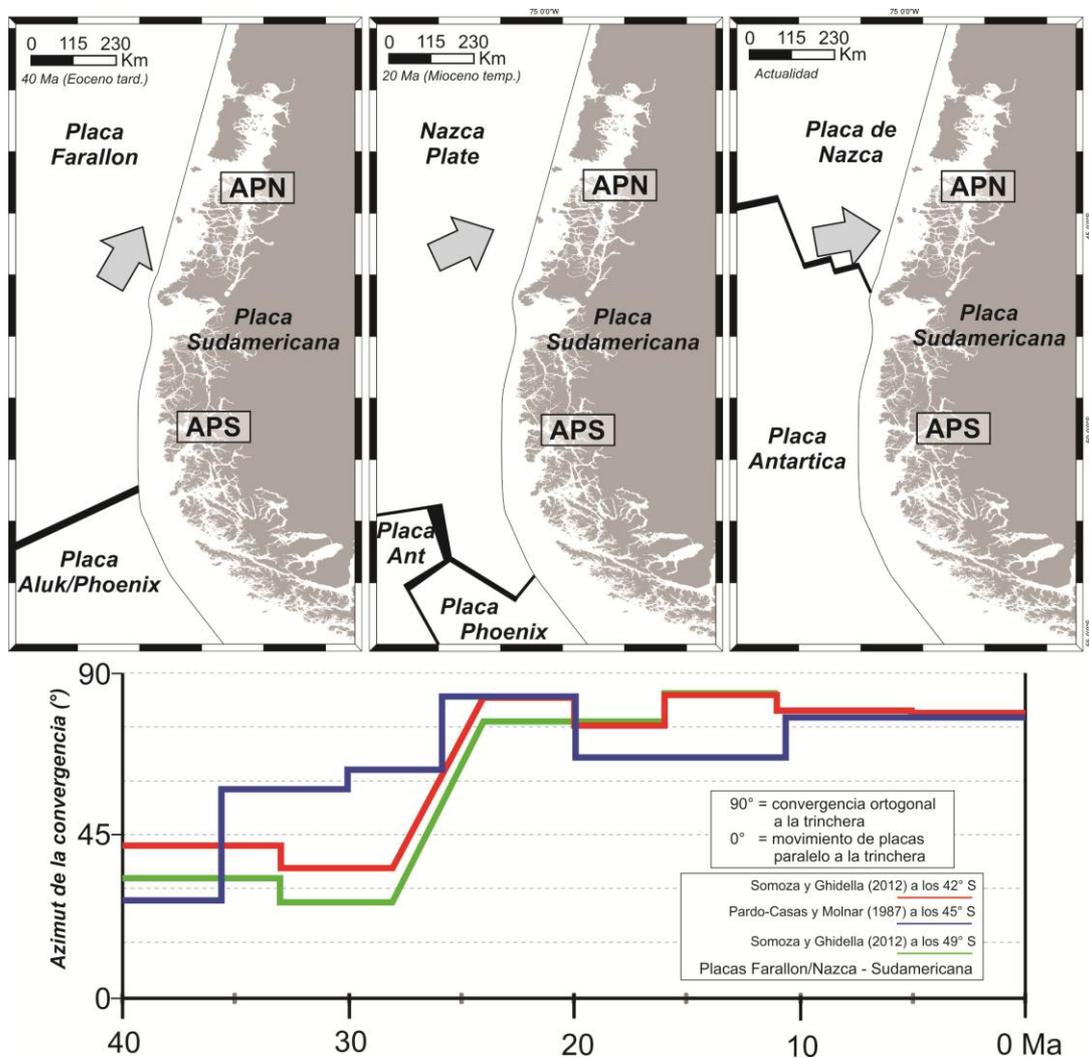
Las zonas de subducción océano-continente, como aquellas de tipo Andino, generalmente son ejemplificadas a través de convergencia de placas perpendicular a la trinchera. Si bien este enfoque resulta válido a los efectos de comprender de una forma simplificada la dinámica de los sistemas de subducción, debe notarse que estudios paramétricos de zonas de subducción han demostrado que la convergencia de placas oblicua a la trinchera es el régimen más común hallado alrededor del mundo (Kimura, 1986; Jarrad 1986a, 1986b; Philippon y Corti, 2016). Por ejemplo, en la zona de subducción de Sudamérica, muchos de los segmentos de subducción están caracterizados por convergencia de placa oblicua a la trinchera y actividad de fallas de deslizamiento de rumbo paralelas al margen que han desarrollado paleosismicidad, como así también, actividad sísmica actual (Fig. 6.1; p. ej., Lange et al., 2008; Cembrano y Lara, 2009; Alvarado et al., 2016). Por otro lado, los segmentos con altas tasas de acortamiento se asocian a subducción de tipo *flat-slab* (Fig. 6.1; Ramos y Folguera, 2009; Martinod et al., 2013, 2020; Gianni et al., 2020a).



**Figura 6.1.** Configuración de la zona de subducción, delineada por alternancia de segmentos de *flat-slab* con segmentos de fallas de deslizamiento de rumbo paralelas a la trinchera (líneas verdes). Líneas rojas= dorsales sísmicas. Líneas azules= trinchera.

La convergencia de placas en ángulo oblicuo a la trinchera crea partición de la deformación, es decir, dentro de la placa superior la deformación (s.), se distribuye de forma heterogénea dentro de dominios transpresionales/transtensionales y contraccionales/extensionales (Tikkof y Teyssier, 1994; Teyssier et al., 1995). Los sistemas dominados por desgarre son un caso extremo de partición de la deformación. Cuando se descompone el vector de convergencia oblicuo (p. ej., Fossen et al., 2004) la componente paralela a la trinchera (componente “y”) resulta mayor que la componente

perpendicular a la trinchera (componente “x”). De este modo, usualmente se desacopla un bloque de antearco conocido como “astilla” o “sliver” (Fitch, 1972; Jarrad, 1986b; Kimura, 1986; McCaffrey, 1992; Beck et al., 1993; Teysier et al., 1995).



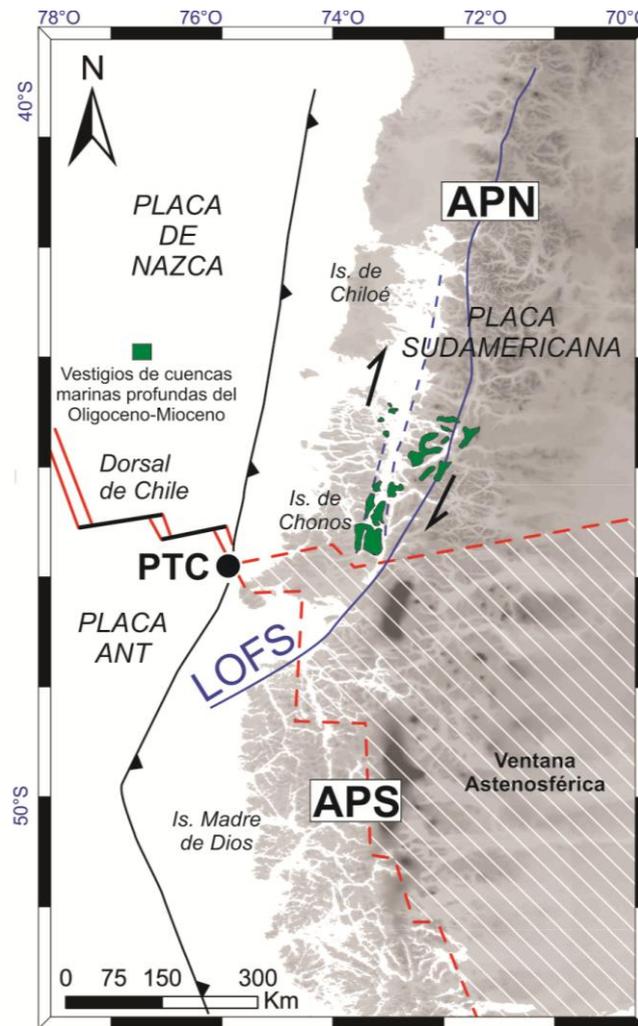
**Figura 6.2.** Reconstrucción de placas para el Cenozoico sobre el margen occidental de Patagonia y oblicuidad de la convergencia (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza y Ghidella, 2012; Eagles y Scott, 2014). Como se observa, la convergencia oblicua a la trinchera es la regla, más que la excepción. APN= Andes Patagónicos del Norte. APS= Andes Patagónicos del Sur.

Uno de los trabajos pioneros sobre este tópico fue realizado por Fitch (1972) en los arcos de isla de la región occidental del Pacífico. Este autor uso mecanismos focales de terremotos como evidencia de que en estos sistemas de subducción, la componente paralela a trinchera del vector de la

convergencia oblicua es tomada por las fallas de deslizamiento de rumbo que se implantan a lo largo del arco volcánico. Posteriormente, Beck (1983) propuso algunos mecanismos para asistir y/o facilitar el movimiento del *sliver*, entre ellos: (i) alto ángulo de convergencia oblicua a la trinchera, (ii) subducción de bajo ángulo y (iii) ablandamiento del arco magmático por efectos termales. En consonancia con esta propuesta, Chemenda et al. (2000) a través de modelos de laboratorio arribaron a una conclusión similar: la partición de la deformación solo ocurre cuando la placa superior presenta una debilidad, ya sea en forma de litosfera fallada o adelgazada.

Los Andes Patagónicos resultan ser un objetivo interesante en la naturaleza para modelar, dado que todo el margen occidental de Patagonia estuvo sometido a convergencia de placa oblicua entre Nazca y Sudamérica durante gran parte de Cenozoico en el marco de la subducción de la dorsal de Chile (Fig. 6.2; Cande y Leslie, 1986; Somoza y Ghidella, 2012; Eagles y Scott, 2014). En este contexto general de subducción oblicua cenozoica (Somoza y Ghidella, 2012; Eagles y Scott, 2014), a lo largo de todo el orógeno Patagónico, el régimen de deformación de la placa cabalgante estuvo caracterizado por un modo tectónico cambiante entre estiramiento durante el Oligoceno Tardío-Mioceno a acortamiento en tiempos del Mioceno medio a tardío (Bechis et al., 2014; Echaurren et al., 2016; Barberón et al., 2018; Fennell et al., 2018). En los Andes Patagónicos del Norte (39°-46°S), el estiramiento litosférico del Oligoceno Tardío-Mioceno fue acompañado por el desarrollo de una cuenca marina profunda, llamada cuenca de Traiguén, que ocupó una posición de intra a antearco (Fig. 6.3). El subsecuente estadio de contracción en el Mioceno produjo la inversión tectónica positiva de los depocentros extensionales, acompañado por movimientos laterales de cinemática dextral que fueron acomodados por el sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui (SFLO; Hervé, 1976, Cembrano et al., 1996, 2002; Cembrano y Lara, 2009). Esto dio como resultado que la arquitectura orogénica de los Andes Patagónicos del Norte tomara la forma de un orógeno bivergente (Fig. 6.3; Echaurren et al., 2018). A diferencia de este segmento, los Andes Patagónicos del Sur (al sur de los 46°S) exhiben típicamente el estilo de una faja plegada y corrida de vergencia oriental, y no presentan depocentros de carácter marino profundo ni tampoco estructuras de

deslizamiento de rumbo paralelas al margen como el SFLO (Fig. 6.3). Este planteo enraíza una pregunta principal: ¿qué condujo tales variaciones a lo largo del rumbo de los Andes Patagónicos en un contexto general de convergencia oblicua a la trinchera que se da en el marco de la aproximación de la dorsal de Chile?



**Figura 6.3.** Elementos tectónicos de los Andes Patagónicos, y afloramientos de rocas de *quasi*-suelo oceánico pertenecientes a la cuenca de Traiguén (modificado de Hervé et al. 1995 y Encinas et al. 2016). Nótese que los remanentes de estas cuencas solo se reconocen sobre el trazo del sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui (SFLO). APN= Andes Patagónicos del Norte. APS= Andes Patagónicos del Sur. PTC= Punto Triple de Chile.

Para caracterizar la dinámica de los sistemas de subducción con variables ángulos de subducción oblicuos y entender cómo la deformación se distribuye en la placa superior, se realizaron experimentos de laboratorio en 3-D a escala del manto (Fig. 6.4). Adicionalmente, se introdujo la variable “estructura

heredada” en la interfaz entre el arco y el antearco para simular un *sliver* de antearco (Fig. 6.4). Los resultados obtenidos a través del modelado arrojaron nuevas perspectivas sobre los sistemas de subducción con ángulos de convergencia oblicua, y en particular, permiten explicar las variaciones a lo largo del rumbo de los Andes Patagónicos en tiempos cenozoicos.

## 6.2. EL “BLANCO” DE MODELADO: LA TECTÓNICA CENOZOICA DE LOS ANDES PATAGÓNICOS

**6.2.1. Cinemática de la convergencia de placa sobre el margen Andino de Patagonia.** La historia de convergencia de placa meso-cenozoica en el contexto espacial del margen Andino de Sudamérica puede ser dividida dentro de tres fases, de acuerdo a Somoza y Ghidella (2012): (i) Cretácico tardío-Eoceno medio (72-47 Ma), (ii) Eoceno medio-Oligoceno tardío (47-28 Ma) y Oligoceno tardío a la actualidad (25-0 Ma). En particular, el pasaje de la segunda fase a la más joven está señalado por la ruptura de la placa oceánica de Farallón en las placas oceánicas de Cocos y Nazca, norte y sur, respectivamente (Lonsdale, 2005). Durante aquellos tiempos, todo el margen occidental de los Andes Patagónicos experimentó convergencia oblicua de placas luego de la migración de la dorsal de Aluk-Farallón (Fig. 6.2; Cande y Leslie, 1986; Somoza y Ghidella, 2012; Müller et al., 2016). El estilo de convergencia oblicua a la trinchera dominó hasta los 19-17 Ma cuando la dorsal sísmica de Chile interceptó el segmento más austral de la trinchera Patagónica-Fueguina (véase más en **Capítulo 7**). A partir de ese momento, la unión entre las placas oceánicas (Nazca y Antártica) y Sudamérica conocida como Punto Triple de Chile, comenzó a migrar hacia el norte hasta su posición actual al oeste de la Península de Taitao (~46° 09'S) (Cande y Leslie, 1986; Tebbens et al., 1997; Breitsprecher y Thorkelson, 2009). La migración hacia el norte del punto triple crea un “*efecto de barrido*” sobre el margen occidental de Patagonia. Al Norte del Punto Triple de Chile, la convergencia de placa ha sido rápida y suavemente oblicua entre las placas Nazca-Sudamericana, mientras que al sur, progresivamente va cambiando hacia una convergencia lenta y ortogonal entre las placas Antártica-Sudamericana (Cande y Leslie, 1986; Tebbens et al., 1997; Breitsprecher y Thorkelson, 2009).

**6.2.2. Evolución de cuencas y arquitectura orogénica de los Andes Patagónicos en tiempos del Cenozoico.** La evolución cenozoica temprana de Patagonia está íntimamente relacionada con la interacción de la dorsal de Aluk-Farallón con la trinchera Patagónica-Fueguina (Aragón et al., 2013; Gianni et al., 2018; Fernández Paz et al., 2020). Este lapso estuvo caracterizado por fajas volcánicas emplazadas en un contexto de tectónica extensional (p. ej., la Faja de Pilcaniyeu; Aragón et al., 2013; Fernández Paz et al., 2020) que alternaban con sectores puntuales de deformación contraccional de intraplaca (p. ej., Gianni et al., 2018). Luego del paso de esta dorsal sísmica y el desacople de la losa subductada de Aluk (Aragón et al., 2011, 2013), la subducción se restableció de forma ininterrumpida a lo largo de todo el margen Patagónico (Aragón et al., 2013; Fernández Paz et al., 2020) produciendo la inyección de un arco magmático (Pankhurst et al. 1999; Hervé et al. 2007; Aragón et al. 2013) y cuencas relacionadas al arco que registran la dispersión de sus productos (Hervé et al., 2007; Cuitiño y Scasso, 2013; Fernández Paz et al., 2018) junto con una transgresión marina (Cuitiño y Scasso, 2010).

La transgresión marina del Oligoceno tardío-Mioceno temprano se produjo alrededor de los 20-18 Ma (dataciones U-Pb y  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ; Cuitiño et al., 2012) tuvo una amplia distribución y se relacionó con una tectónica extensional (Encinas et al., 2016; Barberón et al., 2018; Fennell et al., 2018). Fennell et al. (2018) explican a través de modelado numérico que el periodo extensional Oligoceno tardío-Mioceno temprano alcanzó su *climax* a los 20 Ma, causado por las transformaciones metamórficas de olivino a espínelo que ocurrieron en la losa de Nazca luego de atravesar la discontinuidad de 410 km. Así, las cuencas marinas de Patagonia están caracterizadas por sedimentación en ambientes marinos someros a estuarinos (Cuitiño y Scasso, 2010). Sin embargo, en el ambiente de intra-arco a antearco de los Andes Patagónicos del Norte la sedimentación de carácter sinextensional en la cuenca de Traiguén fue acompañada por volcanismo máfico en un ambiente marino profundo (Hervé et al., 1995, 2017; Encinas et al., 2016; Quezada et al., 2020) junto con la intrusión de cuerpos máficos-ultramáficos (Pankhurst et al., 1999; Hervé et al., 2017). El carácter sinextensional de esta cuenca está bien documentado por muchas piezas de evidencias de índole estructural, sedimentológica y

geoquímica (véase p. ej., Encinas et al., 2016). Sin embargo, si esta cuenca se emplazo sobre una corteza muy adelgazada (Hervé et al., 1995; Encinas et al., 2016) o directamente sobre un centro oceánico en expansión (Hervé et al., 2017) es discutido, así como también, el rol que jugó el sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui en la evolución de la cuenca y el emplazamiento del magmatismo (Hervé et al., 1995, 2017).

El periodo extensional previamente descrito, predata uno de los pulsos principales de alzamiento de los Andes Patagónicos, es decir, la contracción del Mioceno medio (Folguera et al., 2018, y referencias allí citadas). Este estadio de ascenso topográfico inducido por fuerzas tectónicas del límite de placas condujo el pasaje de condiciones depositacionales marinas a terrestres (Ramos et al., 2015; Folguera et al., 2018; Barberón et al., 2018; Aramendía et al., 2019; Parras et al., 2020) y a la configuración final de la arquitectura orogénica (Echaurren et al., 2016; Ronda et al., 2019). Como se detalló en el **Capítulo 3**, el segmento de los Andes Patagónicos del Norte está caracterizado como un orógeno doble vergente con eje orogénico (es decir, el punto “S”) ubicado a lo largo del sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui (Fig. 6.3; Echaurren et al., 2016, 2018). Este sistema tiene una terminación cóncava hacia la trinchera y muere a los 47°S, dando lugar al orógeno de los Andes Patagónicos del Sur, que está caracterizado como una faja plegada y corrida híbrida con vergencia hacia el este (Fig. 6.3; Ghiglione et al., 2009, 2019; Fosdick et al., 2011; Giacosa et al., 2012; Ramos et al., 2019), sin evidencias de fallas de deslizamiento de rumbo de gran escala ni tampoco depocentros marinos profundos de edad Cenozoico similares a la cuenca de Traiguén.

### 6.3. METODOLOGÍA

Los experimentos se realizaron durante dos estadías en el laboratorio “*Modélisation Analogique & Hydrologique*” de la Université de Rennes 1 (Francia), bajo la supervisión de los Dres. Benjamin Guillaume (Université de Rennes 1) y Joseph Martinod (Université Savoie Mont Blanc), y el técnico de laboratorio Jean-Jacques Kermarrec (Université de Rennes 1). Durante la primera estadía en mayo del 2017, se realizó la calibración de los modelos durante un arduo proceso que conllevó la realización de 14 experimentos.

Luego, en noviembre y diciembre del 2018, se realizaron 16 experimentos, de los cuales aquí se presentan 7 (Tabla 1). En este apartado de metodología, se hace una descripción breve de los aspectos fundamentales del modelado análogo a escala del manto y de aquellos experimentos que resultaron útiles. Se recomienda leer el **Apéndice III** para complementar la lectura respecto a los pasos, procedimientos y experimentos fallidos durante el desarrollo experimental.

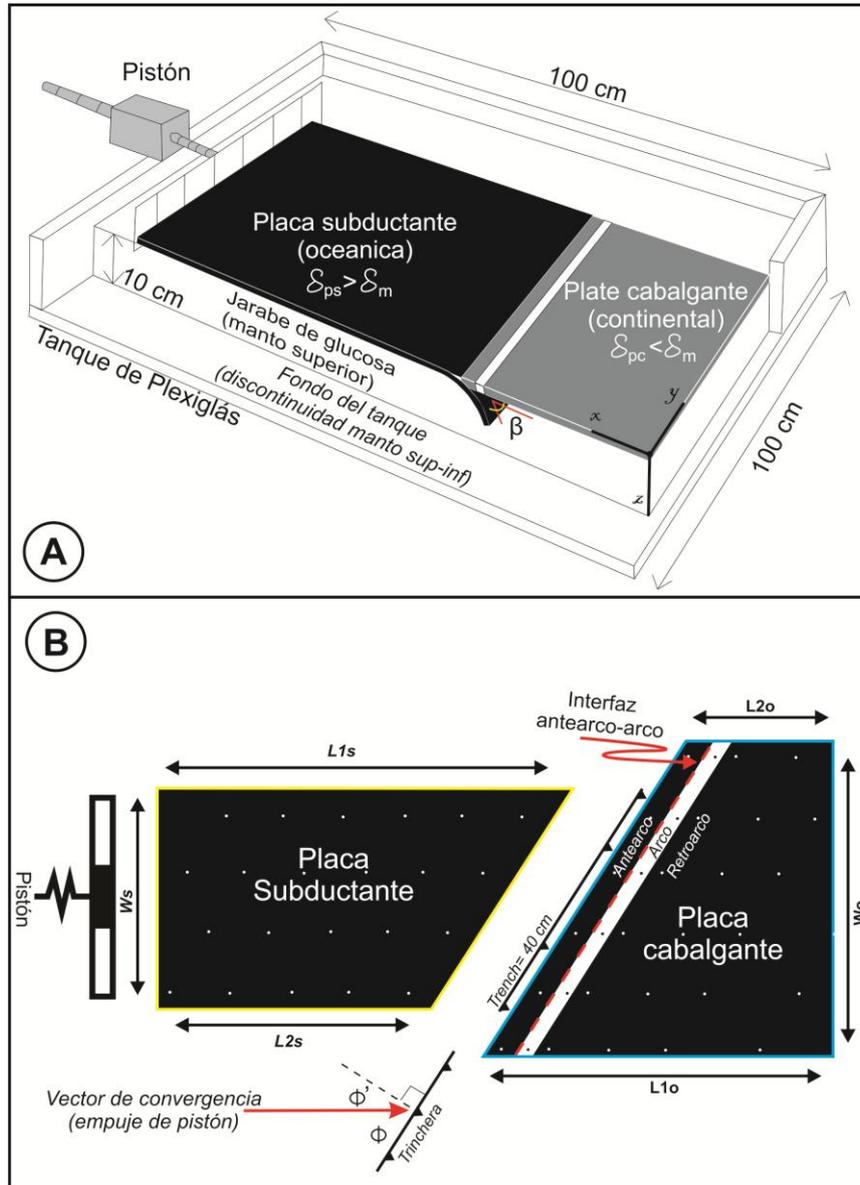
Parámetros		Unidad	Convergencia ortogonal	Convergencia oblicua					
			M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7
Placa Oceánica	$L_{1sp}$	mm	500	500	520	555	420	480	490
	$W_{sp}$	mm	400	375	340	300	367	330	280
	$Th$	mm	12	12	12	12	12	12	12
	$\delta$	kg/m <sup>3</sup>	1470	1470	1470	1483	1470	1484	1484
	$\Delta\delta$	kg/m <sup>3</sup>	-38	-38	-38	-51	-38	-52	-52
Placa Cont.	$L_{1op}$	mm	310	320	420	450	490	440	430
	$W_{op}$	mm	470	430	440	450	360	410	390
	$Th$	mm	77	77	77	77	77	77	77
	$\delta$	kg/m <sup>3</sup>	1284	1284	1284	1306	1284	1292	1292
	$\Delta\delta$	kg/m <sup>3</sup>	148	148	148	126	148	140	140
Trinchera	$Largo$	mm	400	400	400	400	400	400	~400
Oblicuidad	$\varphi$	°	90	80	60	50	80	60	50
¿Sliver?	$Si/No$	-	No	No	No	No	Si	Si	Si
MS	$L$	mm	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
	$W$	mm	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
	$Th$	mm	96	96	96	100	96	96	96
	$\delta$	kg/m <sup>3</sup>	1432	1432	1432	1432	1432	1432	1432
Hora de inicio	hh:mm:ss		15:00	14:00	15:00	14:00	15:00	16:00	15:00
T° Jarabe de Gluc.	°C		19.4	19.4	18.4	18.2	18	17.5	18.1
T° de la sala	°C		19.7	19.7	18.9	18.9	17.2	18.8	18.8
Duración	min		29	28	25	25	29	25	25

**Tabla 6.1.** Parámetros de los modelos presentados en esta tesis. Para referencias, véase figura 4. La flotabilidad ( $\Delta\delta$ ) se define como  $\delta_p - \delta_m$ , donde  $\delta_p$  es la densidad de la placa, ya sea oceánica o continental, y  $\delta_m$  la densidad del manto superior (MS). Valores negativos de  $\Delta\delta$  indican que la placa tiende a descender dentro del manto, mientras que lo contrario ocurre para valores positivos.

**6.3.1. Configuración experimental y procedimiento.** La configuración de los experimentos adoptada en esta tesis ha sido probada por muchos autores, proporcionando novedosas ideas para entender la relación entre la dinámica de

las zonas de subducción y la deformación de la placa superior (p. ej., Funicello et al., 2003; Guillaume et al., 2009; Martinod et al., 2013; entre otros). La configuración en 3-D representa un sistema conformado por manto superior sub-litosférico y litósfera, conducido mediante contraste de densidad (es decir, fuerza de flotabilidad) y condiciones cinemáticas de borde impuestas por el pistón (Fig. 6.4). Dado que se intentan reproducir ejemplos de la naturaleza en un laboratorio, los experimentos son versiones simplificadas de los sistemas de subducción en la naturaleza, ergo, presentan algunas limitaciones como detallan, p. ej., Funicello et al. (2003) y Martinod et al. (2013). Una de las principales restricciones que presenta la configuración experimental es la falta del factor termal, como se explicó anteriormente, por limitaciones de laboratorio. Otros autores han ido más allá de modelos puramente mecánicos como los implementados en esta tesis e introdujeron la variable termal. Para el lector interesado en estos experimentos termomecánicos, véase p. ej., Boutelier y Oncken (2011).

Los materiales empleados para imitar los sistemas de subducción fueron inmersos dentro de un tanque de Plexiglás de dimensiones 100 x 100 x 30 cm (Fig. 6.4). Debe ser notado que el fondo del tanque es una barrera impermeable, simulando la discontinuidad manto superior-manto inferior que se encuentra a los aproximadamente 600 km de profundidad en la naturaleza (Fig. 6.4; Funicello et al., 2003). Tal simplificación está apoyada en las observaciones que se han producido mediante imágenes tomográficas de zonas de subducción actuales alrededor del mundo. Por ejemplo, a través de modelos tomográficos globales, Li et al. (2008) interpretan remanentes de antiguas losas subducidas que están estancadas dentro del manto, en particular, muchas de ellas en un plano horizontal que coincide con la discontinuidad de 660 km. Adicionalmente, los modelos de *slab unfolding* han proporcionado adicional evidencia que muestra como la discontinuidad de 660 km es el techo de una zona de desaceleramiento para el hundimiento de las losas (van der Meer et al., 2018).



**Figura 6.4.** A) Vista 3-D del aparato experimental y los materiales empleados en estos modelos análogos a escala litosférica. Para fines prácticos, se usa de ejemplo un experimento de referencia. B) Vista aérea (*bird view*) del diseño de placas optado para los modelos con convergencia oblicua.

El manto superior sub-litosférico está compuesto por una capa de 10 cm de espesor de jarabe de glucosa ( $\delta = 1432 \text{ kg/m}^3$ ) de baja viscosidad (Fig. 6.4), cuya viscosidad es independiente de la deformación por cizalla (Schellart, 2011). La viscosidad de este material se encuentra entre 81-60 Pa.s, dependiendo de la temperatura medida (Salze et al., 2018). Por encima de este material, reposan las placas litosféricas, tanto la que se subduce como la cabalgante (Fig. 6.4). Para minimizar los efectos de borde, la distancia lateral

entre las placas y los bordes del tanque de Plexiglás es de al menos 26 cm, siendo así mayor que el tamaño de las celdas convectivas que se desarrollan dentro del manto superior. La placa cabalgante (es decir, placa continental) y la placa que se subduce (es decir, placa oceánica) fueron simuladas empleando silicona de polidimetilsiloxano (PDMS). A su vez, se mezclaron con distintas cantidades de polvo de hierro para alcanzar las densidades requeridas. Así, una densidad más alta presenta la placa que se subduce ( $\Delta\delta = [-52; -38] \text{ kg/m}^3$ ) para permitir que la subducción se conduzca por efectos de gravedad, mientras que una densidad más baja presenta la placa cabalgante ( $\Delta\delta = [126; 148] \text{ kg/m}^3$ ) (véase Tabla 1). La viscosidad de la silicona oceánica es  $\sim 10^5 \text{ Pa.s}$ , así la relación de viscosidad entre la losa y el manto en el rango de 1235-1666, y la viscosidad de la placa cabalgante es  $\sim 8,5 \times 10^4 \text{ Pa.s}$ . En la placa cabalgante se simuló la presencia de un arco volcánico usando una tira de silicona de 2 cm de ancho de PDMS con una densidad de  $970 \text{ kg/m}^3$  y viscosidad de  $3,5 \times 10^4 \text{ Pa.s}$

Luego de forzar el inicio de la subducción empujando hacia abajo el borde de la placa que se subduce tan profundo como 3 cm dentro del jarabe de glucosa, los experimentos se mantienen en curso tanto por el contraste de densidad entre la losa y el manto (es decir, el efecto de *slab pull*) como por las condiciones cinemáticas de borde impuestas por el pistón. En todos los experimentos, ambas placas fueron desacopladas por medio de una fina capa compuesta por una mezcla de vaselina (20-30%) y parafina (70-80%) que simula la reología de la interfaz de acoplamiento interplaca (siguiendo propuestas de Duarte et al. 2014).

Siguiendo previos procedimientos, como por ejemplo, el descrito en Guillaume et al. (2021), y teniendo en cuenta una viscosidad para el manto sub-litosférico en torno a  $5 \times 10^{20} \text{ Pa.s}$ , se obtiene el siguiente escalamiento entre las condiciones del laboratorio y la naturaleza: 1 min en laboratorio se corresponde con  $\sim 2 \text{ Ma}$  en la naturaleza, y en cuanto a la velocidad, 1 cm/min en laboratorio es  $\sim 3,2 \text{ cm/año}$  en la naturaleza.

**6.3.2. Monitoreo de los experimentos.** La evolución de los experimentos fue monitoreada con cámaras ubicadas sobre un costado y desde arriba, tomando fotos a intervalos regulares de 30 s. De esta forma, las vistas laterales se

utilizan para registrar la evolución de la losa, y medir su inclinación a una profundidad de 3 cm (es decir, 200-180 km en la naturaleza). Desde las vistas aéreas, se registran las velocidades y deformación de placa cabalgante, en particular, se realizan mediciones sobre la deformación longitudinal paralela al eje x (o elongación). Asimismo, sobre las placas se dibujó una grilla regular de “puntos brillantes” para poder rastrear automáticamente las partículas del material durante la evolución del experimento. A los fines de obtener mediciones más precisas de velocidad, como p. ej., para caracterizar el vector movimiento del *sliver* de antearco, se rastrearon los desplazamientos de las partículas “brillantes” utilizando la técnica no intrusiva de mapeo de flujo conocida como PIV (*Particle Image Velocimetry*). El *script* utilizado para extraer la ubicación (x ; y) de cada punto en el espacio, se encuentra incluido en el paquete PIVlab creado por Thielicke et al. (2014). Para ello, se utilizó el algoritmo FFT, y áreas de interrogación de 64 px (1er pase) y 32 px (2do pase). Luego, para computar la deformación, se usaron desplazamiento de partículas, a través del software Trac-Trac (Heyman et al., 2019), que utiliza la técnica PTV (*Particle Trajectory Velocimetry*). De esta forma, solamente son muestreados los puntos brillantes que se dibujaron sobre las placas. A través del *software* SSPX (Cardozo y Allmendinger, 2009), se realizó el cálculo de las componentes de la deformación, que está basado en las premisas planteadas por Ramsay (1967; véase también Ramsay y Huber, 1983). A grandes rasgos, este programa emplea un mínimo de 3 puntos (o estaciones) para problemas en 2D, y calcula el tensor de deformación (es decir, el tensor gradiente de desplazamiento,  $g_{ij}$ ) que mejor se ajusta a los datos de entrada, que son los datos de desplazamiento o velocidad obtenidos del *software* TracTrac. Así, el programa SSPX opera diferenciando el tensor de deformación en los tensores simétricos ( $\epsilon_{ij}$ ) y antisimétricos ( $\omega_{ij}$ ). Con el tensor simétrico, calcula las elongaciones cuadráticas principales, que son el cuadrado del estiramiento (S). A partir de eso, obtiene la orientación y magnitud de la deformación máxima por cizalla, que se define como la tangente del cambio angular entre dos líneas que se asumen inicialmente perpendiculares. Finalmente, a través del tensor antisimétrico, se calcula la rotación como la diferencia entre las orientaciones finales e iniciales de los ejes principales. Para mayores detalles sobre el

significado geométrico de estas componentes, véase **Capítulo 3**. Asimismo, para propósitos adicionales sobre las operaciones con tensores y computación de la deformación, véase Cardozo y Allmendinger (2009) y Allmendinger et al. (2012).

#### 6.4. DESCRIPCIÓN DE LOS MODELOS

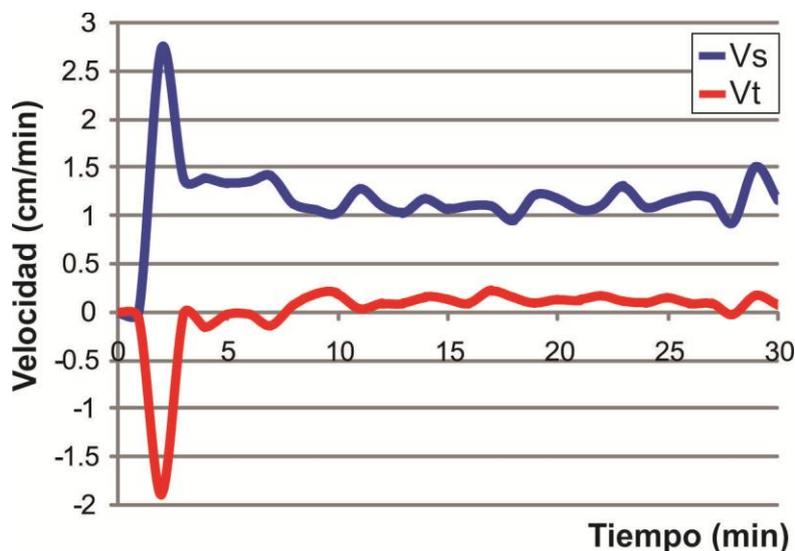
Un conjunto de modelos análogos a escala del manto fueron realizados para simular sistemas de subducción en ángulos variables, desde convergencia perpendicular a la trinchera ( $\Phi = 90^\circ$ ) hasta altamente oblicua a la trinchera ( $\Phi = 50^\circ$ ). Con el objetivo de abordar el movimiento de *sliver*, que es un elemento tectónico muy común en estos ambientes, una variable adicional fue introducida: se desacopló un *sliver* de antearco desde la placa cabalgante a través de una zona débil de carácter discreto, es decir, simulando una discontinuidad heredada de escala litosférica. De esta forma, para presentar en esta tesis, se seleccionaron siete de dieciséis (7/16) modelos los cuales incluyen un experimento de referencia.

##### 6.4.1. Experimento de referencia: subducción perpendicular a la trinchera.

El modelo de referencia presentado en esta sección, simula convergencia perpendicular a la trinchera con el objetivo de analizar el estilo más simple de tanto dinámica de la subducción como de deformación de la placa cabalgante.

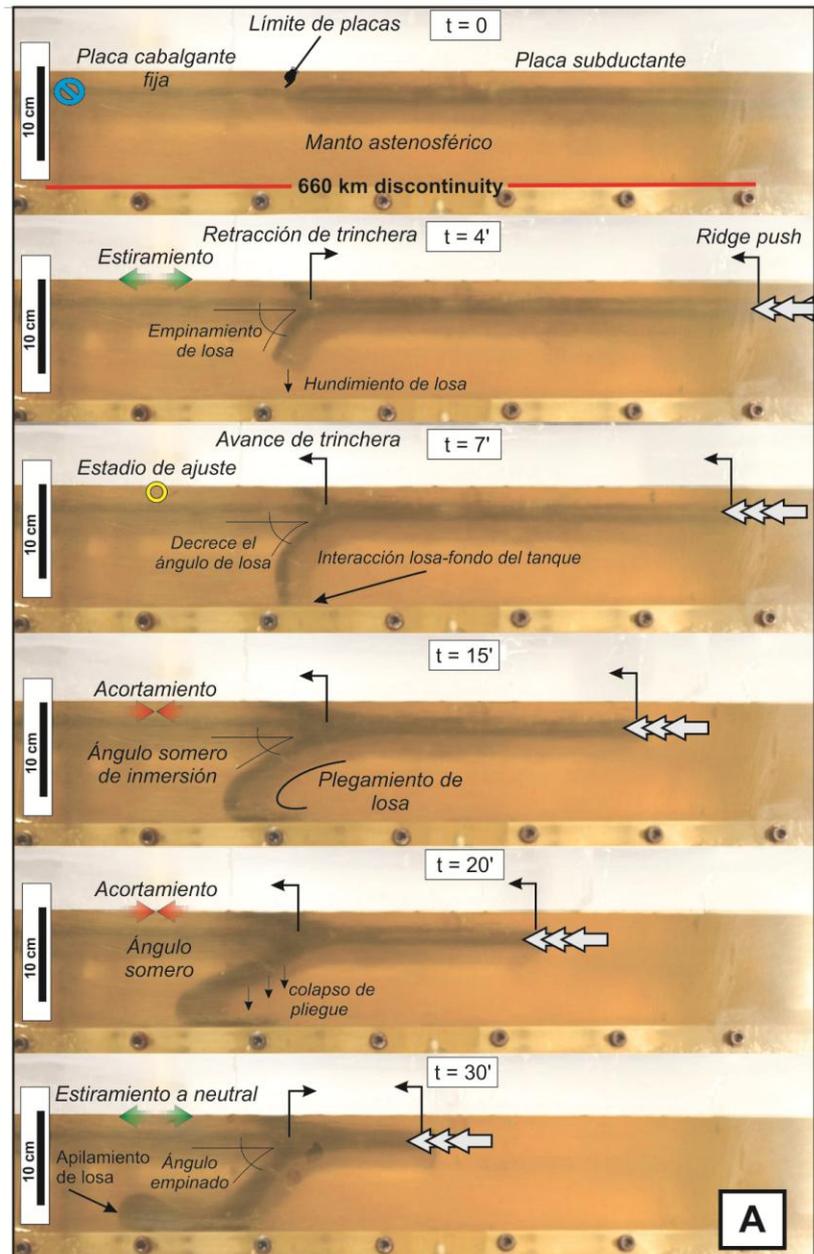
**6.4.1.1. Dinámica de la subducción.** En todos los experimentos, se inicio manualmente la subducción, y luego, evolucionó bajo efectos de gravedad y por condiciones cinemáticas impuestas. La subducción comienza y la losa se hunde dentro del manto, así la velocidad de la subducción se incrementa (Fig. 6.5), y al mismo tiempo, el ángulo de la losa se vuelve progresivamente más empinado alcanza valores hasta de  $40^\circ$ - $42^\circ$  (Fig. 6.6). Esto conduce el *rollback* negativo de la losa a tasas de 0,43 cm/min, y en consecuencia, esto produce el movimiento hacia el océano de la trinchera (es decir, retracción de la trinchera) y el estiramiento a lo largo del eje x de la placa cabalgante (Fig. 6.6). Alrededor de los 7 min, el borde inferior de la losa alcanza el fondo del tanque (es decir, discontinuidad de los 660 km; Fig. 6.6). La interacción de la losa con el fondo del tanque ejerce el principal control sobre las variaciones del ángulo de la losa

induciendo una alternancia entre estadios de somerización y empinamiento de la losa (Fig. 6.6) (véase Guillaume et al. 2009 para un explicación completa de este proceso). Por el contrario, los perfiles de velocidad entran en un estado estacionario, manteniéndose constantes a velocidad de 1,2 cm/min hasta el final del experimento (Fig. 6.5).



**Figura 6.5.** Perfiles de velocidad de subducción ( $V_s$ ) y movimiento de trinchera ( $V_t$ ) a través del tiempo para el experimento de referencia.

Como se introdujo previamente, la interacción entre la losa y el fondo del tanque controla la variación del ángulo de la losa. Entonces, cuando la losa toca el fondo del tanque -que actúa como una barrera impermeable- se produce el plegamiento de la losa, y como una consecuencia, el ángulo de la losa se vuelve progresivamente más somero hasta alcanzar los  $\sim 20^\circ$  (Fig. 6.6). Durante esta etapa, la somerización de la losa induce el avance de la trinchera, en efecto, esto desencadena acortamiento a lo largo del eje x de la placa cabalgante (Fig. 6.6). El pasaje de estiramiento a acortamiento en la placa, está marcado por un estadio de 4 min de ajuste (para más detalles acerca de este proceso puede consultarse Cerpa et al. 2018 y Guillaume et al. 2018) durante el cual se desarrolla un régimen de neutro de deformación sobre la placa cabalgante (Fig. 6.6). A los 20-21 min el largo del pliegue que se produce se vuelve muy largo, y así, inestable en términos gravitacionales, en consecuencia colapsa, y nuevamente, el ángulo de la losa se torna progresivamente más empinado (Fig. 6.6).



**Figura 6.6.** Vistas laterales del experimento de referencia (Modelo-01), exhibiendo la evolución de la losa y los diferentes parámetros de la zona de subducción.

**6.4.1.2. Deformación de la placa cabalgante.** Como se explicó anteriormente, el estado de la deformación longitudinal (acortamiento/estiramiento) de la placa cabalgante mantiene una relación directa con el ángulo de la losa y el movimiento de la trinchera. En este sentido, ángulos de losa empinados y movimiento de trinchera en retracción favorecen condiciones de deformación neutra a extensional, por el contrario, se puede decir que ángulos de losa

someros y trincheras que avanzan favorecen regímenes de acortamiento (Fig. 6.6).

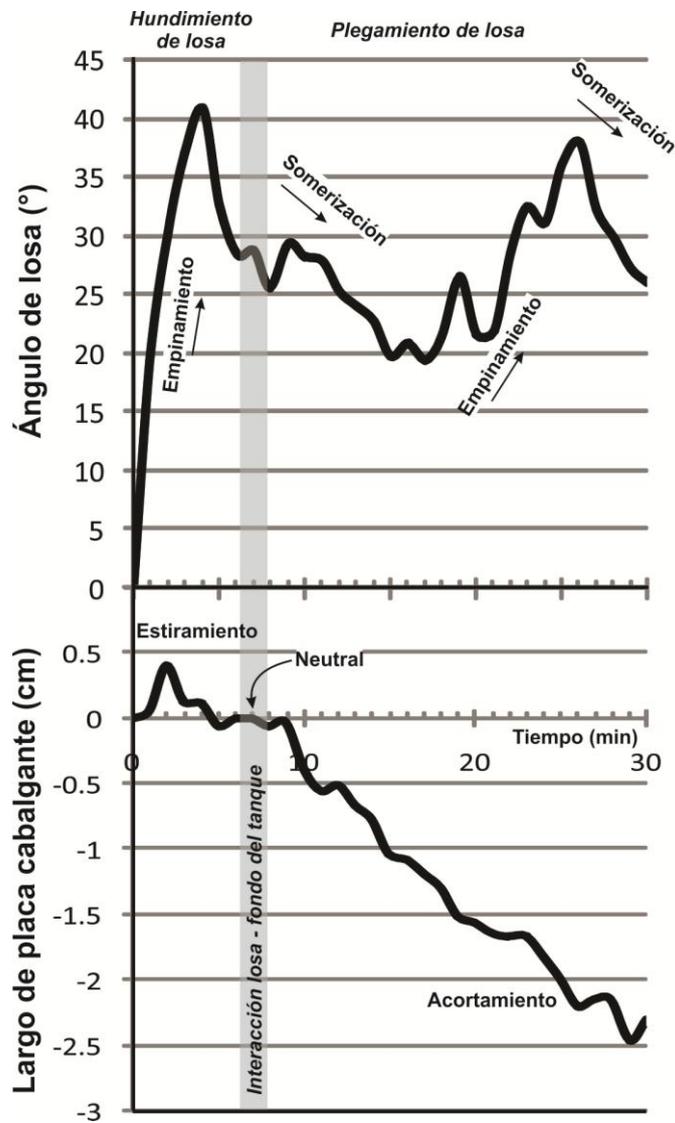
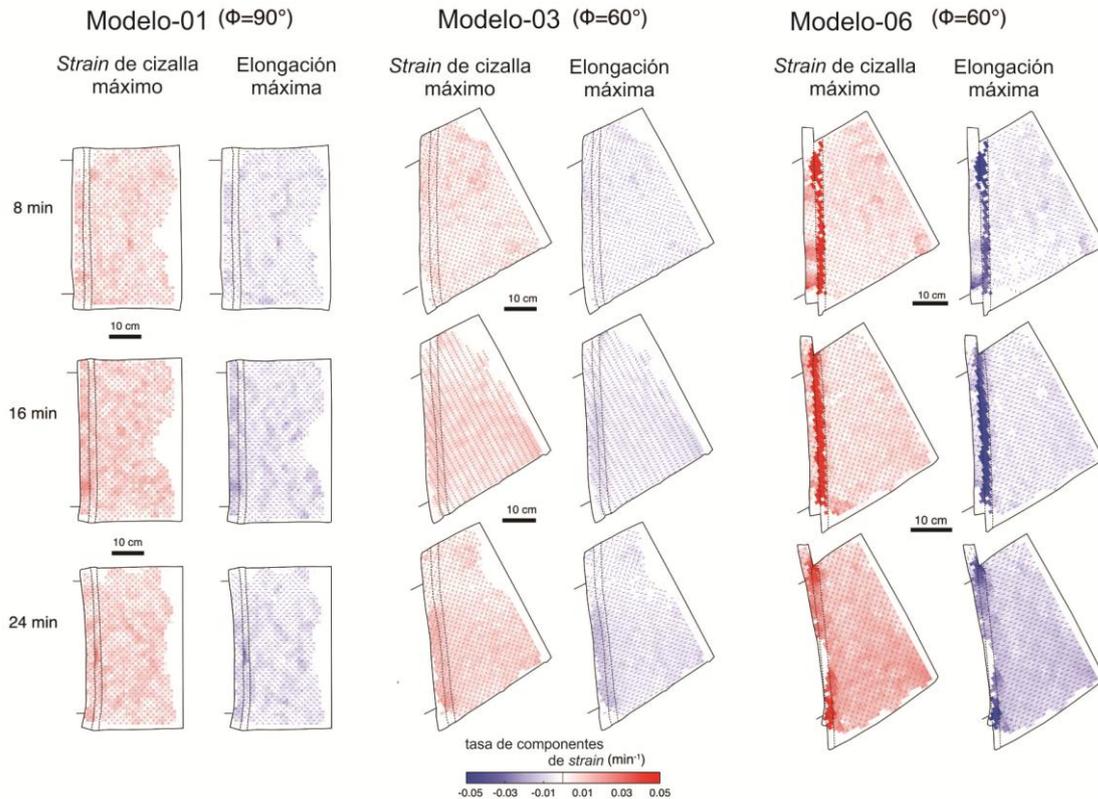


Figura 6.7. Relación entre el ángulo de la losa y el estado de la deformación longitudinal.



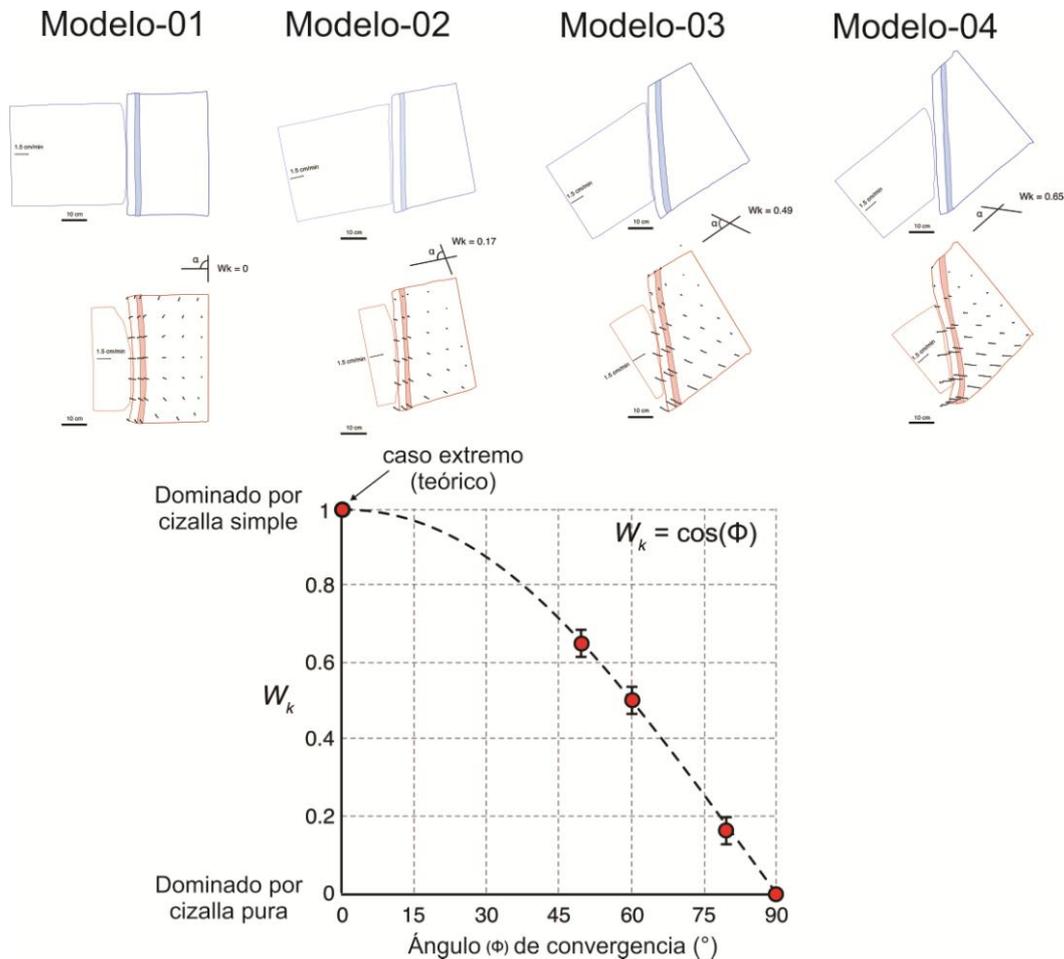
**Figura 6.8.** Evolución de las componentes de la deformación para el experimento de referencia. Para propósitos comparativos, se incluyen los modelos con  $\Phi = 60^\circ$ .

Continuando con la caracterización de ciertos aspectos de la deformación, en este caso en 2-D, se puede rastrear la suma de cada trayectoria individual de las partículas durante la evolución del experimento para obtener el patrón del flujo, y así, obtener adicionalmente parámetros de este medio que se está sometiendo a deformación. El número de Vorticidad ( $Wk$ ; véase aspectos teóricos en Fossen, 2010) resulta una medición aplicable a los modelos aquí presentados como una manera útil de conocer que tan cerca la deformación de la placa cabalgante se encuentra de los diferentes estados en dos dimensiones como son la cizalla pura ( $Wk=1$ ) y la cizalla simple ( $Wk=0$ ), o el estado intermedio, la cizalla sub-simple ( $Wk=0,5$ ). El  $Wk$  es definido mediante la siguiente expresión:

$$Wk = \text{Cos}(\alpha)$$

En esta expresión matemática, el " $\alpha$ " representa el ángulo de intersección entre las apófisis del flujo. Para el modelo de referencia, el  $Wk=0$  (Fig. 6.7). Vale

aclarar que en aquellos casos que el ángulo difiere de 90°, la medición se toma desde el ángulo agudo. Asimismo, debe notarse que el  $W_k$  es dependiente de la escala de observación, en efecto, aquí se refieren las mediciones a escala de toda la placa.

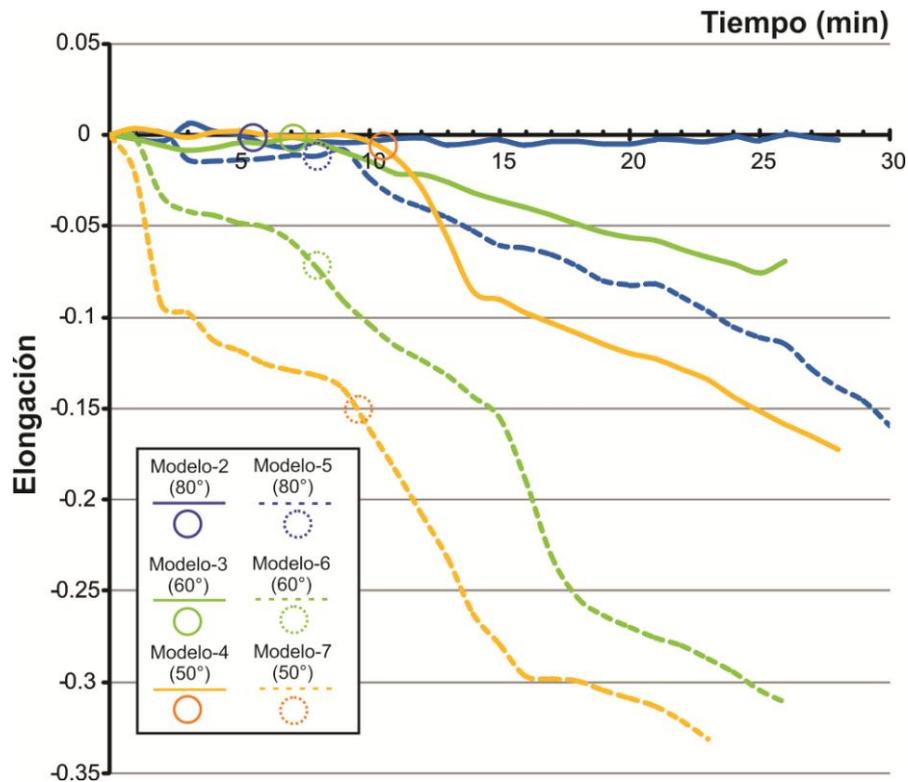


**Figura 6.9. A)** Trayectoria acumulada de las partículas en la placa cabalgante. **B)** El diagrama " $\alpha$ " vs " $W_k$ " indica que a escala de placa, el  $W_k$  se aparta de la deformación dominada por cizalla pura a medida que se incrementa la oblicuidad de la trinchera, de este modo, permanece en el campo de la cizalla sub-simple.

**6.4.2. Análisis de modelos con subducción oblicua a la trinchera.** En estos experimentos de subducción, sistemáticamente se modificó el ángulo de oblicuidad en 80°, 60° y 50°, a su vez, cada experimento análogo fue modelado en términos de placa cabalgante homogénea (es decir, sin anisotropías heredadas) y heterogénea (es decir, con anisotropías heredadas).

**6.4.2.1. Dinámica de la subducción.** La dinámica de la subducción opera de igual manera que en los experimentos de referencia, mediante la alternancia de estadios de ángulo de losa empinado y somero (Fig. 6.9). En términos generales, como ocurre en el experimento de referencia, los modelos con convergencia oblicua exhiben una fase inicial de hundimiento de losa y ángulo empinado (Fig. 6.9), luego la losa alcanza el fondo del tanque. Dado que la losa presenta un corte oblicuo, la interacción losa – fondo del tanque suele ser diacrónica a lo largo del rumbo (N-S). Luego que ambos lados de la losa alcanzan el fondo del tanque se forma un pliegue hacia adelante en la losa, somerizando el ángulo de subducción (Fig. 6.9). Luego que el pliegue se vuelve inestable, colapsa induciendo un nuevo estadio de empinamiento de la losa. Para propósitos comparativos entre los distintos modelos de subducción acerca de los perfiles de velocidad y variación de ángulos de losa, se recomienda ver la figura 6.9.

**6.4.2.2. Deformación de la placa cabalgante.** En un sentido amplio, el ángulo de la losa mantiene una relación directa con el estado de la deformación longitudinal a lo largo del eje x en la placa cabalgante. Así, un ángulo de losa empinado favorece regímenes de deformación de neutro a estiramiento a lo ancho de la placa, mientras que un ángulo de losa somero favorece condiciones de acortamiento (Fig. 6.9). Al analizar a escala de placa el estado de la deformación en dos dimensiones, se observa que a medida que se incrementa el ángulo de oblicuidad también la deformación se aparta de la cizalla pura y permanece cercana al campo de la cizalla sub-simple (Fig. 6.8), es decir, el  $Wk$  aumenta a medida que incrementa la oblicuidad.



**Figura 6.10.** Evolución del estado de la deformación longitudinal (es decir, elongación) para los experimentos de subducción con convergencia oblicua. Los círculos señalan el momento en que ambos lados de la losa alcanzan el fondo del tanque. Nótese que a partir de ese punto, incrementa abruptamente el acortamiento (-e).

Para los modelos con un fuerte acoplamiento a lo largo de la interfaz antearco-arco, la deformación se acomoda preferentemente en las regiones de antearco y arco (figs. 6.5, 6.8). Sin embargo, la distribución de la deformación varía en el espacio y a través del tiempo (figs. 6.5, 6.8). Durante la primera etapa de hundimiento de la losa, el cizallamiento es débil a través de la placa superior (cerca de 0). Asimismo, la placa cabalgante parece estar experimentando una rotación en sentido horario (Fig. 6.5). Luego, cuando ambos lados de la losa alcanzan el fondo del tanque, se desencadena el acortamiento con  $\lambda_1$  (eje corto de la elipse de deformación) orientado paralelo a la convergencia. La deformación por cizalla se acomodada en el antearco con valores de  $1-2 \times 10^{-2} \text{ min}^{-1}$  y el patrón de rotación se invierte a sentido anti-horario a tasas de 0, 2 – 0, 6 °/min, alcanzando valores más altos a lo largo del antearco (figs. 6.5, 6.8).

Para los modelos equivalentes con desacople a lo largo de la interfaz arco-antearco, el patrón de deformación se modifica fuertemente. En estos modelos,

la deformación no parece variar con el tiempo, sin embargo, se observan fuertes variaciones de las componentes de la deformación en espacio a lo ancho de la placa cabalgante (figs. 6.5, 6.8). El arco absorbe la mayor cantidad de deformación por cizalla alcanzando valores de  $5e^{-2} \text{ min}^{-1}$ , y valores de  $1e^{-2} \text{ min}^{-1}$  alrededor del antearco, y permaneciendo el retroarco casi sin deformarse (figs. 6.5, 6.8). Un aspecto interesante es que los ejes  $\lambda_1$  son ortogonales a la trinchera para el antearco, mientras que los dominios de arco y retroarco, se vuelven paralelos a la convergencia. Por otra parte, el patrón rotacional exhibe rotación horaria del arco  $1 \text{ }^\circ/\text{min}$ , y ocurre lo contrario para los dominios antearco-retroarco (figs. 6.5, 6.8).

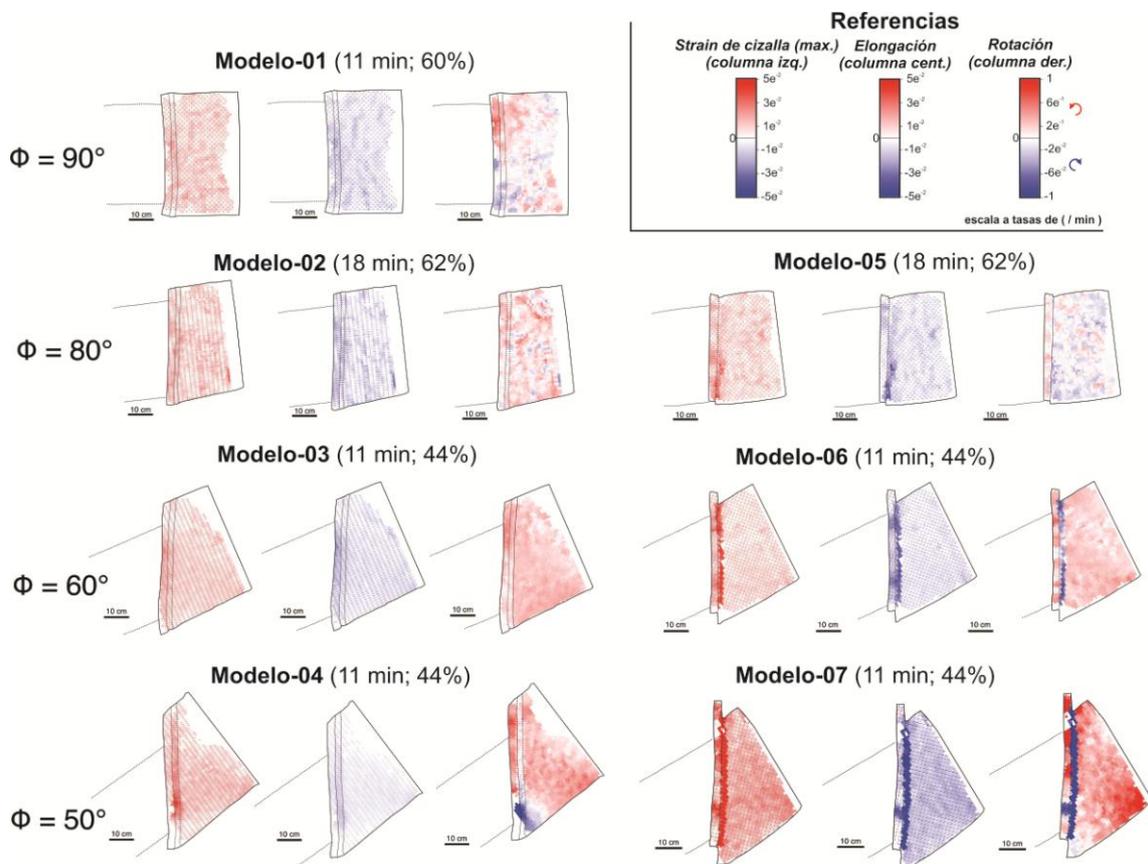
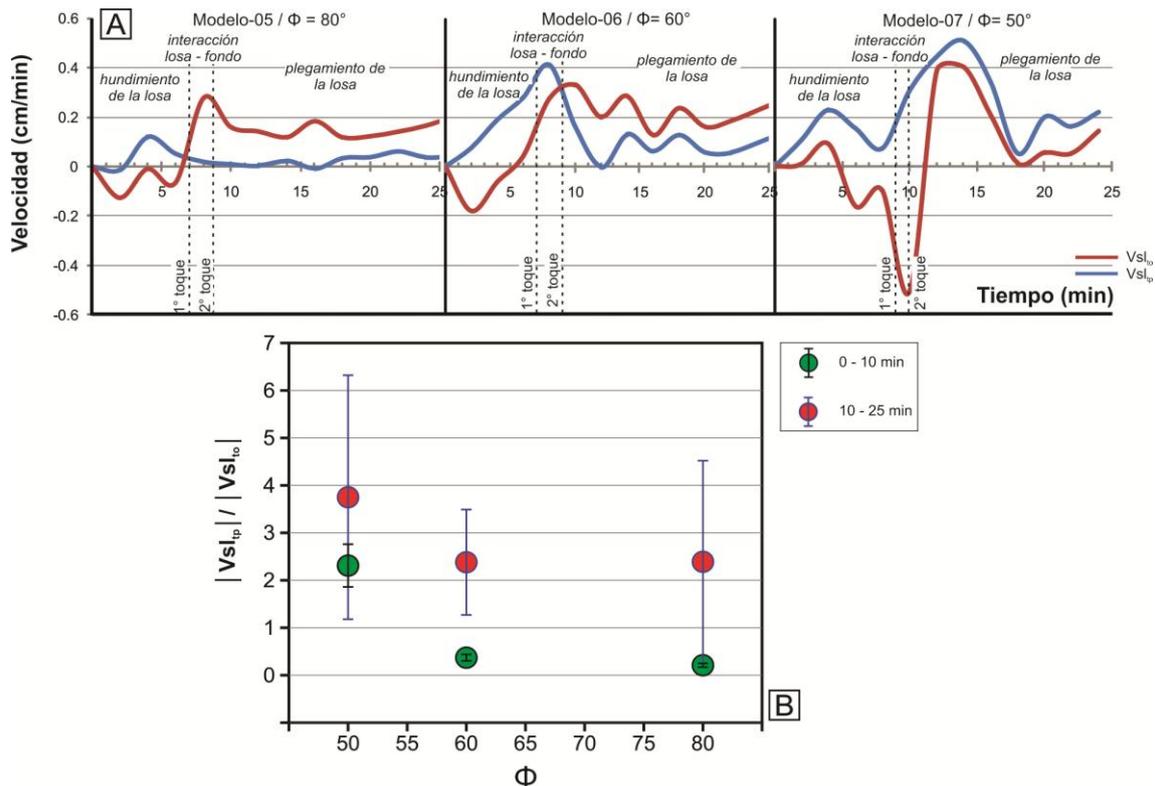


Figura 6.11. Mapa de componentes de tasas de deformación ( $s^{-1}$ ) en la placa cabalgante (vista aérea), para la etapa de plegamiento de la losa y acortamiento.

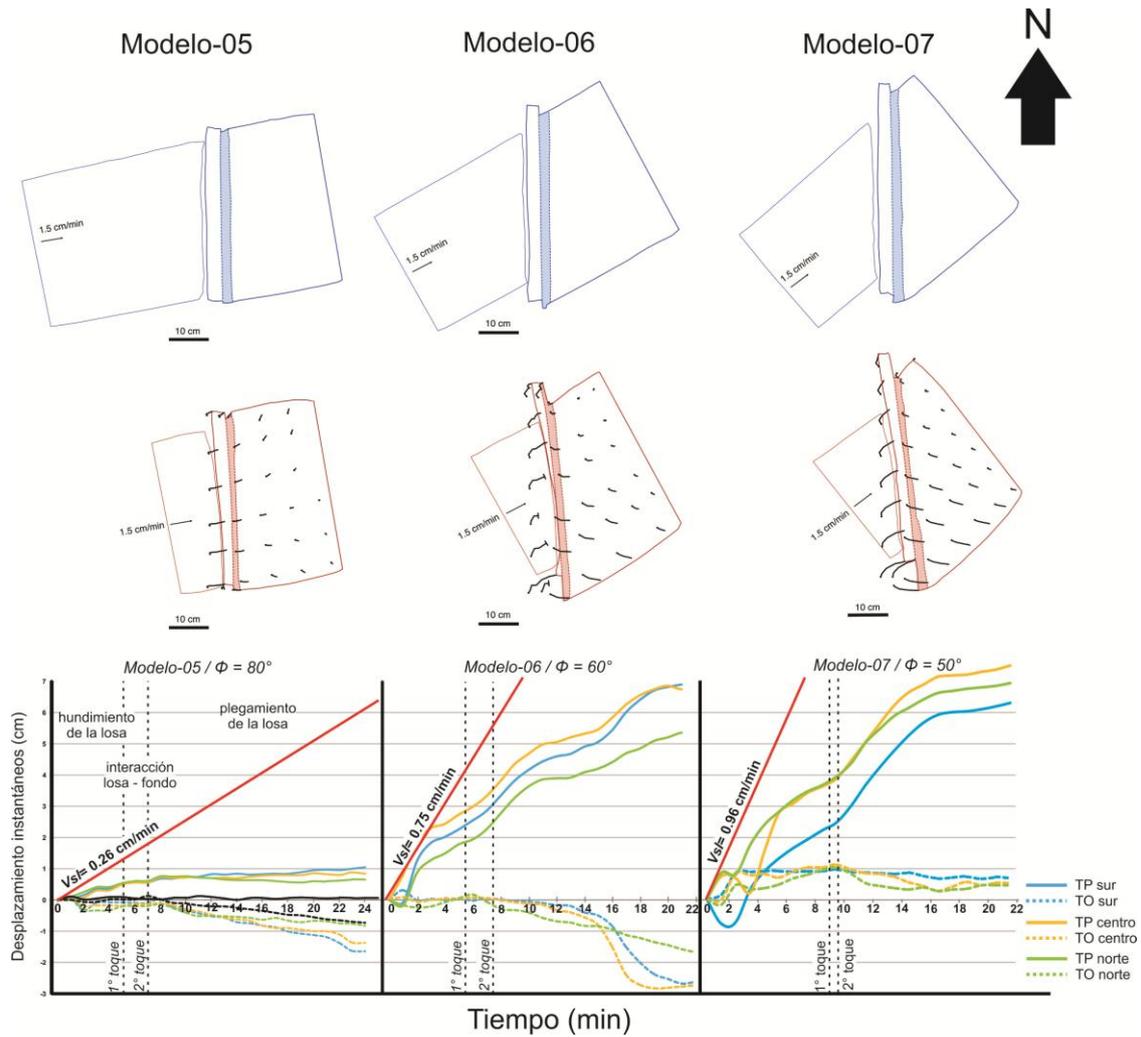
**6.4.2.3. Movimiento de *sliver*.** En particular, el bloque de antearco en los experimentos simulados con una discontinuidad a lo largo de la interfaz antearco-arco, evoluciona a través de una historia de tres pasos: (i) despegue del antearco y movimiento en retracción, (ii) movimiento en avance del

antearco, y por último, (iii) acreción del antearco. Durante la primera etapa, la losa se hunde y se retrae, siendo este movimiento en retracción acompañado por el *sliver* de antearco (Fig. 6.8). Dado que el movimiento de *sliver* hacia el océano es más rápido que el movimiento respectivo del resto de la placa superior, este bloque costero se separa y se mueve de forma independiente. A pesar que el desprendimiento es inducido por extensión, también una componente de movimiento levemente sinistral ( $-V_{sl_{tp}}$ ; Fig. 6.12), que resulta mayor a medida que aumenta el ángulo de oblicuidad (Fig. 6.8). La separación del *sliver* del antearco de la placa superior crea un espacio en la discontinuidad antearco-arco, que se compensa con el ascenso de jarabe de glucosa (es decir, representado en la naturaleza por el manto astenosférico subcontinental). Cuando el lado más largo de la losa llega al fondo del tanque, comienza la segunda etapa (figs. 6.10, 6.11). Durante esta etapa de interacción losa – fondo del tanque, el buzamiento somero de la losa induce el avance de la trinchera, que induce un movimiento de avance del *sliver* de antearco (Fig. 6.11). Este paso de la etapa 1 a la etapa 2 es evidente en la figura 6.12, donde se observan valores altos, al mismo tiempo que positivos, de la componente  $V_{sl_{tp}}$  del movimiento de *sliver*. El avance del *sliver* de antearco conduce finalmente a la última etapa representada por la acreción de este bloque contra el resto de la placa superior (figs. 6.9, 6.10, 6.11). Durante esta etapa, aumenta la velocidad total del movimiento de *sliver*, y la relación  $V_{sl_{tp}} / V_{sl_{to}}$  se vuelve más grande a medida que aumenta el ángulo de oblicuidad (Fig. 6.11). El acortamiento provocado por el empuje continuo de la placa de subducción se acomoda por un bajocorrimiento que monta el arco sobre el *sliver* de antearco, y por altas tasas de deformación y cizallamiento en el dominio del arco (figs. 6.9, 6.10).



**Figura 6.12.** Cinemática del movimiento de *sliver*. **A)** Componentes ortogonal ( $V_{sl_{to}}$ ) y paralela ( $V_{sl_{tp}}$ ) a la trinchera del vector movimiento de *sliver* para diferentes ángulos de oblicuidad. **B)** Relación para las etapas de hundimiento (0-10 min) y plegamiento de la losa (10-25 min).

El desplazamiento total del antearco varía entre los modelos: entre 0,8-1 cm (53-66 km en la naturaleza) para el caso de  $\Phi = 80^\circ$ , entre 5,3-7 cm (350-462 km en la naturaleza) para el caso de  $\Phi = 60^\circ$ , y finalmente entre 6.2-7.5 cm (409-495 km en la naturaleza) para el caso de  $\Phi = 50^\circ$  (Fig. 6.13). Cabe señalar que el movimiento no es constante a lo largo del tiempo y los valores más altos se observan durante la primera fase de la subducción. De esta forma, el desplazamiento total ocurre en un lapso de 46-48 Ma (23-24 min en el laboratorio).



**Figura 6.13.** Trayectoria acumulada de las partículas en la placa cabalgante y evolución en el tiempo de los desplazamientos instantáneos paralelos (TP) y ortogonales (TO) a la trinchera entre pares de puntos ubicados en el antearco y retroarco en las porciones norte, central y sur de la placa superior. En el gráfico desplazamientos vs tiempo, la línea roja representa la velocidad teórica máxima esperada del *sliver*, siguiendo la forma  $V_{slmax} = V_{sl} \cos \phi$ .

## 6.5. DISCUSIÓN

Dado que previo a la subducción de la dorsal de Chile, como así también en sus inicios, todo el margen occidental de Patagonia estuvo sometido a convergencia oblicua por la subducción de la placa de Nazca, el interés de modelar sistemas de subducción estuvo enfocado en los casos que presenta ángulos de convergencia oblicuos a la trinchera. Asimismo, en el **“capítulo 5”** se discutió el origen del sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui como una estructura heredada de fábrica de basamento, y por ello, ausente en los Andes Patagónicos del Sur. Tomando esta premisa, introducimos una “debilidad” entre

el arco y antearco, para modelar sistemas oblicuos con y sin una estructura heredada. Los resultados obtenidos serán discutidos en este apartado en pos de obtener nuevas perspectivas sobre los sistemas de subducción oblicuos, y en particular, sobre la evolución cenozoica de los Andes Patagónicos.

**6.5.1. Deformación de la placa cabalgante en modelos de convergencia oblicua y perpendicular a la trinchera.** Los experimentos de subducción han sido desarrollados para entender las fuerzas que conducen la tectónica de placas, la evolución de la losa, movimientos de placas y trinchera, y como la conjunción de estas variables ejercen control sobre el estado de la deformación en la placa cabalgante (p. ej., Funicello et al., 2003, Bellahsen et al., 2005; Heuret et al., 2007; Espurt et al., 2008; Guillaume et al., 2009, 2010; Martinod et al., 2013; Chen et al., 2016; entre otros). En términos generales, es posible afirmar que existe una relación directa entre la deformación de la placa cabalgante con el ángulo de la losa y el movimiento de la trinchera, como ya había sido notado previamente por otros experimentos de laboratorio (p. ej., Heuret et al., 2007, Guillaume et al., 2009). Como se ejemplificó en la figura 6.6, ángulos de losa empinados y movimiento de trinchera en retracción (es decir, *roll-back*) favorecen condiciones de deformación neutra a extensional, por el contrario, ángulos de losa someros y trincheras que avanzan son propicios para producir regímenes de acortamiento. Como se describió en los modelos, esto ocurre tanto para sistemas de subducción con convergencia oblicua y perpendicular a la trinchera. Por lo tanto, el ángulo de convergencia no modificaría la dinámica de la subducción ni el patrón de la deformación longitudinal. Sin embargo, se aprecian diferencias en cuanto al patrón de deformación en 2D. A escala de placa, es posible apreciar que a medida que se incrementa el ángulo de oblicuidad la deformación se aparta de la cizalla pura y permanece en el campo de la cizalla sub-simple. Es decir, la vorticidad ( $Wk$ ) decrece en función de  $\cos \Phi$  (Fig. 6.6). Estos hallazgos parecen estar en concordancia con enfoques numéricos sobre el modelado de la deformación en régimen transpresivo (p. ej., Fossen et al., 1994, 1998). Sin embargo, al considerar la deformación como homogénea a escala de placa, se pasan por alto los dominios litosféricos internos (antearco, arco y retroarco) donde la deformación puede estar distribuida heterogéneamente. En este sentido, los

experimentos de laboratorio realizados en esta tesis pueden ser comparados con muchos modelos geológicos de partición de la deformación en orógenos de tipo Andino (p. ej., Folguera y Ramos, 2002), donde el arco volcánico está sometido a transpresión concomitante con el crecimiento hacia el cratón de la faja plegada y corrida de retroarco (Cembrano et al., 2002; Folguera y Ramos, 2002; Echaurren et al., 2017).

**6.5.2. Mecanismos detrás de despegar un *sliver* de antearco.** En zonas de subducción con convergencia oblicua, a menudo se desarrolla transporte de bloques costeros (*sensu* Beck, 1983). Estas piezas ubicadas antes del arco, conocidas como “astillas” o “*sliver*”, suelen estar desacopladas del resto del continente por medio de una falla paralela a la trinchera donde se acumula el deslizamiento (Fitch, 1972; Jarrad, 1986b; Beck et al., 1993; Nelson et al. 1994). Según algunos autores (p. ej., Beck et al., 1993, Chemenda et al., 2000) el movimiento del *sliver* es favorecido por altos ángulos de convergencia, un ángulo somero de subducción de la losa, alto acoplamiento mecánico entre placas y la existencia de una zona de debilidad.

Chemenda et al. (2000) a través de experimentos de laboratorio demuestran que el movimiento de *sliver* (evidencia de partición de deformación) solo ocurre si la placa superior contiene una debilidad, ya sea en forma de una corteza adelgazada o fallada. Los resultados provistos por los experimentos de subducción en esta tesis son consistentes con esta observación, ya que el desacoplamiento del *sliver* de antearco solo fue posible en los experimentos diseñados con la presencia de una discontinuidad / debilidad a lo largo de la placa superior. En particular, se simuló esta discontinuidad como una falla discreta y heredada, emplazada a lo largo de la discontinuidad antearco-arco. De esta manera, la discontinuidad reduce el efecto de adherencia entre los dominios del antearco y del arco, lo que induce el movimiento independiente del *sliver* de antearco del resto de la placa superior.

Adicionalmente, Chemenda et al. (2000) relacionaron el movimiento del *sliver* con la fricción de intraplaca, demostrando que el movimiento del *sliver* es efectivo en condiciones de alta fricción de intraplaca. La fuerza de fricción ( $F_f$ ) fue definida por Chemenda et al. (2000) de la forma:

$$F_f = S \tan$$

donde  $S$  es la superficie interplaca y  $\tan$  el esfuerzo de fricción interplaca. La  $F_f$  podría descomponerse a través de sus tres componentes, es decir, vertical ( $F_{fz}$ ), paralela a la trinchera ( $F_{fy}$ ) y ortogonal a la trinchera ( $F_{fx}$ ), de la siguiente manera:

$$F_{fz} = F_f \cos \Phi' \sin \beta; F_{fy} = F_f \sin \Phi'; F_{fx} = F_f \cos \Phi' \cos \beta;$$

Siendo el ángulo de subducción y  $\Phi' = 90 - \Phi$ . De este modo, se evidencia que cuanto mayor es el ángulo de oblicuidad ( $\Phi'$ ), esto promueve el movimiento lateral del *sliver* dado que aumenta la componente de la fuerza de fricción paralela a la trinchera. Esta consecuencia directa ya había sido notada por Chemenda et al. (2000). Además, los experimentos de subducción de esta tesis confirman tal afirmación, mostrando que cuanto mayor es la oblicuidad de la convergencia, resulta menor la relación  $V_{sl_{pt}} / V_{sl_{ot}}$  (Fig. 11). Una consecuencia pasada por alto en las ecuaciones indicadas anteriormente está relacionada a la dinámica de la losa. Bajo condiciones de ángulos de subducción someros la componente  $F_{fx}$  debería aumentar, deteniendo el movimiento de la astilla. Las observaciones obtenidas desde los experimentos de subducción muestran que durante la etapa 2 del movimiento del *sliver*, el hundimiento de la losa es poco profundo y el *sliver* se mueve con una alta componente de velocidad ortogonal a la trinchera (Fig. 11) impulsando su acreción mediante un bajocorrimiento. Por lo tanto, parece probable que ángulos de subducción someros conduzcan a cancelar el movimiento lateral del *sliver* de antearco.

Se ha demostrado que el movimiento del *sliver* es muy complejo e implica desprendimiento y acreción, y no solo movimientos laterales, como se lo abordado tradicionalmente. De hecho, la mayor cantidad de movimiento se alcanza durante la etapa de desprendimiento y retracción hacia el océano. De este modo, la relación entre convergencia de placas, hundimiento de la losa y las heterogeneidades heredadas de la litosfera surgen como los principales factores que ejercen control sobre la tectónica de *sliver*. Así, el movimiento podría ser promovido por una falla heredada que corre a lo largo de la

discontinuidad antearco-arco, y como se era de esperarse, por un alto ángulo de convergencia oblicuo de trinchera. Por otro lado, ángulos someros de subducción tenderían a detener el movimiento lateral del *sliver* promoviendo los desplazamientos verticales (es decir, desarrollo de corrimientos). Asimismo, otros factores geológicos difíciles de evaluar bajo condiciones de laboratorio podrían ejercer control sobre el movimiento del *sliver*, como por ejemplo la lubricación de la superficie de la falla.

**6.5.3. Implicancias sobre la arquitectura del orógeno Patagónico.** El orógeno de los Andes Patagónicos puede ser dividido en dos sectores: Andes Patagónicos del Norte y Sur (p. ej., Ramos, 1999, Ramos y Ghiglione, 2008). Una gran diferencia entre ambos segmentos orogénicos es que el sector norte presenta una estructura paralela a la trinchera que corre a lo largo del arco volcánico, conocida como sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui (Hervé, 1976; Cembrano et al., 1996). Hacia el sur de los 46°S, esta estructura se vuelve cóncava hacia la trinchera y desaparece, dando lugar a los Andes Patagónicos del Sur. Así, los modelos que se presentaron simulan la evolución tectónica durante el Cenozoico tardío para los Andes Patagónicos. Aquellos modelos de subducción oblicua sin *sliver* podrían ser aplicados para entender la tectónica de los Andes Patagónicos del Sur, mientras que aquellos con *sliver*, podrían ser aplicados para los Andes Patagónicos del Norte.

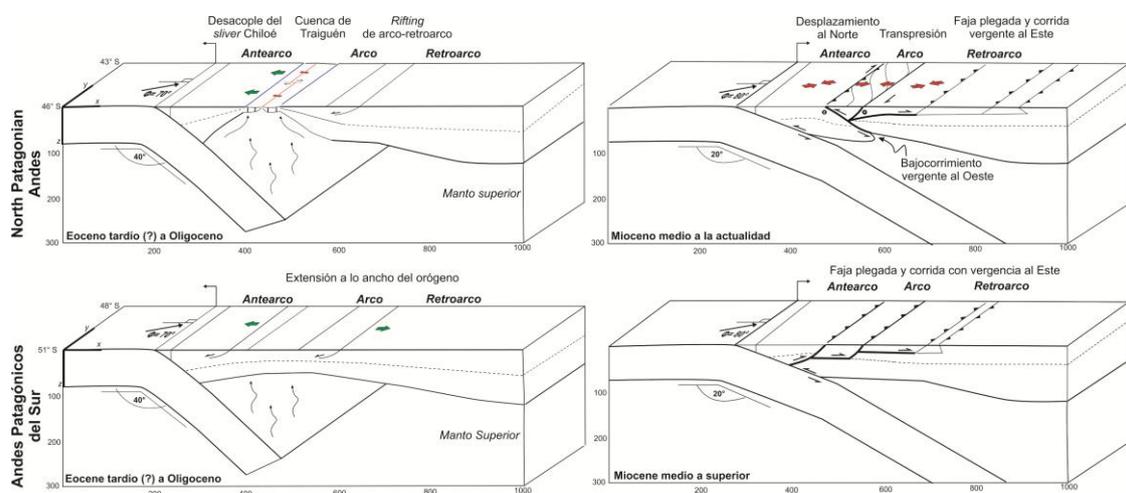
Durante los inicios de la subducción en los experimentos, al igual que sucede en el marco de la subducción de la Placa de Nazca para el Oligoceno-Mioceno temprano de Patagonia, el *roll-back* negativo de la losa favorece un régimen extensional (p. ej., Fennell et al., 2018). Sin embargo, la existencia de una estructura heredada del basamento, como se simuló en los modelos desacoplados, drásticamente modifica el marco tectónico. En estos experimentos, durante el *roll-back* se produce el desacople de un *sliver* de antearco a través de esta discontinuidad, generando un “espacio” entre el antearco y arco, que es ocupado por el ascenso del jarabe de glucosa. En este sentido, a lo largo del SLFO se encuentran emplazados depocentros extensionales con presencia de lavas basálticas tipo *pillow* con afinidad geoquímica mixta, hallándose basaltos de arco, toleíticos y MORB (Encinas et al., 2016), asignados a la cuenca de Traiguén. El origen de esta cuenca es

motivo de debate, se ha asignado a una tectónica extensional durante el *slab-roll back* de la placa de Naca durante el Oligoceno (Encinas et al., 2015, Hervé et al., 2017; Quezada et al., 2021) o como cuenca de *pull apart* generada por rotaciones rígidas de bloques a lo largo del LOFS (Hervé et al., 1995), consistente con los modelos de tectónica de contrafuerte (es decir, *buttressing*) propuestos por Beck et al. (1993). Asimismo, si se desarrolló una corteza anómalamente delgada (Encinas et al. 2015) o un centro de expansión oceánico (Hervé et al., 1995, 2017; Quezada et al., 2021) también es incierto. Los experimentos de subducción presentados en esta tesis apoyan que el origen de la cuenca de Traiguén esté asociado con una tectónica extensional desarrollada en relación al desarrollo de un centro de expansión oceánico (Fig. 12). Esta configuración se habría desarrollado durante una etapa de retroceso de la losa que induce la traslación hacia el océano y el desprendimiento del *sliver* de Chiloé, lo que lleva al manto astenosférico a ascender y aflorar a lo largo de la discontinuidad antearco-arco (Fig. 12).

Luego, una vez que la losa llega al fondo del tanque, es decir, la discontinuidad a los 600 km de profundidad, la placa superior permanece bajo un régimen de deformación por acortamiento provocado por el hundimiento de la losa y el avance de la trinchera. En los experimentos de subducción con *sliver*, el acortamiento a través de la placa superior se acompaña del movimiento hacia el antepaís del *sliver* y su acreción final (figs. 9, 10). El mecanismo de acreción implica un bajocorrimiento, a través del cual el arco se monta sobre el *sliver* de antearco, concomitante con un movimiento lateral de cinemática dextral. De esta manera, los Andes Patagónicos del Norte registran acortamiento y crecimiento andino a lo largo del Mioceno medio-tardío (Ramos et al., 2015; Echaurren et al., 2017; Folguera et al., 2018), y un pulso de transpresión dextral a lo largo del arco durante el Neógeno (Quezada et al., 2021) concentrado en el Plioceno (Cembrano et al., 2002), así como la sismicidad activa asociada a un régimen tectónico de desplazamientos laterales (Lange et al., 2008; véase más en **capítulo 7**). Bajo esta visión, la orogénesis andina del Mioceno en los Andes Patagónicos del Norte se relacionaría con la acreción del *sliver* de Chiloé (Fig. 12), de acuerdo con lo propuesto por Hervé et al. (2017). Por lo tanto, la arquitectura orogénica doble-vergente está definida por la

acreción del *sliver* que induce la generación de un bajo corrimiento vergente al océano concomitante con el crecimiento hacia el este de la faja plegada y corrida de retroarco, con un punto S ubicado por debajo del sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui (Fig. 12).

Surgen consideraciones adicionales cuando se compara la evolución previamente detallada con la tectónica cenozoica en los Andes Patagónicos Sur. A medida que el SFLO desaparezca al sur 46 ° S, la extensión en los Andes Patagónicos Sur es significativamente menor, ya que solo se registran rocas sedimentarias de ambientes marinos poco profundos intercaladas con flujos piroclásticos derivados del arco (Fig.12) (Cuitiño y Scasso, 2010; Barberón et al., 2018; Aramendía et al., 2019). Asimismo, las variaciones a lo largo del rumbo en la arquitectura orogénica son evidentes. Como se explicó anteriormente, en el norte 46 °S el segmento orogénico se interpreta como bivergente (Fig.12), mientras que varios autores describen el segmento orogénico al sur 46 ° S como una faja plegada y corrida vergente hacia el este (p. ej., Ghiglione et al., 2009, 2019; Fosdick et al., 2011; Ronda et al., 2019). Esto indica que el sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui ejerció un fuerte control sobre la extensión a lo largo de los Andes Patagónicos, aumentando el factor de estiramiento y permitiendo el alzamiento del manto astenosférico a niveles estructurales someros, así como también, sobre las variaciones a lo largo del rumbo en la arquitectura orogénica debido a la acreción del *sliver* de antearco durante tiempos del Mioceno.



**Figura 6.14.** Representaciones esquemáticas en 3D exhibiendo las perspectivas aportadas por los experimentos de subducción sobre la tectónica cenozoica de los Andes patagónicos. Así, una conjunción de factores entre los que se destacan el ángulo de convergencia, la evolución de la losa y las heterogeneidades en la placa superior, influenciaron la evolución de cuencas y la arquitectura orogénica.

## 6.6. CONCLUSIONES

Se realizaron un conjunto de experimentos en laboratorio a escala del manto que reproducen subducción de una losa oceánica por debajo de un continente. La novedad de estos experimentos es que presentan convergencia de placas oblicua a la trinchera, un aspecto poco evaluado en la tectónica Andina.

En estos modelos la dinámica de la subducción está principalmente controlada por la interacción de la losa con la discontinuidad de 660 km. La geometría de la losa alterna estadios de ángulos someros y empinados, que se traducen en la placa cabalgante como acortamiento y extensión perpendicular a la trinchera. En cuanto al estado de la deformación en 2D, la deformación se aparta de la cizalla pura a medida que se incrementa el ángulo de oblicuidad y permanece en el campo de la cizalla sub-simple. La deformación en estos modelos se concentra principalmente en los dominios litosféricos de antearco-arco. Cuando se introdujo una discontinuidad a lo largo de la interfaz antearco-arco, solo en esos casos se desarrolló una tectónica de *sliver*, que puede ser resumida en tres etapas cinemáticas: (i) despegue y retracción, (ii) movimiento en avance y (iii) avance y acreción. Estos resultados obtenidos por medio de los experimentos de laboratorio permiten realizar analogías con la tectónica del Cenozoico tardío a lo largo de los Andes Patagónicos. En este sentido, interpretando al SFLO como una estructura heredada del basamento, las variaciones a lo largo de la cordillera en términos de evolución de cuencas y arquitectura orogénica pueden ser efectivamente explicadas.

## **CAPÍTULO 7. SISMICIDAD Y ESFUERZOS EN RELACIÓN A LA DORSAL DE CHILE**

Para estudiar la distribución de la sismicidad y el campo de esfuerzos actual resultante del ambiente tectónico que se desarrolla en la Patagonia Austral, se analizaron bases de datos de eventos sísmicos y mecanismos focales de terremotos. A partir de este análisis, se encontró que el conjunto de eventos sísmicos de intraplaca continental está interrumpido por un *gap* sísmico de ~450-470 km ubicado justo por encima de la ventana astenosférica. La inversión formal de esfuerzos señala un régimen tectónico de desplazamiento de rumbo al norte del punto triple de Chile con EHmax (esfuerzo compresivo horizontal máximo) oblicuo a la trinchera, mientras que al sur de los 50°S, se reactiva la faja plegada y corrida con un EHmax en dirección E-O. La propuesta a la que se arriba es que el comportamiento sismotectónico de la placa continental sudamericana está perturbado en un primer orden por la intersección dorsal-trinchera, de este modo, conduciendo a un campo de esfuerzos heterogéneo.

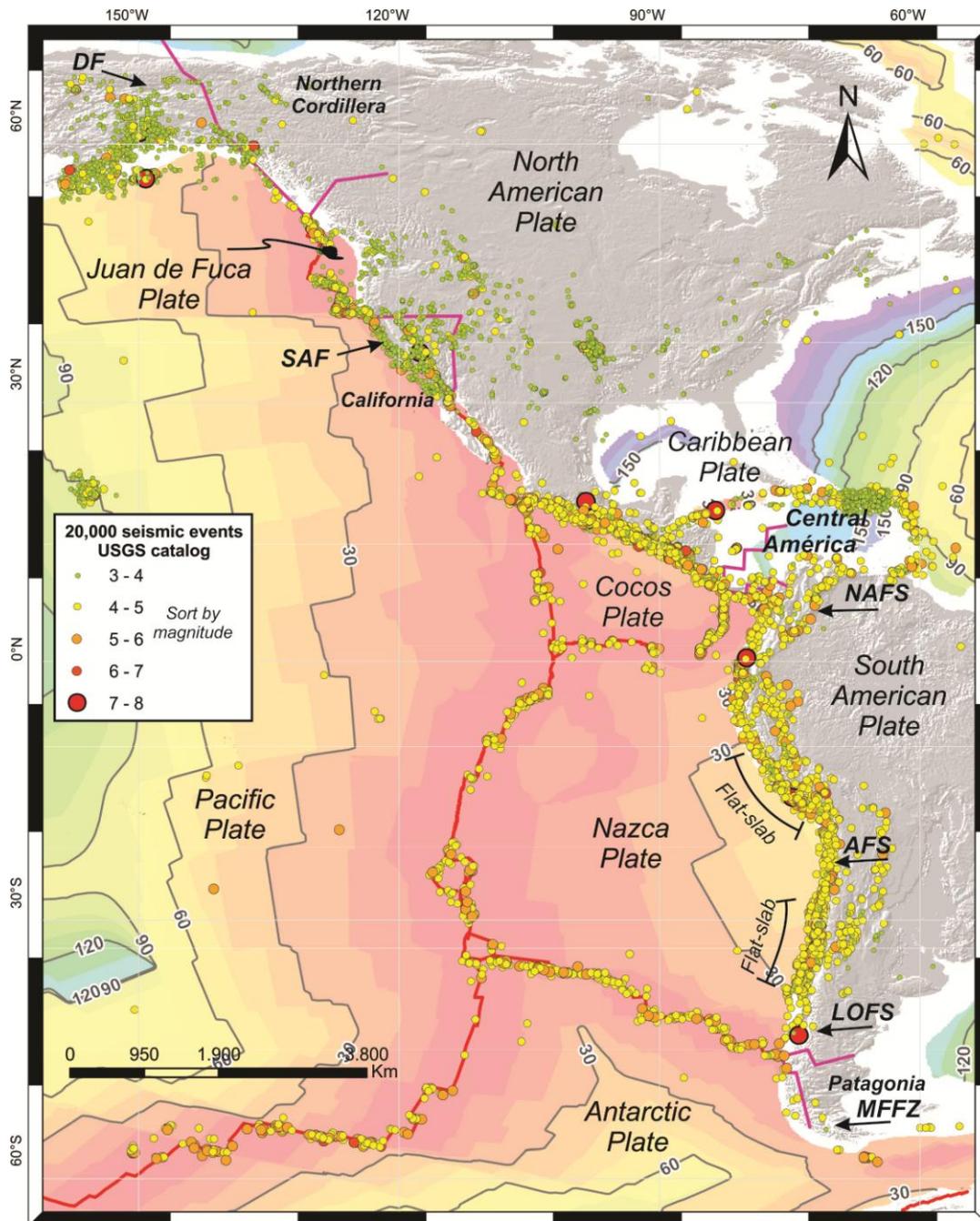
### 7.1. ¿CON QUE FINALIDAD ESTUDIAR LA SISMICIDAD EN LOS ANDES PATAGÓNICOS?

La cadena Andina es una región de sismicidad activa conducida por las fuerzas de límite de placa, y a pesar de que a grandes rasgos el resultado es un faja continua de sismicidad, los regímenes de esfuerzo pueden ser variables a lo largo del rumbo (p. ej., Zoback, 1992) como así también la distribución de la sismicidad. Esto último, en gran parte depende de la configuración de la placa oceánica que se subduce en cada región (Levin y Sasorova, 2009; Bilek, 2010). Por lo tanto, cada segmento Andino de subducción merece un enfoque sismotectónico específico para abordar sus particularidades.

Muchas especulaciones sobre la deformación neotectónica de la placa continental en Patagonia han sido formuladas, respecto a la interacción dorsal-trinchera y la subsecuente apertura de la ventana astenosférica. Estas propuestas han sido formuladas desde diversas metodologías tanto directas como indirectas, e involucran el análisis cinemático de fallas (Lagabrielle et al., 2004), estudios geomorfológicos (Lagabrielle et al., 2004; Guillaume et al., 2009b; Scalabrino et al., 2010; Georgieva et al., 2016), termocronología de baja temperatura (Guillaume et al., 2013; Georgieva et al., 2016) y modelado *pseudo-numérico* (Guillaume et al., 2009a). A pesar de que la sismicidad es la herramienta más poderosa para estudiar y comprender la neotectónica, los estudios sismológicos en esta región son prácticamente inexistentes. Cabe destacar la red sísmica local y temporal en el sector norte de la ventana astenosférica desplegada por Agurto-Detzel et al. (2014), la cual no reportó sismicidad de naturaleza tectónica.

Para poder volver atrás a tiempos del Cenozoico tardío y comprender como fue el comportamiento mecánico de la placa continental, es necesario analizar el actual ambiente tectónico para obtener mayores restricciones. En este sentido, el objetivo de estudiar la sismicidad a lo largo de los Andes Patagónicos es comprender a través de una poderosa herramienta, qué tipo de fuerzas operan y cómo se comporta la litósfera continental en una región sometida a los efectos físico-químicos como los que produce la apertura de una ventana astenosférica. Para tal propósito, en este capítulo se analiza la distribución de

la sismicidad y los mecanismos focales a lo largo de los Andes Patagónicos desde redes sísmicas globales y locales.



**Figura 7.1.** Distribución de la sismicidad somera a lo largo de los Andes, graficada sobre un mapa de edades de fondo oceánico (rojo=joven, violeta=antiguo; tomadas desde Müller et al., 2016 usando el *software* libre GPlates). Este mapa muestra como la distribución de la sismicidad es heterogénea tanto en magnitud como en concentración. Note que a lo largo de los Andes hay cuatro sectores con subducción de dorsales sísmicas y apertura de ventanas astenosférica (líneas rosas; reconstrucciones tomadas de Thorkelson et al., 2011) y solamente aquella ubicada en California presenta sismicidad significativa.

## 7.2. EVOLUCIÓN GEOMÉTRICA Y CINEMÁTICA DE LA DORSAL DE CHILE

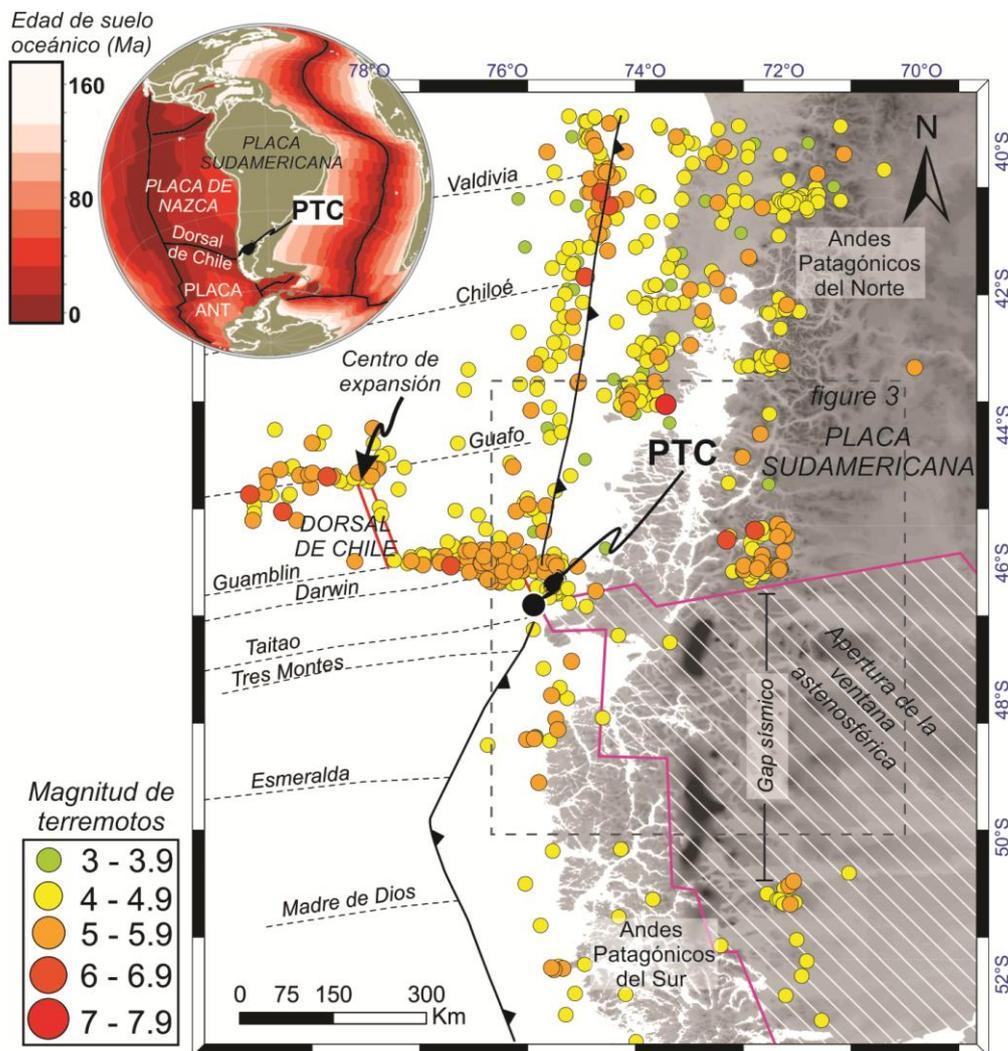
Durante la historia cenozoica tardía de convergencia de placa (Somoza y Ghidela, 2012) se desarrolló a los ~18 Ma un punto cuádruple inestable entre las placas oceánicas Antártica, Nazca y Phoenix, y la región más austral del continente Sudamericano (Breitsprecher y Thorkelson, 2009). Desde los 17 Ma, una serie de segmentos paralelos a la trinchera de la dorsal de Chile se subducieron bajo los Andes Patagónicos del Sur, produciendo una tendencia general de migración hacia el norte del Punto Triple de Chile hasta alcanzar su actual posición al oeste de la península de Taitao a los 46° 09'S (figs. 7.1, 7.2; Cande y Leslie, 1986; Tebbens et al., 1997; Bourgois et al., 2000, 2016; Breitsprecher y Thorkelson, 2009).

Esta configuración produce escenarios altamente contrastantes: al sur del Punto Triple de Chile (PTC) la placa Antártica tiene dirección de convergencia ortogonal a la trinchera y a velocidad de ~2 cm/año, mientras que al norte del PTC, la placa de Nazca tiene N80° como dirección de convergencia y velocidad de ~8,4 cm/año (modelo NUVEL-1A, DeMets et al., 1990, 1994).

Como una consecuencia de la diferencia entre la convergencia (velocidad y dirección) de las placas que se subducen, desde el Mioceno se estuvo desarrollando una ventana astenosférica bajo Patagonia Austral, que se denomina Ventana Astenosférica de Patagonia (figs. 7.1, 7.2). Esta característica de la fábrica del suelo oceánico ha sido reconstruida geométricamente por modelos cinemáticos de placa (Breitsprecher y Thorkelson, 2009) y evidenciada por medio de imágenes tomográficas (Russo et al., 2010). La ventana astenosférica desencadena un flujo calórico superficial muy alto (Ávila y Dávila, 2018), tectónica extensional sobre las porciones internas de la faja orogénica (Lagabrielle et al., 2007, Scalabrino et al., 2010, 2011), un ascenso del relieve regional en la región extra-Andina ya sea por mecanismo dinámicos (Guillaume et al., 2009, 2010; Pedoja et al., 2011) o isostáticos (Ávila y Dávila, 2020) y cambio en la geoquímica de las rocas volcánicas desde magmatismo de arco calco-alcalino a *plateau* basálticos de retroarco (Ramos y Kay, 1992; Gorrying et al., 1997).

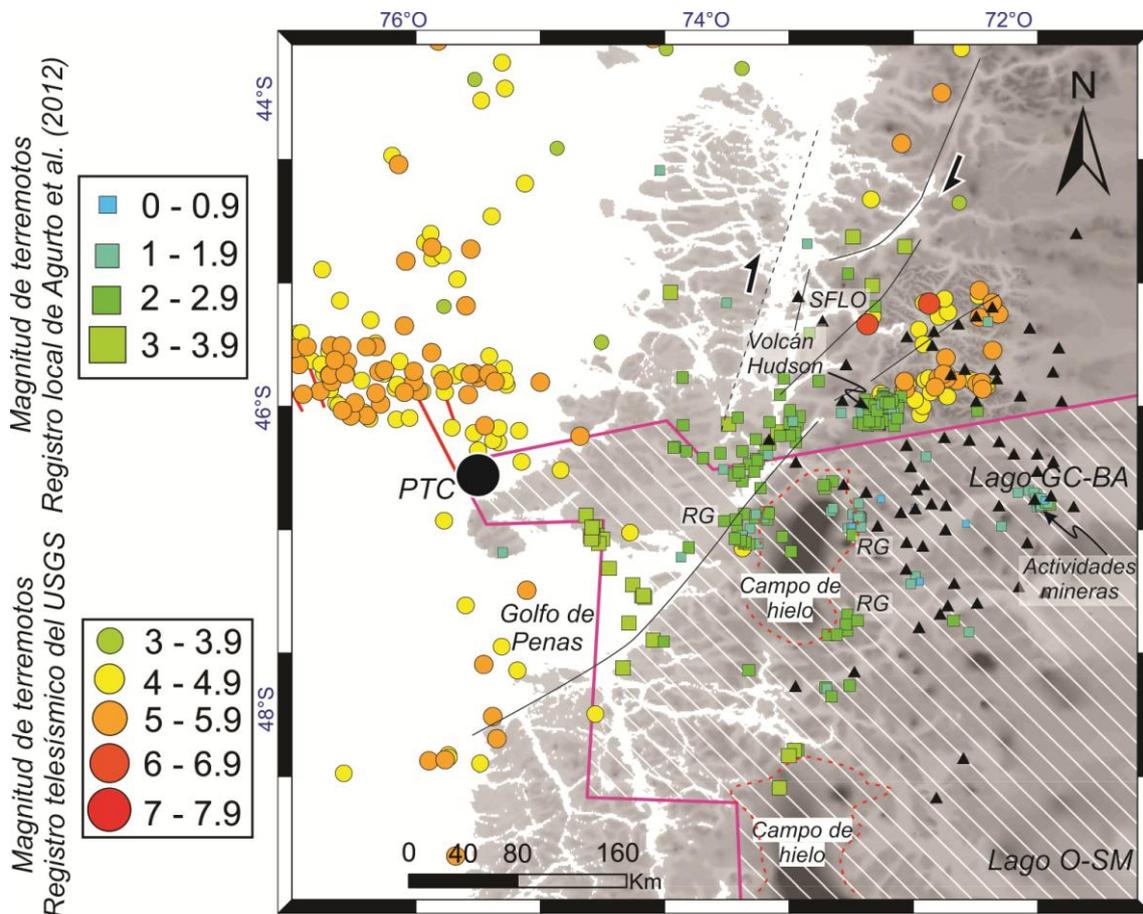
### 7.3. METODOLOGÍA

**7.3.1. Base de datos y determinación de regiones sísmicas.** Se recopiló una base de datos de carácter regional de eventos sísmicos y soluciones de planos de falla de terremotos a lo largo de los Andes Patagónicos. Para tal propósito, se descargó desde el catálogo global del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS; [earthquake.usgs.gov/earthquakes](http://earthquake.usgs.gov/earthquakes)) eventos sísmicos someros, es decir, aquellos con hipocentro menor a 70 km, para el periodo 1979-2019. Para aumentar la cobertura de datos proporcionada por el catalogo anteriormente nombrado, se incluyeron datos de Agurto-Detzel et al. (2014) para el período 2004-2005. Esta red sísmica temporal y local, cubre la porción norte de donde actualmente se desarrolla la ventana astenosférica.



**Figura 7.2.** Configuración de placas sobre el margen occidental de Patagonia, mostrando la distribución espacial de la sismicidad somera y las principales características de la fabrica del

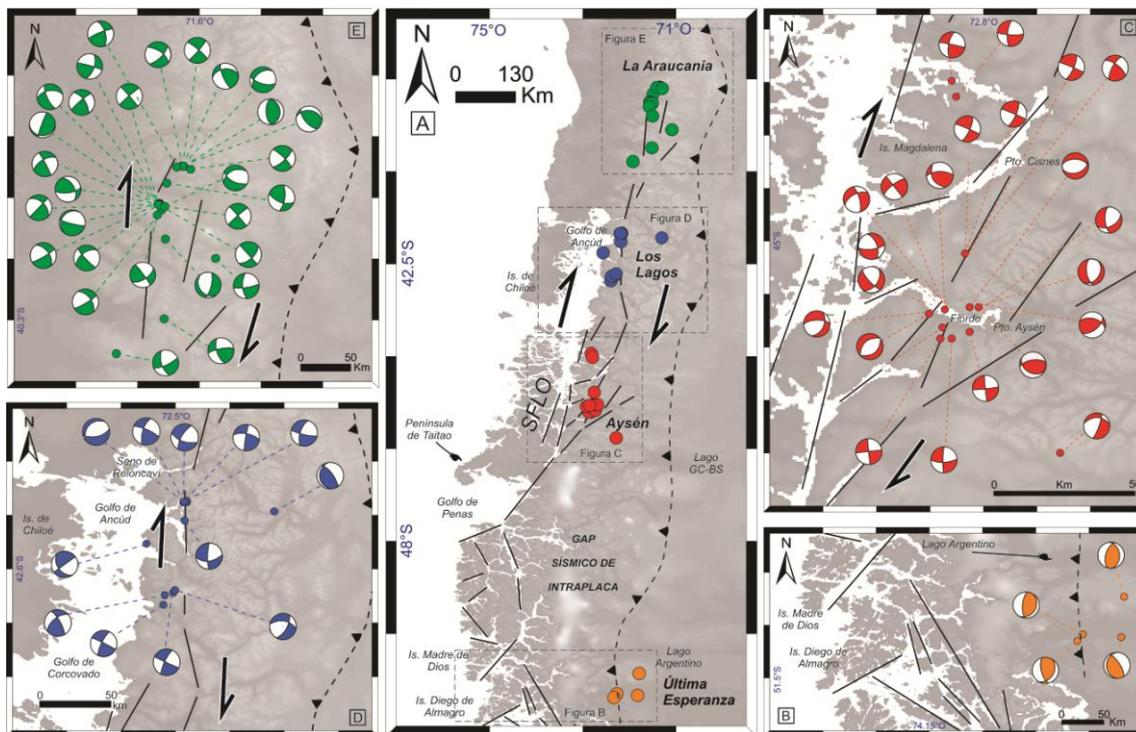
suelo oceánico (basado en Cande y Leslie, 1986, Breitsprecher y Thorkelson, 2009). Las líneas rosas indican la proyección actual en superficie de la ventana astenosférica (tomado de Breitsprecher y Thorkelson, 2009). PTC: Punto Triple de Chile.



**Figura 7.3.** Distribución de la sismicidad alrededor del Punto Triple de Chile (PTC) obtenida de registros globales (catalogo del USGS) y locales (Agurto-Detzel et al., 2014). El registro local que presenta Agurto-Detzel et al. (2014) no muestra sismicidad con magnitud  $M_L > 4$  y los terremotos principalmente están relacionados a procesos sin relación con la tectónica, como por ejemplo, la ruptura de glaciares (RG). Los triángulos negros indican la ubicación de estaciones sísmicas empleadas por Agurto-Detzel et al. (2014). GC-BA: General Carrera-Buenos Aires. O-SM: O'higgins-San Martín.

Por otro lado, la base de datos de mecanismos focales de terremotos fue construida utilizando como base los datos proporcionados por el catalogo GCMT (o Harvard-CMT; Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012). Además, se incluyeron datos de redes sísmicas temporales de carácter local desplegadas por Lange et al. (2008) para el periodo diciembre de 2004-noviembre de 2005, por Agurto et al. (2012) para el periodo julio de 2007-

febrero de 2008, y por Sielfeld et al. (2019) para el lapso temporal que abarca marzo de 2014-junio de 2015.



**Figura 7.4.** Mecanismos focales de terremotos de intraplaca a lo largo de los Andes Patagónicos. En los gráficos de *beachball*, el campo blanco señala contracción y el campo coloreado señala extensión.

**7.3.2. Inversión formal de esfuerzos.** Los métodos de inversión de esfuerzo están teóricamente basados en trabajos pioneros de Wallace (1951) y Bott (1959). Estos autores propusieron que el deslizamiento de roca sobre el plano de falla ocurre en la dirección del esfuerzo de cizalla máximo resuelto. Trabajando con mecanismos focales de terremotos, *a priori*, ambos planos nodales son considerados como planos de falla potenciales, a pesar de que, solo uno de estos representa la “falla”, y el otro, representa el plano auxiliar. Durante el procedimiento de inversión de esfuerzo (véase p. ej., Delvaux y Barth, 2010), como primer paso, el rango de posibles orientaciones de los ejes principales de esfuerzo (es decir  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ , y  $\sigma_3$ ) fueron obtenidos usando el método de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977; Delvaux y Sperner, 2003). Así, fueron obtenidos preliminarmente los parámetros de un tensor de esfuerzo. Siguiendo el procedimiento y para discriminar entre planos nodales, se eligió como plano de falla aquel mecánicamente más compatible, pero dado

que la metodología de inversión de esfuerzo asume reactivación de planos ya existentes como fallas, se tuvieron en cuenta restricciones geológicas sobre la orientación del plano de falla. Entonces, una vez discriminado entre planos nodales (es decir, división de la base de datos), el tensor de esfuerzo reducido final fue obtenido con la función denominado Optimización Rotacional por búsqueda de grilla, propuesta por Delvaux y Sperner (2003) e implementada en el *software Win-Tensor* (v- 5.8.8). En una primera instancia, esta función iterativa prueba los diferentes tensores de esfuerzo previamente filtrados por el rango de posibilidades propuestos por método de los diedros rectos. Luego, el tensor elegido por el *software* es aquel con el menor ángulo ( $\alpha$ ) de desajuste (*misfit*; Delvaux y Sperner, 2003; Delvaux y Barth, 2010). Este y otros parámetros, son definidos como:

- **Ángulo de desajuste (*misfit*):** es una medida del error o desviación angular de cada dato respecto al valor modelado de deslizamiento. Estos valores generalmente son representados en histogramas. Un pequeño porcentaje de error en los datos es considerado válido. Sin embargo, errores significativos pueden estar sugiriendo poblaciones heterogéneas, como así también, errores durante la adquisición del dato.
- **Relación de esfuerzo, R o  $\Phi$ :** es definido como  $R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$ . Este parámetro determina la forma del elipsoide de *stress*, desde 0=aplastamiento a 3=constricción. Generalmente estos datos se exhiben en gráficos X-Y, donde el eje de las abscisas es ocupado por el valor "R" y el eje de las ordenadas por el "n".
- **Índice de régimen de esfuerzo o R':** es definido como una función de la orientación de los ejes de esfuerzo y R. Este valor fluctúa entre 0 y 3, según sea:
  - $R'=R$  para régimen de fallamiento normal (NF).
  - $R'=(2-R)$  para régimen de fallamiento de rumbo (SS).
  - $R'=(2+R)$  para régimen de fallamiento inverso (TF).

#### 7.4. DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD

La base de datos global del catálogo del USGS para los últimos 40 años consiste en alrededor de 600 eventos someros con profundidad <70 km. Las magnitudes (*M<sub>w</sub>* y *M<sub>l</sub>*) son moderadas a altas y el 70% de los datos está concentrado en el rango de magnitudes entre 4 y 5. La distribución espacial de los terremotos someros a lo largo del rumbo de los Andes Patagónicos es heterogénea, con una fuerte concentración al norte del Punto Triple de Chile,

donde la sismicidad de intraplaca se aloja principalmente a lo largo del sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui (SFLO) (figs. 7.2, 7.3).

Hacia los Andes Patagónicos Australes, al sur del PTC, el registro sísmico es interrumpido por un *gap*, no documentado hasta el momento, de 470-450 km de largo desarrollado entre los 46,5° y 50,2° S (Fig. 7.2). Dentro del segmento norte del mencionado *gap*, Agurto-Detzel et al. (2014) detectó 274 eventos sísmico (incertidumbre de ubicación <20 km) para el periodo 2004-2005 (Fig. 7.3). De estos eventos, cabe destacar que ninguno pertenece a la zona de Wadatti-Benioff, mientras que los terremotos de intraplaca están ubicados a una profundidad menor a 10 km, y muestran baja magnitud (MI) entre 0,5-3,5 (Fig. 7.3). Estos eventos están asociados a volcanes, espacialmente ubicados sobre el sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui, como así también vinculados a rompimiento de glaciares y actividades mineras (Fig. 7.3) (Agurto-Detzel et al., 2014). Al sur del *gap* sísmico, la sismicidad de intraplaca es escasa y se ubica en el dominio estructural de la faja plegada y corrida (Fig. 7.2).

## **7.5. MECANISMOS FOCALES DE TERREMOTOS Y RÉGIMEN TECTÓNICO DE ESFUERZO**

A partir de la recopilación de datos disponibles de mecanismos focales de terremotos asociados a sismicidad de intraplaca, se analizan las variaciones del régimen de esfuerzo a lo largo de los Andes Patagónicos en regiones sísmicas ubicadas a ambos lados del PTC.

**7.5.1. Región al norte del Punto Triple de Chile.** La sismicidad de intraplaca al norte del PTC está anidada a lo largo de la traza principal y ramas secundarias del SFLO. Aquí, la sismicidad se sub-dividió en tres regiones o cajas sísmicas, de norte a sur, son: La Araucanía (38°40'-39°50'S), Los Lagos (41°40'-43°20'S), y Aysén (44°-46°S).

Los mecanismos focales exhiben principalmente cinemática de desplazamiento de rumbo (figs. 7.4, 7.5). En consecuencia, el modo de fallamiento de desplazamiento de rumbo prevalece dentro de todas las regiones sísmica con valores de frecuencia similares que fluctúan entre 68-64% (Fig. 7.5). El rango de profundidades de los mecanismos focales abarca de 21 a 4 km y sus

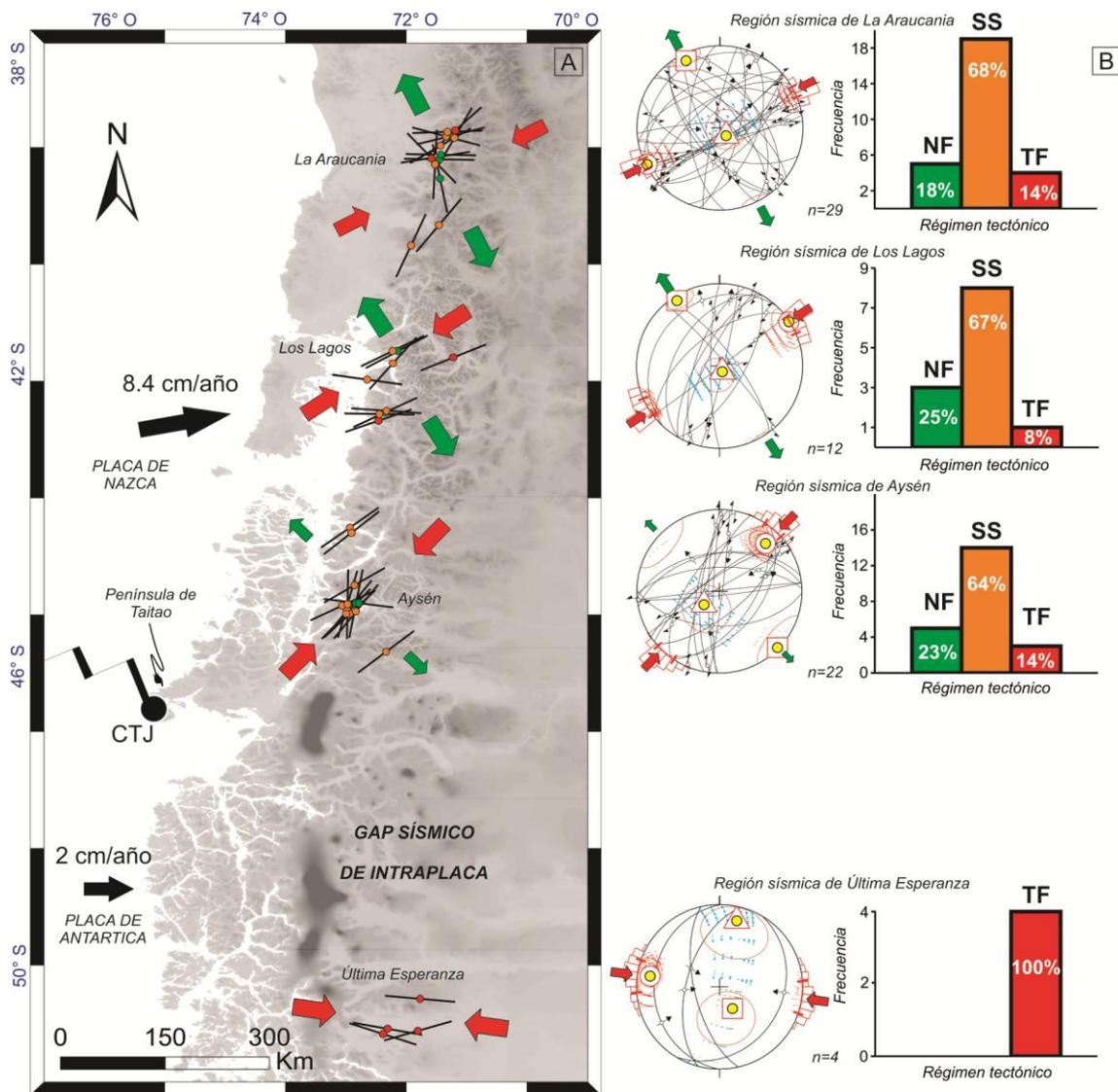
magnitudes varían de moderadas a bajas (6 a 1,5 *Mw*). Entre estos eventos, cabe mencionar por su capacidad destructiva el enjambre sísmico que tuvo lugar en abril de 2007 en los fiordos de Aysén. El *mainshock* de este enjambre tuvo magnitud de *Mw*=6,2, desencadenando un tsunami que produjo deslizamiento de masa (Mora et al. 2010; Sepúlveda et al. 2010; Agurto et al. 2012).

Los tensores reducidos de esfuerzo que se computaron exhiben régimen tectónico de desplazamiento de rumbo en las tres regiones mencionadas, con esfuerzo compresivo horizontal máximo (EHmax) orientado en la dirección ENE-OSO a NE-SO (Tabla 7.1). Esta orientación, resulta suavemente oblicua a la trinchera de Patagonia que se orienta N10°.

**7.5.2. Región al sur del Punto Triple de Chile.** Entre los 46,5° y 50° S, no han sido reportadas soluciones de planos de falla de terremotos. En parte, esto podría ser debido al *gap* de sismicidad. Al sur de los 50° S, solo algunos mecanismos focales (n=4) han sido registrados por el catalogo global GCMT. Estos datos presentan magnitudes de ~5 *Mw*, y profundidades focales de entre 15-12 km. Dada la baja cantidad de mecanismos focales que han sido determinados, debe recalcar que la calidad del tensor reducido de esfuerzo es relativamente pobre (Tabla 7.1). Sin embargo, el fallamiento es homogéneo señalando fallas inversas orientadas N-S (figs. 7.4, 7.5), y que están asociadas con régimen tectónico compresivo con EHmax que se orienta E-O (Tabla 7.1; Fig. 7.5).

		Datos obtenidos desde el software TENSOR										
Regiones sísmicas	n	$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		$\alpha$		R	Q	Reg. tectó.
		PI	Az	PI	Az	PI	Az	WMMA	$\pm$			
Araucanía	29	2	243	80	142	10	333	49.2	43.7	0.64	C	SS
Los Lagos	12	0	57	84	150	6	327	18.9	14.7	0.54	B	SS
Aysén	22	20	44	70	229	2	134	28.8	25.4	0.13	C	SS
Ultima Esp.	4	16	279	18	14	65	150	2.3	1.7	0.2	C	TF

**Tabla 7.1.** Parámetros de los tensores de esfuerzo reducido. SS= fallamiento de desplazamiento de rumbo. TF= fallamiento inverso. NF= fallamiento normal.



**Figura 7. 5. A)** Orientación del esfuerzo horizontal máximo obtenido de mecanismos focales individuales de terremotos de intraplaca. Cada mecanismo focal es clasificado de acuerdo al índice de régimen de esfuerzo ( $R'$ ) propuesto por Delvaux y Sperner (2003), dentro de los grupos extremos de fallamiento: normal (NF; círculos verdes), fallamiento de desplazamiento de rumbo (SS; círculos naranjas) y fallamiento inverso (TF; círculos rojos). Las flechas rojas y verdes significan EHmax (esfuerzo horizontal máximo) y Ehmin (esfuerzo horizontal mínimo), respectivamente. **B)** Estereogramas con la solución del tensor reducido de esfuerzo y los correspondientes histogramas de clases de fallamiento. Los ejes principales de esfuerzo son representados como un círculo amarillo dentro de un círculo blanco para el  $\sigma_1$ , círculo amarillo dentro de un triángulo blanco para el  $\sigma_2$  y círculo amarillo dentro de un cuadrado blanco para el  $\sigma_3$ .

## 7.6. DISCUSIÓN

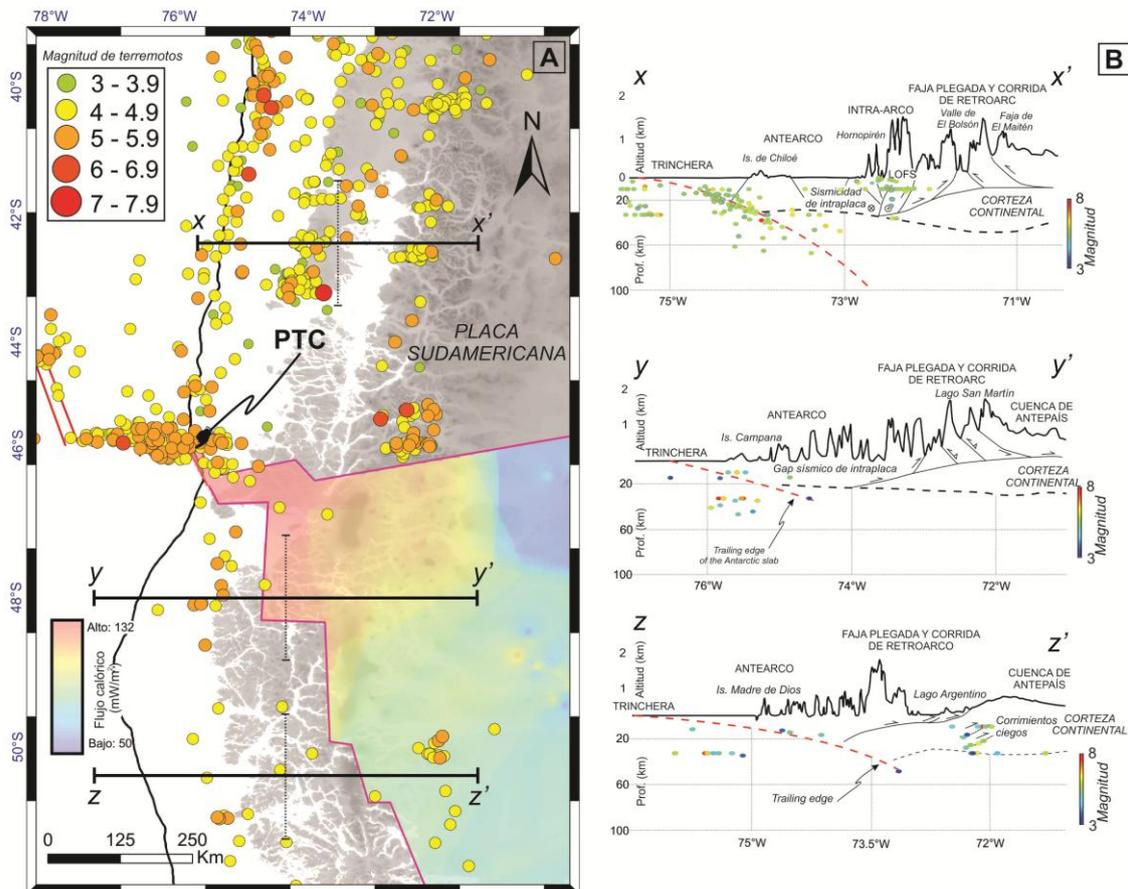
Desde los 18 Ma, la migración hacia el norte del Punto Triple de Chile hasta su ubicación actual determinó la configuración de placas a lo largo del margen occidental de Patagonia. La dirección de convergencia entre las placas oceánicas de Nazca y Antártica, contra la placa continental Sudamericana, estimada por modelos globales de movimiento de placas (NUVEL-1A, DeMets et al., 1990, 1994) resulta subparalela a la orientación de los EHmax obtenidos para cada región sísmica. Por la tanto, esto revela un control de primer orden por las fuerzas del límite de placa (Zoback, 1992; Heidbach et al., 2007). Cabe destacar que la orientación del EHmax al norte del PTC tiene una rotación antihoraria de 17° a 36° respecto a la dirección de convergencia de la placa de Nazca (Fig. 7.5). Este resultado es consistente con modelos numéricos que muestran rotación antihoraria de los ejes principales de esfuerzo respecto al vector de convergencia a lo largo de la falla principal del SFLO (Neslon et al., 1994; Iturrieta et al., 2017).

Dado que se evidenció que las fuerzas de límite placa ejercen el control principal sobre el campo de esfuerzo cortical a lo largo de los Andes Patagónicos, es esperable que ocurran variaciones tanto de distribución de la sismicidad como de régimen de esfuerzo a ambos lados (sur y norte) del PTC. Hacia el norte del PTC, prevalece el régimen de deslizamiento de rumbo, compatible con cizallamiento dextral de corto y largo plazo a lo largo del SFLO (véase revisión en Cembrano y Lara, 2009). Esta discontinuidad cortical juega un rol principal controlando la deformación frágil de intraplaca. Por otro lado, al sur del PTC, se da una compresión orientada E-O que evidenciaría la reactivación de la faja plegada y corrida en el dominio de la placa de Antártica.

Ambos sectores de fallamiento activo, es decir a lo largo del sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui y en la faja plegada y corrida austral, están interrumpidos por un *gap* sísmico de 470-450 km de largo (Fig. 7.2). Resulta sorprendente que este *gap* sísmico de intraplaca coincide con las reconstrucciones geométricas del desarrollo de la ventana astenosférica bajo Patagonia (Breitsprecher y Thorkelson, 2009; Russo et al., 2010). En la placa superior, por encima de la ventana astenosférica, los datos de la red sísmica local desplegada por Agurto-

Detzel et al. (2014), solo muestran baja magnitud de sismicidad ( $M_L < 3.4$ ), relacionada a procesos sin relación con tectonismo, como son los desprendimientos glaciares o actividades mineras.

Respecto al origen de este *gap* sísmico, se propone que resulta de mecanismos coetáneos ambos relacionados a la subducción de la dorsal de Chile (Fig. 7.6). Por un lado, el decrecimiento en la velocidad de convergencia que cae de  $\sim 8$  cm/año a 2 cm/año luego del paso de la dorsal, al mismo tiempo que la subducción de la losa Antártica es somera, alcanzando como máximo los 45 km de profundidad ( $< 40-45$  km, según Breitsprecher y Thorkelson, 2009). Estos procesos podrían reducir el acoplamiento mecánico entre las placas Antártica-Sudamericana, y en efecto, limitar la cantidad de esfuerzo disponible que se transmite al continente. Por otro lado, el gradiente geotermal anómalamente alto reportado por Ávila y Dávila (2018), podría debilitar la corteza continental reduciendo el dominio reológico frágil, y en consecuencia, limitando la zona con potencial sísmico (Fig. 7.6).



**Figura 7.6.** Distribución horizontal (A) y vertical (B) de la sismicidad a lo largo de los Andes Patagónicos. Sobre el panel derecho, se crearon secciones esquemáticas E-O al norte y sur del Punto Triple de Chile (PTC) y se proyectaron los hipocentros de los terremotos. Así, se discriminan los eventos sísmicos de intraplaca y aquellos de la zona de Wadati-Benioff. Nótese que el gap sísmico de intraplaca entre los 47°-50°S ajusta bien con la actual región de alto flujo calórico por encima de la ventana astenosférica (datos tomados de Ávila y Dávila, 2018). Las estructuras tectónicas del sistema arco-retroarco en la sección x-x' están basadas en Orts et al. (2012), y-y' desde Ghiglione et al. (2019) y Ramos et al. (2019), y en la z-z' desde Ghiglione et al. (2009) y Fosdick et al. (2011). Por otra parte, las estructuras del sistema trinchera-antearco se basan en González (1989) y Echaurren et al. (2018). El tope de la losa se proyecta de acuerdo a Breitsprecher y Thorkelson (2009) al sur del PTC, mientras que al norte, desde Tassara y Echaurren (2012).

Dado que no hay reportes de mecanismos focales de terremotos de intraplaca en la región ubicada entre los 46,5° y 50 °S, no se puede iluminar el actual régimen de esfuerzo tectónicos usando como herramienta la sismicidad. Por lo tanto, desde esta metodología, permanece como una pregunta abierta. Adicionalmente, se podrían buscar respuestas desde estudios que no dependan de la sismicidad. Por ejemplo, observaciones geodésicas por SSNG (Sistema satelital de navegación global) realizadas por Richter et al. (2016) en el Campo de Hielo Patagónico Austral (CHPA) y regiones periféricas, pueden ayudar a comprender el modo de deformación cortical. Estos autores realizaron un mapa de tasas de deformación desde velocidades de sitio (véase aspectos metodológicos en Richter et al. 2016) señalando que la deformación extensional domina la región del CHPA, por encima de la ventana astenosférica. Las direcciones de extensión señaladas por los autores son variables, lo que podría responder a las direcciones de flujo de manto, como lo evidenció Russo et al. (2010). En concordancia con los resultados de Richter et al. (2016), el análisis morfotectónico en la región central de los Andes Patagónicos del Sur ha sugerido que el fallamiento normal induce la inversión tectónica negativa del relieve (Lagabrielle et al., 2007; Scalabrino et al., 2010, 2011). Por lo tanto, en la región por encima de la ventana astenosférica, las fuerzas relaciones a la flotabilidad (fuerzas regionales de segundo orden) tales

como el ascenso astenosférico y el adelgazamiento litosférico podría ejercer el principal control sobre el campo de esfuerzo de la placa continental.

### 7.7. OBSERVACIONES FINALES

En este capítulo, se analizó a lo largo de los Andes Patagónicos la distribución de la sismicidad y el régimen de esfuerzo tectónico al cual se asocia. Así, se lograron discriminar espacialmente tres ambientes tectónicos pre, sin y posinteracción de la dorsal de Chile con la trinchera Patagónica.

Al norte del PTC, la región aún no afectada por el paso de la dorsal, concentra la sismicidad de intraplaca a lo largo del sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui. En esta región, domina el régimen de esfuerzo tectónico de deslizamiento de rumbo con EHmax suavemente oblicuo al margen continental. La región actualmente afectada por la apertura de la ventana astenosférica, queda caracterizada por un *gap* de sismicidad tectónica y se especula que un régimen tectónico extensional podría estar operando. Al sur de los 50°S, se encuentra la región ya barrida por el paso de la dorsal, y que actualmente converge con la placa Antártica. En este sector, se registra escasa sismicidad sobre el antepaís más austral de los Andes Patagónicos. La inversión de esfuerzo señala régimen de esfuerzo compresivo con EHmax orientado E-O.

Las fuerzas tectónicas productoras de la sismicidad serían de límite de placas (fuerzas globales de primer orden) al norte del Punto Triple de Chile y al sur de los 50°S, mientras que donde actualmente se desarrolla la ventana astenosférica las fuerzas de flotabilidad podrían ejercer el principal control sobre el modo de deformación (fuerzas regionales de segundo orden).

## **CAPÍTULO 8. INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Los resultados presentados en esta tesis fueron concebidos con el objetivo de abordar la evolución estructural y tectónica de los Andes Patagónicos del Sur, específicamente para evaluar aspectos de la deformación en el marco de la interacción de la dorsal de Chile con la trinchera Patagónica. A modo de generar una comprensión cabal de los sucesos geológicos a lo largo del eje cordillerano, han sido recurrentes las comparaciones con la provincia geológica vecina: los Andes Patagónicos del Norte. Los estudios involucraron desde el análisis estructural del basamento Paleozoico-Triásico hasta la neotectónica, con un abordaje que involucró metodologías muy variadas como aquellas clásicas del análisis estructural de campo y otras más específicas como son los experimentos en condiciones de laboratorio. En un enfoque tan amplio, por supuesto, se deben tener en cuenta muchos puntos, como se resumen a continuación:

- Las rocas que fueron estudiadas evolucionaron del Paleozoico a la actualidad en condiciones reológicas muy disimiles, desde el campo dúctil al frágil.
- Dado que se estudia tanto deformación dúctil como frágil, se tuvieron que implementar diversas técnicas y metodologías.
- Comprender procesos tectónicos como la dinámica de un zona de subducción, requiere enfoques que escapen de técnicas tradicionales (p. ej., experimentos de laboratorio) con la finalidad de obtener nuevas perspectivas.

Este capítulo intenta sortear tales dificultades e hilvanar todos los resultados obtenido a modo de comprender y brindar nuevas perspectivas sobre los efectos de la aproximación, subducción y migración de dorsales sobre márgenes convergentes, tomando como análisis el caso paradigmático de Patagonia.

## 8.1. EVOLUCIÓN DE LA DEFORMACIÓN EN RELACIÓN AL PASO DE LA DORSAL DE CHILE

**8.1.1. Estadio de aproximación de la dorsal de Chile.** A través del análisis de nuevas mediciones, sumado a una extensa recopilación de datos cinemáticos de fallas de mesoescala, que en total suman una cantidad de  $n=225$  tensores / 4000 pares de datos, se pudieron evaluar aspectos del fallamiento frágil a lo largo de los Andes Patagónicos. De este modo, se discutió la problemática acerca del origen y restricción espacio-temporal del fallamiento de deslizamiento de rumbo, un modo de deformación predominante en un 60% y adjudicado por algunos autores como el resultado de un ambiente transpresional Neógeno a lo largo de los Andes Patagónicos Australes (p. ej., Diraison et al., 2000; Lagabrielle et al., 2004). Sin embargo, este tipo de deformación no se encontró en rocas de edad cenozoica en los Andes Patagónicos Australes. Asimismo, los planos principales de las fallas de deslizamiento de rumbo medidas en rocas de basamento coinciden con la orientación de anisotropías de fábrica (fábrica  $S_0-S_1$  en las rocas metasedimentarias). Esta fábrica tectónica de las rocas metamórficas se habría desarrollado en dos fases principales, durante las orogenias Gondwánica (Carbonífero tardío-Pérmico temprano) y Chónica (límite Triásico-Jurásico), en un ambiente de faja plegada y corrida. En este sentido, es posible adjudicar los movimientos laterales a la tectónica pre-cenozoica. En gran parte, siendo controlados por la reactivación de anisotropías de basamento y de la herencia estructural del *rift* Jurásico. Por contraparte, este tipo de deformación tuvo lugar durante el Cenozoico a lo largo del intra-arco de los Andes Patagónicos del Norte, en torno al sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui.

En cuanto al fallamiento asociado a movimientos verticales, es decir, fallamiento normal e inverso, fue reconocido y acotado temporalmente a partir del análisis de estratos sintectónicos. De este modo, se registró un régimen tectónico cambiante entre extensión del Oligoceno tardío-Mioceno temprano con desarrollo de hemi-grábenes, hacia una fase de orogénesis contraccional del Mioceno medio.

La integración de los modos de deformación frágil a lo largo de los Andes Patagónicos y su relación con las anisotropías heredadas del basamento, permitió evaluar modelos orogénicos para tiempos cenozoicos. Así, se propuso un orógeno con partición y sin partición de la deformación, en los Andes Patagónicos del Norte y Sur, respectivamente. De acuerdo al modelado análogo, la partición de la deformación y el desarrollo de una tectónica de *sliver* en los Andes Patagónicos del norte fue posible dada la existencia de una anisotropía heredada (posiblemente de la tectónica acrecionaria del Paleozoico), la cual estaría representada por el sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui. El desacople del *sliver* de Chiloé a través de esta debilidad durante el roll-back del Eoceno tardío (?)-Oligoceno temprano, permitió el desarrollo de cuencas de ambiente marino profundo, y su posterior acreción al margen, configuró una arquitectura orogénica bivergente debido al cabalgamiento del antearco sobre el resto de la placa. La desaparición del sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui al sur de los 46° S, es consistente con una disminución en la cantidad de extensión, dado que solo se registran cuencas marino someras y volcanismo ácido de arco, y en consecuencia, la orogénesis del Mioceno medio terminó de configurar una arquitectura orogénica de faja plegada y corrida con vergencia al este.

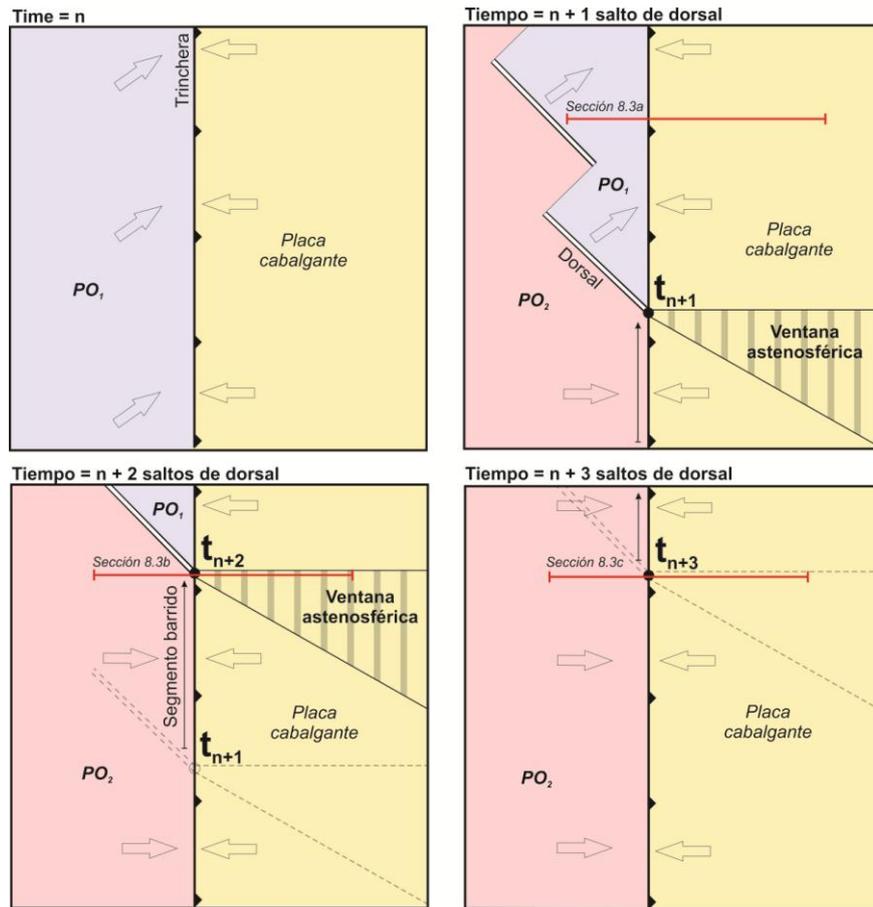
**8.1.2. Estadio sincrónico con la subducción y migración.** A partir del análisis sismotectónico de la distribución de la sismicidad y régimen tectónico asociado, se pudo estimar que el campo de esfuerzos actual a lo largo del eje cordillerano está controlado por fuerzas de límite de placas (es decir, fuerzas de primer orden), y como consecuencia, resulta heterogéneo. A lo largo del rumbo, predomina que el  $EH_{max} > E_v$ . Sin embargo, esta situación se invierte en la región de la ventana astenosférica. Este efecto se relaciona con la aparición de fuerzas de flotabilidad, que son de carácter regional, es decir, de segundo orden.

## **8.2. PROCESOS TECTÓNICOS EN RELACIÓN A LA MIGRACIÓN DE DORSALES**

Previo a proponer un modelo geodinámico de interacción dorsal-trinchera contemplando las restricciones previamente mencionadas, es necesario brindar

algunos conceptos geodinámicos sobre estos ambientes, generados a partir de nuevas perspectivas que surgieron desde esta tesis, como así también, de revisión de literatura existente sobre este tópico (p. ej., Thorkelson y Taylor, 1989; Thorkelson, 1996; Haeussler et al., 2003; Sisson et al., 2003; Heidbach et al. 2007; Breitsprecher y Thorkelson, 2009; Guillaume et al., 2010; Dávila et al., 2019a; Ávila y Davila, 2020). En los siguientes apartados, se provee algunos conceptos teóricos que servirán de base para comprender procesos tectónicos que ocurren en ambientes de interacción dorsal-trinchera, y que permitirán aplicarlos, teniendo en cuenta las restricciones provistas por los resultados obtenidos en esta tesis, al caso particular de los Andes Patagónicos.

**8.2.1. El efecto de barrido sobre la cinemática de placas y la mecánica de deformación.** Una vez que comienza la interacción entre una dorsal sísmica y la trinchera, el punto triple  $PO_1$ -PC- $PO_2$  (placa oceánica delantera-placa cabalgante-placa oceánica trasera) que se forma entre las placas, comienza a migrar a lo largo del margen de placa convergente de acuerdo al marco cinemático de movimiento de placas (Thorkelson y Taylor, 1989). A medida que un nuevo segmento de dorsal entra en la zona de subducción, el punto triple migra mediante “saltos”, y así, un régimen de convergencia de placas distinto se desarrolla en el segmento del margen que ya fue afectado/barrido por el paso de la dorsal (Fig. 8.1; p. ej., Haeussler et al., 2003). En esta tesis, se acuña el término “*efecto de barrido*” para referirnos a este proceso tectónico. Es decir, la migración de la dorsal va modificando la cinemática de la convergencia a su paso, desde el margen convergente entre la placa oceánica delantera - placa cabalgante, modificando el régimen cinemático de placas en el ámbito de la placa oceánica trasera - placa cabalgante.



**Figura 8.1.** Modelo teórico esquemático para ejemplificar el efecto de barrido de una dorsal y como modifica el régimen de convergencia de placas a medida que migra a lo largo del margen. Las líneas rojas señalan secciones presentadas en figura 8.3.

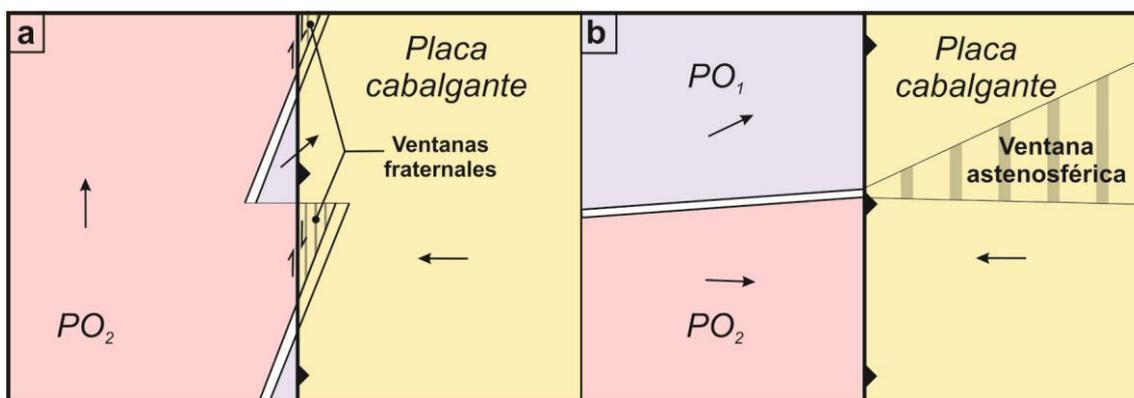
Es posible de reconstruir el efecto de barrido de las dorsales migrantes empleando un modelamiento *backward* de carácter geométrico-cinemático basado en el vector movimiento de placas, como lo han demostrado p. ej., Breitsprecher y Thorkelson (2009; véase fundamentos geométrico-matemáticos en Thorkelson, 1996). A pesar de que hay cierto consenso acerca del efecto que induce la migración de dorsales sobre los márgenes convergentes, en particular, sobre la respuesta magmática (Sisson et al., 2003), las consecuencias que produce sobre la deformación frágil y las fluctuaciones del estado y campo de esfuerzos no han sido evaluadas en detalle. Tal es así que diversas teorías han sido postuladas como, p. ej., orogénesis cenozoicas relacionada a interacción dorsal-trinchera tanto en la región occidental de Norte América (Palmer, 1968) como de Sudamérica (Ramos y Kay, 1992), mientras que recientes contribuciones han desalentado

las teorías que relacionan orogénesis inducida por subducción de dorsales (Haeussler et al. 2003; Aragón et al., 2013; Scalabrino et al., 2010; Folguera et al., 2018; Suárez et al., 2021) y apuntan a ambientes de deformación más complejos espacialmente. El modelo geodinámico en espacio y tiempo que se propone en esta tesis para el caso de Patagonia, servirá como ejemplo acerca de qué tipo de fuerzas tectónicas gobiernan los ambientes de interacción dorsal-trinchera y como impactan sobre la historia de la deformación frágil de una placa superior.

**8.2.2. Fuerzas tectónicas en el marco de la subducción de dorsales.** A escala de placa, las fuerzas de límite de placas ejercen el control de primer orden sobre los esfuerzos tectónicos de la litosfera (Zoback, 1992; Heidbach et al., 2007). Un análisis de la información provista por el [World Stress Map Project](#) permite evidenciar que las direcciones de convergencia de las placas alrededor del mundo son paralelas o sub-paralelas a las direcciones de esfuerzos horizontales máximos obtenidos principalmente desde mecanismos focales de terremotos. Así, una relación causa-efecto es visible. Sin embargo, el estado de esfuerzos tectónicos en la litósfera no es solo gobernado por las fuerzas de límite de placa, y regionalmente, fuerzas de segundo y tercer orden podrían ejercer control sobre el estado de esfuerzos litosféricos (Heidbach et al., 2007). Por ejemplo, las compensaciones isostáticas (es decir, fuerza de flotabilidad) son fuerzas de segundo orden que impactan sobre grandes áreas de 100-500 km (Heidbach et al., 2007) y tienen particular relevancia en ambientes de ventanas astenosféricas (p. ej., Ávila y Dávila, 2020).

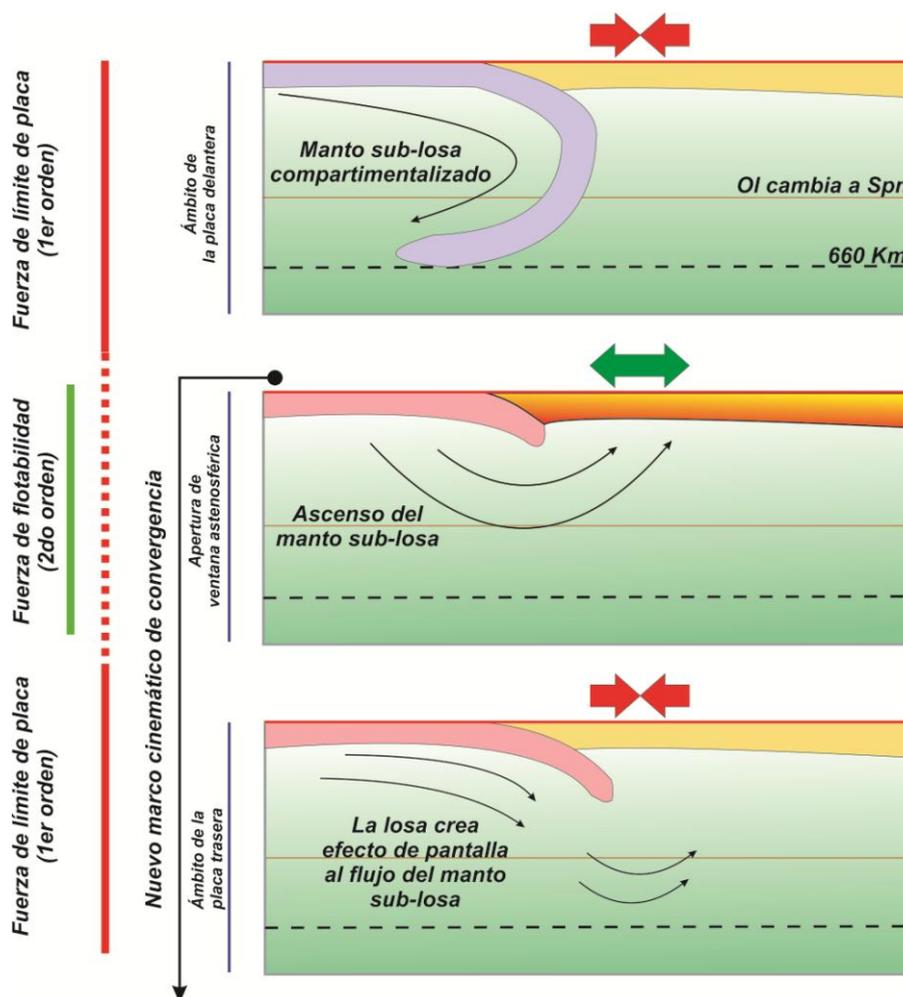
Dado que las dorsales sísmicas dividen dos placas oceánicas, de esta manera, crean dos diferentes regímenes cinemáticos de convergencia de placas sobre lados opuestos del punto triple (Thorskelson, 1996). Teniendo en cuenta que las fuerzas de límite de placas ejercen el control principal sobre los esfuerzos litosféricos (Zoback, 1992; Heidbach et al., 2007), teóricamente se espera que los regímenes tectónicos sobre la placa superior sean diferentes a ambos lados del punto triple. En la figura 8.2, se muestran dos casos extremos de interacción dorsal-trinchera con ángulos diferentes de convergencia de placa. En el caso “A”, un ángulo bajo de convergencia se forma debido a que la placa trasera tiene un vector movimiento paralelo a la trinchera. De este modo, se

desarrollan ventanas astenosférica de tipo fraternales (es decir, estilo California) asociadas con segmentos transformantes de trinchera que alternan con segmentos de subducción. Por otro lado, en el caso “B”, dado que los vectores de movimiento son suavemente oblicuos a ortogonales a la trinchera, la convergencia es de alto ángulo. De esta forma, se desarrolla un amplia ventana astenosférica dentro del continente y la subducción nunca se cancela por segmentos transformantes (es decir, el estilo de Patagonia) como si ocurre en el caso de A.



**Figura 8.2.** Dos casos extremos de subducción de dorsales en relación al ángulo en que interceptan la trinchera. Note cómo la cinemática de las placas influye tanto en la geometría de la ventana astenosférica como en el modo de deformación.

Al efecto mecánico del movimiento de placa divergente sobre los esfuerzos litosféricos, es necesario sumar la contribución termal que se incorpora producto del ascenso de material con alta flotabilidad y caliente proveniente de la astenósfera (Fig. 8.3). El estado termal de la litosfera es fuertemente modificado por la apertura de una ventana astenosférica que desencadena erosión termal de la base de la litosfera (Thorkelson, 1996). Las modificaciones del espesor litosférico conducen a compensaciones isostáticas (Ávila y Davila, 2020), y en efecto, a la aparición de fuerzas de flotabilidad de segundo orden (Fig. 8.3) (Suárez et al., 2021).

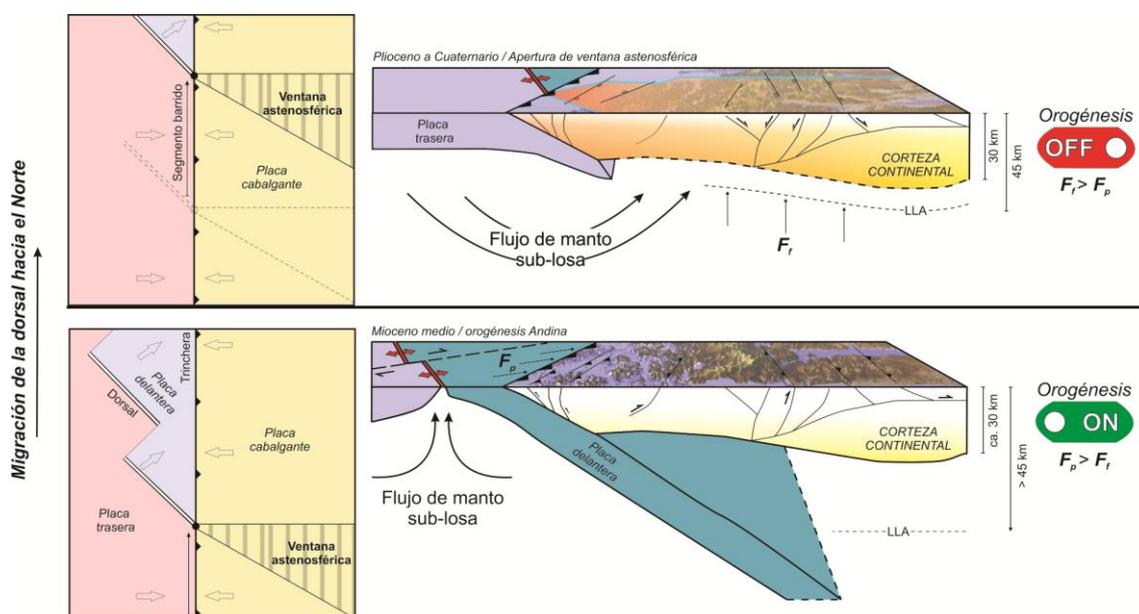


**Figura 8.3.** Evolución esquemática de las placas oceánicas asociadas a una dorsal que migra y los patrones teóricos de flujo del manto astenosférico (Guillaume et al., 2010; Strak y Schellart, 2014). Las flechas de colores señalan los regímenes tectónicos en la placa cabalgante, siendo verde para extensión y rojo para contracción.

### 8.3. MODELO GEODINÁMICO DE MIGRACIÓN DE DORSALES Y LA RESPUESTA MECÁNICA DE LA LITOSFERA CONTINENTAL

Al vincular los datos de deformación provenientes del análisis de basamento, experimentos de laboratorio y deformación frágil, se reconoce que la dorsal migrante del sur de Chile y la consecuente apertura de la ventana de la losa de la Patagonia, desencadenaron cambios repentinos entre los modos tectónicos de extensión y contracción (figs. 8.4 y 8.5). En la actual región de intraplaca por encima de la ventana de la losa, por ejemplo en el segmento 46°- 48° S, se desarrollaron estructuras extensionales de retroarco para el período entre 26-20 Ma, invertidas durante el acercamiento de la cordillera del Sur de Chile en el Mioceno medio, durante una etapa compresiva que impulsó el levantamiento

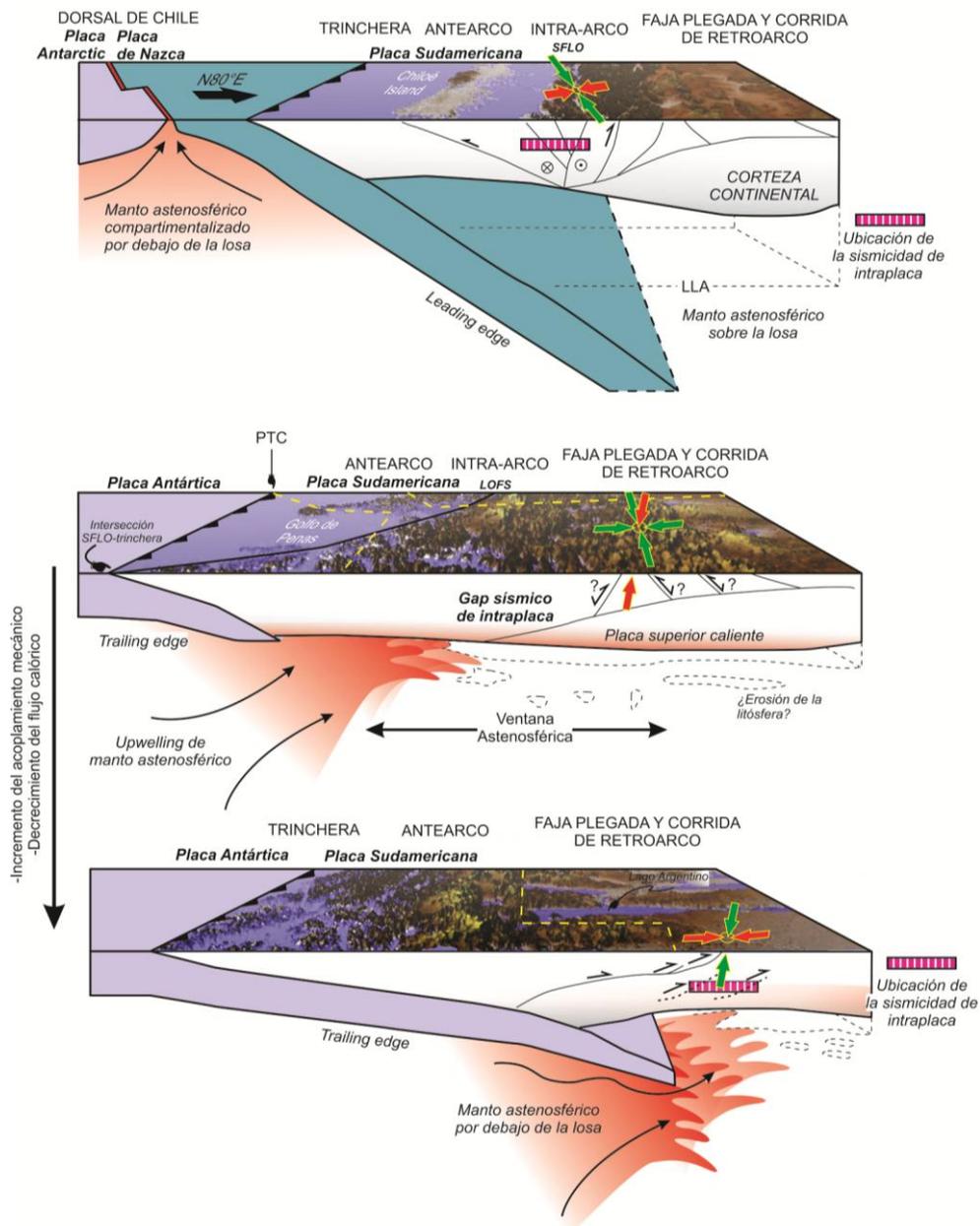
tectónico de los Andes Patagónicos, y la subsidencia tectónica en la cuenca de antepaís (véase también Barberón et al., 2018, Folguera et al., 2018, Aramendía et al., 2019). Desde finales del Mioceno al Plioceno, esta región está siendo afectada por la apertura de la ventana de la losa Patagonia y está experimentando una fase extensional que afecta el relieve construido durante la orogénesis andina previamente mencionada (Lagabrielle et al., 2007; Scalabrino et al., 2010; Richter et al., 2016). De hecho, el levantamiento tectónico andino durante la época del Mioceno medio cesa concomitante con la apertura de la ventana de la losa de la Patagonia (Fig. 8.4).



**Figura 8.4.** Evolución temporal de los modos tectónicos y su relación con las fuerzas tectónicas 1er y 2do orden que ejercen control sobre los esfuerzos en la litosfera.  $F_f$ = Fuerza de flotabilidad.  $F_p$ = Fuerza de límite de placas.

Los procesos anteriormente mencionados, es decir, el cese de la orogénesis y la apertura de la ventana astenosférica, estarían conectados a través de un cambio en el equilibrio de fuerzas que ejercen control sobre los esfuerzos de la litosfera continental, es decir, las fuerzas de flotabilidad ( $F_f$ ) habrían superado las fuerzas de límite de la placa ( $F_p$ ) una vez que la ventana de la losa se implanta en el área. Así, la aparición de compensaciones isostáticas regionales debido a la modificación del espesor de la litosfera inducida por la erosión térmica del límite Litosfera-Astenósfera (LLA) (Fig. 8.4; véase Ávila y Dávila, 2018, 2020) impacta en la superficie desencadenando una tectónica

extensional (véase también figura 8.5). En este marco, la extensión acomoda el flujo de material que se produce desde el levantamiento topográfico hacia afuera (Fleitout y Froidevaux, 1983; Zoback y Zoback, 2007).



**Figura 8.5.** Evolución espacial de los modos tectónicos y su relación con las fuerzas tectónicas de 1er y 2do orden que ejercen control sobre los esfuerzos en la litósfera.

Sin embargo, parece que la tectónica extensional no está perfectamente correlacionada con la geometría de la ventana astenosférica. A medida que el hundimiento de la losa antártica se hace más profundo hacia el sur (Fig. 8.5), produce un efecto de pantalla contra el *upwelling* del manto que se encuentra

debajo de la losa (Fig. 8.5). De hecho, el flujo de calor superficial disminuye progresivamente hacia el sur (Ávila y Dávila, 2018), y la sismicidad se reactiva en el dominio de la faja plegada y corrida (Fig. 8.5; Guzmán Marín, 2020; Suárez et al., 2021). Así, la evidencia sísmica en la porción sur (50°-52° S) muestra la existencia de mecanismos focales de terremotos de intraplaca asociados con fallamiento inverso (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012; Suárez et al., 2021), evidenciando así que los procesos de construcción de montañas están activos a esas latitudes. En particular para este segmento, Fosdick et al. (2011, 2013) sugieren que la faja plegada y corrida presenta un pulso regional de deformación que fue activo entre los 22-18 Ma, dado que edades de enfriamiento más joven registradas por medio de trazas de fisión desde ca. 10-4 Ma estarían relacionadas a procesos sin relación con la tectónica, como glaciaciones (p. ej., Fosdick et al., 2013). Más especulativamente se puede sugerir que, si efectivamente el levantamiento inducido por fuerzas tectónicas cesa a los ~18 Ma, y el Punto Triple de Chile migró a través de estas latitudes a los 18-12 Ma (véase Breitsprecher y Thorkelson, 2009), entonces un lapso máximo de 12-8 Ma son necesarios para que la litosfera continental, luego del paso de una ventana astenosférica, estabilice su perfil térmico y desarrolle nuevamente sismicidad significativa.

## CAPÍTULO 9. OBSERVACIONES FINALES

La respuesta de la litosfera continental a los efectos inducidos por la aproximación, subducción y migración de dorsales se ha abordado principalmente centrándose en la tectónica del antearco, la modificación del relieve y el magmatismo. Sin embargo, la historia de la deformación frágil asociada con este proceso ha permanecido poco estudiada, obstaculizada por la complejidad de las configuraciones dorsal-trinchera que inducen variaciones espacio-temporales del régimen tectónico en la placa superior. En esta tesis, se abordó el caso paradigmático de Patagonia, para entender el modo de deformación y los mecanismos vinculados con las dorsales migrantes. De esta manera, la problemática fue abordada desde diversos enfoques, que consistieron en el estudio de la fábrica de basamento, análisis cinemático del fallamiento, experimentos de laboratorio y análisis sismotectónico. Así, evidenciamos que el abundante fallamiento de desplazamiento de rumbo detectado por medición de fallamiento de mesoescala en los Andes Patagónicos del Sur está relacionado a (i) actividad tectónica pre-Cenozoica y (ii) reactivación de anisotropías heredadas del basamento. De este modo, se sugiere abandonar previas teorías de orogénesis transpresional para tiempos cenozoicos en Patagonia Austral. Luego, se pudo identificar y acotar temporalmente cambios repentinos de modo tectónico en la evolución del Cenozoico tardío de los Andes Patagónicos Sur. Así, extensión litosférica tuvo lugar durante el Oligoceno-Mioceno temprano a lo largo de los Andes Patagónicos, alcanzando su máxima expresión en el antearco-arco de los Andes Patagónicos del Norte (entre los 46-49° S) debido al desacople del bloque de Chiloé como un *sliver*, a lo largo de la discontinuidad litosférica heredada que representa el sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui. Luego, el anclaje de la losa en los 660 km, produjo la somerización de la losa, y como una consecuencia, la orogénesis andina del Mioceno medio, en el marco del acercamiento de la dorsal de Chile durante convergencia oblicua de las placas Nazca-Sudamericana. Este levantamiento inducido por fuerzas tectónicas cesa coetáneamente con la apertura de la ventana astenosférica de Patagonia, que desencadenó una tectónica extensional desde la época del Plioceno. Por lo tanto, proponemos que la causa dinámica detrás del cambio en el modo

tectónico (compresión-extensión) es el resultado de un cambio en el balance de fuerzas que controlan el estado de esfuerzo en la litosfera, desde fuerzas del límite de la placa (globales de 1er orden) a las fuerzas de flotabilidad (regionales de 2do orden). Asimismo, en la parte sur sobre la ventana astenosférica (50°-51° S), el crecimiento de la faja plegada y corrida parece reactivarse después de un máximo de 8-12 Ma luego del paso de la dorsal de Chile a estas latitudes.

## REFERENCIAS

1. Aguirre-Urreta, M.B., 2002. Invertebrados del Cretácico inferior. In: Haller, M.J. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio XV Congreso Geológico Argentino*, pp. 439-459.
2. Agurto, H., Rietbrock, A., Barrientos, S., Bataille, K. and Legrand, D., 2012. Seismo-tectonic structure of the Aysén Region, Southern Chile, inferred from the 2007Mw = 6.2 Aysén earthquake sequence. *Geophysical Journal International*, 190, 116-130. doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05507.x.
3. Agurto-Detzel, H., Rietbrock, A., S., Bataille, Miller, M., Iwamori, H. and Priestley, K., 2014. Seismicity distribution in the vicinity of the Chile Triple Junction, Aysén Region, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 51, 1-11.
4. Allmendinger, R.W., Cardozo, N., Fisher, D.M., 2012. *Structural geology algorithms: Vectors and tensors*. Cambridge University Press, 289p.
5. Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J.M., Jaillard, E., Mothes, P., Jarrín, P., Segovia, M., Rolandone, F., Cisneros, D., 2016. Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador. *Tectonics*, 35, 1048–1065. doi:10.1002/2016TC004117.
6. Anderson, E.M., 1905. The dynamics of faulting. *Transactions of the Edinburgh Geological Society*, 8, 387-402.
7. Angelier, J., Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin de Societie Geologique de France*, 7, 1309-1318.
8. Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III: a new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.* 103, 363–376
9. Arbe, H.A., 2002. Análisis estratigráfico del Cretácico de la cuenca Austral. En *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino*, 1, 103-128. El Calafate.
10. Aragón, E., D'Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., Rivalenti, G., Varela, R., Spackman, W., Demartis, M.,L., Cavarozzi, C.E.,

- Aguilera, Y., Mazzucchelli, M., Ribot, A., 2011. Tectono-magmatic response to major convergence changes in the north Patagonian suprasubduction system: the Paleogene subduction-transcurrent plate margin transition. *Tectonophysics*, 509, 218-237.
11. Aragón, E., Pinotti, L., D'Eramo, F., Castro, A., Rabbia, O., Coniglio, J., Demartis, M., Hernando, I., Cavarozzi, C.E., Aguilera Y.E., 2013. The Farallon-Aluk ridge collision with South America: Implications for the geochemical changes of slab window magmas from fore- to back-arc. *Geoscience Frontiers*, 4, 377-388.
  12. Aramendía, I., Cuitiño, J., Ghiglione, M., Bouza, J., 2019. Tectonostratigraphic significance of the Neogene sedimentary record of northwestern Austral-magallanes Basin, Argentinean Patagonia. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 26, 2, 99-126.
  13. Assunção, M., 1992. The Regional Intraplate Stress Field in South America. *Journal of Geophysical Research*, 97, B8, 11889-11903.
  14. Assunção, M., Araujo, M., 1993. Effect of the Altiplano-Puna plateau on the regional intraplate stresses. *Tectonophysics*, 221, 475-496.
  15. Audet, P., 2015. Layered crustal anisotropy around the San Andreas Fault near Parkfield, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120, 3527–3543.
  16. Augustsson, C., Bahlburg, H., 2003a. Active or passive continental margin? Geochemical and Nd isotope constraints of metasediments in the backstop of a pre-Andean accretionary wedge in southernmost Chile (46°30' – 48°30'S). In: Cann, Mc, Saintot, A. (Eds.), *Tracing Tectonic Deformation Using the Sedimentary Record*. Geological Society of London, Special Publications, pp. 253–268. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.208.01.12>.
  17. Augustsson, C., Bahlburg, H., 2003b. Cathodoluminescence spectra of detrital quartz as provenance indicators for Paleozoic metasediments in southern Andean Patagonia. *J. S. Am. Earth Sci.*, 16, 15–26. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00016-6](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00016-6).
  18. Augustsson, C., Bahlburg, H., 2008. Provenance of late Palaeozoic metasediments of the Patagonian proto-Pacific margin (southernmost Chile and Argentina). *Int. J. Earth Sci.*, 97, 71–88. <https://doi.org/10.1007/s00531-006-0158-7>.

19. Augustsson, C., Münker, C., Bahlburg, H., Fanning, M., 2006. Provenance of late Palaeozoic metasediments of the SW South American Gondwana margin: a combined U–Pb and Hf-isotope study of single detrital zircons. *J. Geol. Soc.*, 163, 983–995. <https://doi.org/10.1144/0016-76492005-149>.
20. Ávila, P., Dávila, F.M., 2018. Heat flow and lithospheric thickness analysis in the Patagonian asthenospheric windows, southern South America. *Tectonophysics*, 747-748, 99-107. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.10.006>.
21. Ávila, P., Dávila, F.M., 2020. Lithospheric thinning and dynamic uplift effects during slab window formation, southern Patagonia (45°-55°S). *Journal of Geodynamics*, 133, 101689.
22. Barberón, V., Ronda, G., Aramendía, I., Suárez, R., Ramos, M.E., Naipauer, M., Sue, C., Ghiglione, M.C., 2019. Tectonic evolution of the northern Austral-Magallanes basin in the southern Patagonian Andes from provenance analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 102234. [Doi:10.1016/j.jsames.2019.102234](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102234).
23. Barberón, V., Sue, C., Ghiglione, M., Ronda, G., Aragón, E., 2018. Late Cenozoic brittle deformation in the Southern Patagonian Andes: record of plate coupling/decoupling during variable subduction? *Terra. Nova*, 30, 296–309.
24. Bastias, J., Spikings, R., Ulianov, A., Riley, T., Burton-Johnson, A., Chiaradia, M., Baumgartner, L., Hervé, F., Bouvier, A.-S., 2020. The gondwanan margin in West Antarctica: insights from Late Triassic magmatism of the Antarctic Peninsula. *Gondwana Res.*, 81, 1–20.
25. Bechis, F., Encinas, A., Concheyro, A., Litvak, V.D., Aguirre-Urreta, B., Ramos, V.A., 2014. New age constraints for the Cenozoic marine transgressions of northwestern Patagonia, Argentina (41°-43°S): Paleogeographic and tectonic implications. *J. South Am. Earth Sci.*, 52, 72–93. [doi:10.1016/j.jsames.2014.02.003](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.02.003).
26. Beck Jr, M.E., 1983. On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, 93, 1-11.
27. Beck Jr, M.E., Rojas, C., Cembrano, J., 1993. On the nature of buttressing in margin-parallel strike-slip fault systems. *Geology*, 21, 755-758.
28. Bellahsen, N., Faccena, C., Funiciello, F., 2005. Dynamics of subduction and plate motion in laboratory experiments: Insights into the “plate

tectonics” behavior of the Earth. *Journal of Geophysical Research*, 110, B01401.

29. Bell, C.M., Suárez, M., 2000. The Río Lácteo Formation of southern Chile. Late Paleozoic orogeny in the Andes of southernmost South America. *J. S. Am. Earth Sci.*, 13, 133–145.

30. Biddle, K., Uliana, M., Mitchum, R., Jr., Fitzgerald, M., Wright, R., 1986, The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America, in Allen, P.A., and Homewood, P., eds., *Foreland Basins: International Association of Sedimentologists Special Publication*, 8, p. 41–61.

31. Bilek, L. S., 2010. Seismicity along the South American subduction zone: Review of large earthquakes, tsunamis, and subduction zone complexity. *Tectonophysics*, Invited review paper, 495, 2–14. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.037>.

32. Bilmes, A., D’Elia, L., Franzese, J.R., Veiga, G.D., Hernández, M., 2013. Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: The Gastre Basin, Argentina. *Tectonophysics*, 601, 98–111. doi:10.1016/j.tecto.2013.05.001

33. Blampied, J., Barberón, V., Ghiglione, M., Leal, P., Ramos, V., 2012. Disambiguation of the nunatak Viedma: a basement block previously confused as a volcanic center. *XXIII Congreso Geológico Chileno*. Antofagasta, Chile, pp. 380–382.

34. Blisniuk, P.M., Stern, L.A., Chamberlain, C.P., Idleman, B., Zeitler, P.K., 2005. Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 230, 1-2, 125–142. doi:10.1016/j.epsl.2004.11.015

35. Bott, M. H., 1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96, 109-117.

36. Bourgois, J., Lagabrielle, Y., Martin, H., Dymant, J., Frutos, J., Cisternas, M.E., 2016. A review on forearc ophiolite obduction, adakite-like generation, and slab window development at the Chile Triple Junction Area: Uniformitarian framework for spreading-ridge subduction. *Pure and Applied Geophysics*, 173, 3217–3246. <https://doi.org/10.1007/s00024-016-1317-9>.

37. Boutelier, D., Oncken, O., 2011. 3-D thermo-mechanical laboratory modeling of plate-tectonics: Modeling scheme, technique and first experiments. *Solid Earth*, 2, 35-51. doi:10.5194/se-2-35-2011.
38. Breitsprecher, K., Thorkelson, D.J., 2009. Neogene kinematic history of Nazca-Antarctic-Phoenix slab windows beneath Patagonia and the Antarctic Peninsula. *Tectonophysics*, 464, 1-4, 10–20.
39. Bucher, B., Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, eighth ed. Springer-Verlag, Berlín, 428 pp.
40. Busteros, A.O., Lapido, O., 1983. Rocas básicas en la vertiente noroccidental de la meseta del Lago Buenos Aires, Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38, 3-4, 427-436.
41. Butler, K.L., Horton, B.K., Echaurren, A., Folguera, A., Fuentes, F., 2019. Cretaceous-Cenozoic growth of the Patagonian broken foreland basin, Argentina: Chronostratigraphic framework and provenance variations during transitions in Andean subduction dynamics. *Journal of South American Earth Sciences*, 102242. doi:10.1016/j.jsames.2019.102242
42. Calderón, M., Fildani, A., Herve, F., Fanning, C., Weislogel, A., Cordani, U., 2007. Late Jurassic bimodal magmatism in the northern sea-floor remnant of the Rocas Verdes basin, southern Patagonian Andes. *Journal of the Geological Society*, 164: 1011-1022. Doi: 10.1144/0016-76492006-102.
43. Calderón, M., Prades, C., Hervé, F., Avendaño, V., Fanning, C., Massonne, H., Theye, T., Simonetti, A., 2013. Petrological vestiges of the Late Jurassic-Early Cretaceous transition from rift to back-arc basin in southernmost Chile: New age and geochemical data from the Capitán Aracena, Carlos III, and Tortuga ophiolitic complexes. *Geochemical Journal*, 47, 201-217.
44. Calderón, M., Hervé, F., Fuentes, F., Fosdick, J.C., Sepúlveda, F., Galaz, G., 2016. Tectonic evolution of Paleozoic and Mesozoic Andean metamorphic complexes and the Rocas Verdes ophiolites in southern Patagonia. In: Ghiglione, M.C. (Ed.), *Geodynamic Evolution of the Southernmost Andes*. Springer Earth System Sciences, pp. 7–36.
45. Cande, S.C., Leslie, R.B., 1986. Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research*, 91, 471–496.

46. Cardozo, N., Allmendinger, R.W., 2009. SSPX: A program to compute strain from displacement/velocity data. *Computers & Geosciences*, 35, 1343–1357.
47. Castillo, P., Fanning, M.C., Hervé, F., Lacassie, J.P., 2016. Characterization and tracing of Permian magmatism in the south-western segment of the Gondwanan margin; U–Pb age, Lu–Hf and O isotopic compositions of detrital zircons from metasedimentary complexes of northern Antarctic Peninsula and western Patagonia. *Gondwana Res.*, 36, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.07.014>.
48. Castillo, P., Fanning, M.C., Pankhurst, R.J., Hervé, F., Rapela, C.W., 2017. Zircon O- and Hf isotope constraints on the genesis and tectonic significance of Permian magmatism in Patagonia. *J. Geol. Soc.*, 174, 803–816. <https://doi.org/10.1144/jgs2016-152>.
49. Castro, A., Moreno-Ventas, I., Fernández, C., Vujovich, G., Gallastegui, G., Heredia, N., Martino, R.D., Becchio, R., Corretgé, L.G., Díaz-Alvarado, J., Such, P., García-Arias, M., Liu, D.Y., 2011. Petrology and SHRIMP U–Pb zircon geochronology of Cordilleran granitoids of the Bariloche area, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 508–530.
50. Cawood, P.A., 2005. Terra Australis orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth Sci. Rev.*, 69, 249–279. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.09.001>.
51. Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A., 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259, 55–66.
52. Cembrano, J., Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the Southern Volcanic Zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, 471, 1–2, 96–113. doi:10.1016/j.tecto.2009.02.038.
53. Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G., Sanhueza, A., 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca–South America–Antarctica triple junction. *Tectonophysics*, 354, 289–314.

54. Cerpa, N.G., Guillaume, B., Martinod, J., 2018. The interplay between overriding plate kinematics, slab dip and tectonics. *Geophysical Journal International*, 215, 3.
55. Chemenda, A., Lallemand, S., Bokun, S., 2000. Strain partitioning and interplate friction in oblique subduction zones: Constraints provided by experimental modelling. *Journal of Geophysical Research*, 105, B3, 5567-5581.
56. Chen, Z., Schellart, W.P., Strak, V., Duarte, J.C., 2016. Does subduction-induced mantle flow drive backarc extension? *Earth and Planetary Science Letters*, 441, 200-210.
57. Cingolani, C.A., Zanettini, J.C.M., Leanza, H.A., 2011. El basamento ígneo y metamórfico. *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*, 4.
58. Collins, W.J., Belousova, E.A., Kemp, A.I.S., Murphy, B., 2011. Two contrasting Phanerozoic orogenic systems revealed by Hafnium isotope data. *Nat. Geosci.*, 4, 333–337. <https://doi.org/10.1038/ngeo1127>.
59. Cuitiño, J.I., Scasso, R., 2010. Sedimentología y paleoambientes del Patagoniano y su transición a la Formación Santa Cruz al sur del Lago Argentino, Patagonia Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66, 3, 406-417.
60. 26. Cuitiño, J.I., Pimentel, M.M., Ventura Santos, R., Scasso, R.A., 2012. High resolution isotopic ages for the early Miocene “Patagoniense” transgression in Southwest Patagonia: Stratigraphic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 38, 110–122. doi:10.1016/j.jsames.2012.06.008
61. Dávila, F. M., Ávila, P., & Martina, F., 2019a. Relative contributions of tectonics and dynamic topography to the Mesozoic-Cenozoic subsidence of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 93, 412-423. doi:10.1016/j.jsames.2019.05.010
62. Dávila, F. M., Ávila, P., Martina, F., Canelo, H. N., Nóbile, J. C., Collo, G., Sánchez Nassif, F., Ezpeleta, M., 2019. Measuring dynamic topography in South America. *Andean Tectonics*, 35–66. doi:10.1016/b978-0-12-816009-1.00003-4
63. Davy, P., Cobbold, P., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer continental Lithosphere. *Tectonophysics*, 188, 1-2,1-25.

64. DeCelles, P.G., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Srivastava, P., Pequera, N., Pivnik, D.A., 1991. Kinematic history of a foreland uplift from Paleocene synorogenic conglomerate, Beartooth Range, Wyoming and Montana. *Geological Society of America, Bulletin*, 103, 1458-1475.
65. De La Cruz, R., Suárez, M., 2006. Geología del área Puerto Guadal-Puerto Sánchez, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería No 95 scale 1:100,000.
66. DeLong, S.E., Schwarz, W.M., Anderson, R. N., 1979. Thermal effects of ridge subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 44, 239–246.
67. Delvaux, D., Barth, A., 2010. African stress pattern from formal inversion of focal mechanism data. *Tectonophysics*, 482, 105-128.
68. Delvaux, D., Sperner, B., 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. In: *New Insights into Structural Interpretation and Modelling* (D.A. Nieuwland, ed). Geological Society, Special Publications. London, 212, 75-100.
69. DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophysics Journal International*, 101, 425-478.
70. DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21, 20, 2191-2194.
71. Diraison, M., Cobbold, P. R., Gapais, D., Rossello, E. A., Le Corre, C., 2000. Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics*, 316, 91–119. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00255-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00255-3).
72. Diraison, M., Cobbold, P.R., Rossello, E.A., Amos, A.J., 1998. Neogene dextral transpression due to oblique convergence across the Andes of northwestern Patagonia, Argentina. *J. South Am. Earth Sci.*, 11, 519–532.
73. Duarte, J.C., Schellart, W.P., Cruden, A.R., 2014. Rheology of petrolatum-paraffin oil mixtures: Applications to analogue modelling of geological processes. *Journal of Structural Geology*, 63, 1-11.
74. Dziewonski, A.M., Chou, T.-A., Woodhouse, J.H., 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 86, 2825-2852. doi:10.1029/JB086iB04p02825.

75. Eagles, G., Scott, B., 2014. Plate convergence west of Patagonia and the Antarctic Peninsula since 61 Ma. *Global and Planetary Change*, doi:10.1016/j.gloplacha.2014.08.00
76. Echaurren, A., Folguera, A., Gianni, G., Orts, D.L., Tassara, A., Encinas, A., Giménez, M., Valencia, V.A., 2016. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41–44 S) through recognition of syntectonic strata. *Tectonophysics*, 677, 99–114. doi:10.1016/j.tecto.2016.04.009.
77. Echaurren, A., Oliveros, V., Folguera, A., Ibarra, F., Creixell, C., Lucassen, F., 2017. Early Andean tectonomagmatic stages in north Patagonia: insights from field and geochemical data. *J. Geol. Soc. London.*, 174, 405–421. doi:10.1144/jgs2016-087.
78. Echaurren, A., Encinas, A., Sagripanti, L., Duhart, P., Gianni, G. and Folguera, A., 2018. Los Andes Norpatagónicos como ejemplo de un orógeno bivergente. XV Congreso Geológico de Chile, ESEG-1, pp. 1112. Concepción, Chile.
79. Encinas, A., Folguera, A., Oliveros, V., De Girolamo Del Mauro, L., Tapia, F., Rizzo, R., Hervé, F., Finger, K.L., Valencia, V.A., Gianni, G., Álvarez, O., 2016. Late Oligocene-early Miocene submarine volcanism and deep-marine sedimentation in an extensional basin of southern Chile: Implications for the tectonic development of the North Patagonian Andes. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 128, 807–823. doi:10.1130/B31303.1.
80. Ekström, G., Nettles, M., Dziewonski, A.M., 2012 The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200-201, 1-9. doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002.
81. Escosteguy, L., Geuna, S., Etcheverría, M., Franchi, M., 2014. Formación el Bello (nov. nom.), Jurásico Temprano de la Cordillera Patagónica Austral, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71, 575-584.
82. Escosteguy, L.D., Etcheverría, M., Geuna, S., Franchi, M., Wilson, C., Azcurra, D., 2017. Hoja Geológica 4972-I, Monte Tetris, Provincia de Santa Cruz. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 429, 93 p., Buenos Aires.

83. Espinoza, F., Morata, D., Pelleter, E., Maury, R.C., Suárez, M., Lagabrielle, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotten, J., De la Cruz, R., Guivel, C., 2005. Petrogenesis of the Eocene and Mio-Pliocene alkaline basaltic magmatism in Meseta Chile Chico, southern Patagonia, Chile: evidence for the participation of two slab windows. *Lithos*, 82, 315–343.
84. Espurt, N., Funicello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard, V., Faccenna, C., Brusset, S., 2008. Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: insights from analog modeling. *Tectonics*, 27.
85. Fang, Z.-j., Boucot, A., Covacevich, V., Hervé, F., 1998. Discovery of Late Triassic fossils in the Chonos Metamorphic Complex, southern Chile. *Rev. Geol. Chile*, 25, 2, 165–173.
86. Fennell, L.M., Quinteros, J., Iannelli, S.B., Litvak, V.D., Folguera, A., 2018. The role of the slab pull force in the late Oligocene to early Miocene extension in the Southern Central Andes (27°-46°S): Insights from numerical modeling. *J. South Am. Earth Sci.*, 1–14. doi:10.1016/j.jsames.2017.12.012.
87. Fennell, L.M., Iannelli, S.B., Encinas, A., Naipauer, M., Valencia, V., Folguera, A., 2019. Alternating contraction and extension in the southern Central Andes (35°–37° S). *American Journal of Science*, 319, 381-429.
88. Fernández Paz, L., Iannelli, S., Echaurren, A., Ramos, M., Bechis, F., Litvak, V.D., Encinas, A., Kasemann, S., Lucassen, F., Folguera, A., 2020. The late Eocene–early Miocene El Maitén Belt evolution: Magmatic response to the changing subduction zone geodynamics, *Journal of South American Earth Sciences*. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102713.2020>.
89. Fitch, T.J., 1972. Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 77, 4432–4460.
90. Fleitout, L., Froidevaux, C., 1983. Tectonic stresses in the lithosphere. *Tectonics*, 2, 3, 315-324.
91. Flint, S.S., Prior, D.J., Agar, S.M., Turner, P., 1994. Stratigraphic and structural evolution of the Tertiary Cosmelli Basin and its relationship to the Chile triple junction. *Journal of the Geological Society, London*, 151, 251-268.
92. Folguera, A., Encinas, A., Echaurren, A., Gianni, G., Orts, D., Valencia, V., Carrasco, G., 2018. Constraints on the Neogene growth of the central

Patagonian Andes at the latitude of the Chile triple junction (45–47°S) using U/Pb geochronology in synorogenic strata. *Tectonophysics*, 744, 134–154.

93. Folguera, A., Ramos, V., 2002. Partición de la deformación durante el Neógeno en los Andes Patagónicos Septentrionales (37°-46° S). *Rev. Soc. Geol. España*, 15, 1-2, 81-93.

94. Folguera, A., 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. doi:10.1016/j.jsames.2011.04.003

95. Fosdick, J.C., Romans, B.W., Fildani, A., Bernhardt, A., Calderón, M., Graham, A., 2011. Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51°30'S. *GSA Bulletin*, 123, 9-10, 1679-1698.

96. Fosdick, J.C., Grove, M., Hourigan, J.K., Calderón, M., 2013. Retroarc deformation and exhumation near the end of the Andes, southern Patagonia. *EPSL*, 361, 504-517. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2012.12.007>

97. Forsythe, R., 1982. The late Palaeozoic to early Mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation. *J. Geol. Soc.*, 139, 671–682. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.6.0671>.

98. Forsythe, R.D., Mpodozis, C., 1979. El archipiélago de Madre de Dios, Patagonia Occidental, Magallanes: rasgos generales de la estratigrafía y estructura del basamento pre-Jurásico Superior. *Rev. Geol. Chile*, 7, 13–29.

99. Fortey, R., Pankhurst, R.J., Hervé, F., 1992. Devonian Trilobites at Buill, Chile (42°S). *Revista Geológica de Chile*, 19, 2, 133-144.

100. Fossen, H., Tikoff, B., 2003. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.E. (eds), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 135, 15-33.

101. Fossen, H., Tikoff, T.B. Teyssier, C.T., 1994. Strain modeling of transpressional and transtensional deformation. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 74, 134–145.

102. Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press, New York, p. 463.

103. Fossen, H., 2020. Writing papers with an emphasis on structural geology and tectonics: advices and warnings. *Brazilian Journal of Geology, Rapid communications* 49, 4, 1–6. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201920190109>.
104. Fossen, H., Cavalcante, G.C.G., Pinheiro, R.B.L., Archanjo, C.J., 2019. Deformation—progressive or multiphase? *Structural Geology*, 125, 82–99.
105. Frohlich, C., 1992. Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanisms. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 75, 193-198.
106. Funiciello, F., Faccena, C., Giardini, D. Regenauer-Lieb, K., 2003. Dynamics of retreating slabs: Insights from three-dimensional laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, 108, B4.
107. García Morabito, E., 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. doi:10.1016/j.jsames.2012.03.005.
108. Georgieva, V., Melnick, D., Schildgen, T.F., Ehlers, T.A., Lagabriele, Y., Enkelmann, E., Strecker, M.R., 2016. Tectonic control on rock uplift, exhumation, and topography above an oceanic ridge collision: Southern Patagonian Andes (47°S), Chile. *Tectonics*, 35, 6, 1317–1341. doi:10.1002/2016tc004120
109. Ghiglione, M.C., Ramos, V.A., Cristallini, E., 2002. Estructura y estratos de crecimiento en la faja plegada y corrida de los Andes Fueguinos. *Revista de la Asociación Geológica de Chile*, 29, 1, 17-41.
110. Ghiglione, M., Suarez, F., Ambrosio, A., Da Poian, G., Cristallini, E., Pizzio, M., Reinoso, M., 2009. Structure and evolution of the Austral Basin fold-thrust belt, southern Patagonian Andes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65, 1, 215–236.
111. Ghiglione, M.C., Navarrete-Rodríguez, A.T., González-Guillot, M., Bujalesky, G., 2012. The opening of the Magellan Strait and its geodynamic implications. *Terra Nova*, 25, 1, 13-20.
112. Ghiglione, M. C., Naipauer, M., Sue, C., Barberón, V., Valencia, V., Aguirre-Urreta, B., and Ramos, V. A., 2015. U–Pb zircon ages from the northern Austral basin and their correlation with the Early Cretaceous exhumation and

volcanism of Patagonia. *Cretaceous Research*, 55: 116-128. Doi: 10.1016/j.cretres.2015.02.006.

113. Ghiglione, M.C., Ramos, V.A., Cuitiño, J., and Barberón, V., 2016. Growth of the Southern Patagonian Andes (46-53° S) and their relation to subduction processes. In: *Growth of the Southern Andes*. Springer, Cham, pp. 201–240.

114. Ghiglione, M., Ronda, G., Suárez, R.J., Aramendía, I., Barberón, V., Ramos, M.E., Tobal, J., García-Morabito, E., Martinod, J., Sue, C. 2019. Structure and tectonic evolution of the South Patagonian fold and thrust belt: Coupling between subduction dynamics, climate and tectonic deformation. In: *Andean Tectonics* (B. Horton, A. Folguera, eds). Elsevier, Amsterdam.

115. Giacosa, R.E., 1987. Micro y Mesopliegues y litología de la Formación Río Lácteo en el área de lago Belgrano, provincia de Santa Cruz. Estudio preliminar. IV Jornadas de Microtectónica. San Juan. Actas, pp. 37–41.

116. Giacosa, R.E., Afonso, J.C., Herdia, N.C., Paredes, J., 2005. Tertiary tectonics of the sub-Andean region of the North Patagonian Andes, southern central Andes of Argentina (41–42° 30' S). *Journal of South American Earth Sciences*, 20, 157–170.

117. Giacosa, R.E., 2019. Basement control, sedimentary basin inception and early evolution of the Mesozoic basins in the Patagonian foreland. *Journal of South American Earth Sciences*, 97, 102407.

118. Giacosa, R., Franchi, M., 2001. Descripción geológica de la Hoja 1:250.000, 4772-III y IV, Lago Posadas y Lago Belgrano, provincia de Santa Cruz, Argentina. Buenos Aires, Boletín del Servicio Geológico Minero Argentino, 201:1-74.

119. Giacosa, R.E., Márquez, M., 2002. El basamento Paleozoico de la Cordillera Patagónica. In: Haller, M.J. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. El Calafate* (Buenos Aires), vol. 1. Relatorio del 15° Congreso Geológico Argentino, pp. 45–55.

120. Giacosa, R.E., Fracchia, D., Heredia, N., 2012. Structure of the southern Patagonian Andes at 49°S, Argentina. *Geol. Acta*, 10, 3, 265–282.

121. Gianni, G.M., Echaurren, A., Folguera, A., Likerman, J., Encinas, A., García, H.P.A., Dalmolin, C., Valencia, V.A., 2017. Cenozoic intraplate tectonics

in Central Patagonia: record of main Andean phases in a weak upper plate. *Tectonophysics*, 721, 151–166.

122. Gianni, G. M., García, H. P. A., Pesce, A., Lupari, M., González, M., Giambiagi, L., 2020a. Oligocene to present shallow subduction beneath the southern Puna plateau. *Tectonophysics*, 228402. doi:10.1016/j.tecto.2020.228402

123. Gianni, G.M., Navarrete, C., Echaurren, A., Díaz, m., Butler, K.L., Horton, B.K., Encinas, A., Folguera, A., 2020b. Northward propagation of Andean genesis: Insights from Early Cretaceous synorogenic deposits in the Aysén-Río Mayo basin. *Gondwana Research*, 77, 238-259.

124. Gianni, G., Pesce, A., Soler, S.R., 2018. Transient plate contraction between two simultaneous slab windows: Insights from Paleogene tectonics of the Patagonian Andes. *Journal of Geodynamics*, 121, 64-75.

125. González, E., 1989. Hydrocarbon resources in the coastal zone of Chile. In: *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources* (G.E. Ericksen, et al., eds). Circum-Pac. Counc. for Energy and Min. Resour. Houston, Texas.

126. González, P.D., 2013. Estratigrafía ígnea y estructura del sector Brillantes, Distrito Minero Cerro Bayo, XI Región, Chile. Compañía Minera Cerro Bayo-Mandalay Resources (unpublished), 30p.

127. González, P.D., Tortello, M.F., Damborenea, S.E., 2011. Early Cambrian Archaeocyathan limestone blocks in low-grade meta-conglomerate from El Jagüelito Formation (Sierra Grande, Río Negro, Argentina). *Geológica Acta*, 9, 159-173. <http://dx.doi.org/10.1344/105.000001650>.

128. González, P.D., Sato, A.M., Naipauer, M., Varela, R., Basei, M. A. S., Sato, K., Llambías, E.J., Chemale, F., Castro Dorado, A., 2018. Patagonia-Antarctica Early Paleozoic conjugate margins: Cambrian synsedimentary silicic magmatism, U-Pb dating of K-bentonites, and related volcanogenic rocks. *Gondwana Research*, 63, 186-225.

129. González, P. D., Naipauer, M., Sato, A. M., Varela, R., Basei, M. A. S., Cábana, M. C., Vlach, S.R.F., Arce, M., Parada, M., 2020. Early Paleozoic structural and metamorphic evolution of the Transpatagonian Orogen related to Gondwana assembly. *International Journal of Earth Sciences*. doi:10.1007/s00531-020-01939-0

130. Gorring, M., Kay, S., Zeitler, P., Ramos, V.A, Rubiolo, D., Fernandez, M., Panza, J., 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16, 1–17.
131. Greco, G.A., González, S.N., Sato, A.M., González, P.D., Basei, M.A.S., Llambías, E.J., Varela, R., 2017. The Nahuel Niyeu basin: a Cambrian forearc basin in the eastern North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 111-136. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2017.07.009>.
132. Griffis, N.P., Montañez, I. P., Fedorchuk, N., Isbell, J., Mundil, R., Vesely, F., ... Yin, Q.-Z., 2018. Isotopes to ice: Constraining provenance of glacial deposits and ice centers in west-central Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. doi:10.1016/j.palaeo.2018.04.020
133. Guillaume, B., Gautheron, C., Simon-Labric, T., Martinod, J., Roddaz, M., Douville, E., 2013. Dynamic topography control on Patagonian relief evolution as inferred from low temperature thermochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 364, 157–167. doi:10.1016/j.epsl.2012.12.036
134. Guillaume, B., Hertgen, S., Martinod, J., Cerpa, N.G., 2018. Slab dip, surface tectonics: How and when do they change following an acceleration/slow down of the overriding plate? *Tectonophysics*, 726, 110-120.
135. Guillaume, B., Martinod, J., Espurt, N., 2009a. Variations of slab dip and overriding plate tectonics during subduction: insights from analogue modelling. *Tectonophysics*, 463, 167–174.
136. Guillaume, B., Martinod, J., Husson, I., Roddaz, M. and Riquelme, R., 2009b. Neogene uplift of central eastern Patagonia: Dynamic response to active spreading ridge subduction? *Tectonics*, 28, TC2009. doi:10.1029/2008TC002324.
137. Guillaume, B., Moroni, M., Funicello, F., Martinod, J. and Faccenna, C., 2010. Mantle flow and dynamic topography associated with slab window opening: insights from laboratory models. *Tectonophysics*, 496, 1–4, 83–98.
138. Guzmán-Marín, P., 2020. Seismicity of the Austral Andes, Southernmost Patagonia. Tesis de Master, ETH Zurich, 117 pp.
139. Haeussler, P.J., Bradley, D.C., Goldfarb, R.J., 2003. Brittle deformation along the Gulf of Alaska margin in response to Paleocene–Eocene triple junction migration. En: Sisson, V.B., Roeske, S.M., Pavlis, T.L. (Eds.), *Geology*

of a Transpressional Orogen Developed During Ridge–Trench Interaction Along the North Pacific Margin. *GSA Special Paper*, vol. 371, pp. 119–140.

140. Heidbach, O., Reinecker, J., Tingay, M., Müller, B., Sperner, B., Fuchs, K., Wenzel, F., 2007. Plate boundary forces are not enough: Second- and third-order stress patterns highlighted in the World Stress Map database. *Tectonics*, 26, TC6014. doi:10.1029/2007TC002133.

141. Hernandez-Moreno, C., Speranza, F., Di Chiara, A., 2014. Understanding kinematics of intra-arc transcurrent deformation: Paleomagnetic evidence from the Liquiñe-Ofqui fault zone (Chile, 38–41° S). *Tectonics*, 33, 1964–1988. <https://doi.org/10.1002/2014TC003622>

142. Hervé, M.A., 1976. Estudio geológico de la Falla Liquiñe-Reloncavi en el area de Liquiñe; antecedentes de un movimiento transcurrente (provincia de Valdivia). Primer Congreso Geológico Chileno. Chile.

143. Hlebszevitsch, J., Cortiñas, J., 2009. El registro más antiguo de Echinoidea en Argentina y el contacto Pérmico - Jurásico Inferior en la región del Río Geona, Chubut, *RAGA*, 65, 3, 479-486.

144. Hervé, F., Aguirre, L., Sepúlveda, V., Morata, D., 1999. Contrasting geochemistry and metamorphism of pillow basalts in metamorphic complexes from Aysén, S. Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 379-388.

145. Hervé, F., Calderón, M., Fanning, M., Pankhurst, R., 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, 587-602. <https://doi.org/10.1144/jgs2015-163>.

146. Hervé, F., Calderón, M., Faúndez, V., 2008. The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica Acta*, 6, 1, 43-53. <http://dx.doi.org/10.1344/105.000000240>.

147. Hervé, F., Fanning, C.M., 2001. Late Triassic zircons in metaturbidites of the Chonos Metamorphic Complex, southern Chile. *Revista Geológica de Chile*, 28, 1, 91- 104.

148. Hervé, F., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., 2003. Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 107–123. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00022-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00022-1).

149. Hervé, F., Pankhurst, R.J., Drake, R., Beck, M.E., 1995. Pillow metabasalts in a mid-Tertiary extensional basin adjacent to the Liquiñe-Ofqui fault zone: the Isla Magdalena area, Aysén, Chile. *J. South Am. Earth Sci.*, 8, 33–46. doi:10.1016/0895-9811(94)00039-5.
150. Hervé, F., Fuentes, F., Calderón, M., Fanning, C.M., Quezada, P., Pankhurst, R., Rapela, C., 2017. Ultramafic rocks in the North Patagonian Andes: is their emplacement associated with the Neogene tectonics of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone? *Andean Geology*, 44, 1, 1-16. doi: 10.5027/andgeoV44n1-a01.
151. Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M., Yaxley, G.M., 2007. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos*, 97, 373-394. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.01.007>.
152. Heuret, A., Funiciello, F., Faccenna, C., Lallemand, S., 2007. Plate kinematics, slab shape and back-arc stress: A comparison between laboratory models and current subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 256, 473–483.
153. Horton, B.K., 2018. Sedimentary record of Andean mountain building. *Earth-Science Reviews*, 178, 279-309.
154. Heyman J., 2019. TracTrac: A fast multi-object tracking algorithm for motion estimation. *Computers & Geosciences*, 128, 11-18. doi: 10.1016/j.cageo.2019.03.007
155. Iglesia Llanos, M.P., Lanza, R., Riccardi, A.C., Geuna, S., Laurenzi, M.A., Ruffini, R., 2003. Palaeomagnetic study of the El Quemado Complex and Marifil Formation, Patagonian Jurassic Igneous Province, Argentina. *Geophysical Journal International*, 154, 599-617.
156. Iturrieta, P., Hurtado, D., Cembrano, J. and Stanton-Yonge, A., 2017. States of stress and slip partitioning in a continental scale strike-slip duplex: Tectonic and magmatic implications by means of finite element modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 473, 71-82. doi: 10.1016/j.epsl.2017.05.041.
157. Japas, M.S., Sruoga, P., Kleiman, L.E., Gayone, M.R., Maloberti, A., Comito, O., 2013. Cinemática de la extensión jurásica vinculada a la provincia silíceá Chon Aike, Santa Cruz, Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 70, 1, 16-30.

158. Jarrad, R.D., 1986a. Relations among subduction parameters. *Review of Geophysics*, 24, 2, 217-284.
159. Jarrad, R.D., 1986b. Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. *Geology*, 780-783.
160. Kimura, G., 1986. Oblique subduction and collision: forearc tectonics of the Kuril Arc. *Geology*, 14, 404-407.
161. König, M., Jokat, W., 2006. The Mesozoic breakup of the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 111, B12, 1–28.
162. Kraemer, P.E., 1998. Structure of the Patagonian Andes: Regional balanced cross section at 50 s, Argentina. *International Geology Review*, 40, 896-915. Doi:10.1080/00206819809465244.
163. Kraemer, P.E., Ploszkiewicz, J.V., Ramos, V.A., 2002. Estructura de la Cordillera Patagónica Austral entre los 46 y 52 S. In: *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Santa Cruz. Relatorio del 15 Congreso Geológico Argentino*, El Calafate, Santa Cruz, Asociación Geológica Argentina, pp. 353–364.
164. Kraemer, P.E., Riccardi, A.C., 1997. Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma, Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52, 333-360.
165. Lacombe, O., 2012. Do fault slip data inversions actually yield “paleostresses” that can be compared with contemporary stresses? A critical discussion. *Comptes Rendus Geoscience*, 344, 3-4, 159–173. doi:10.1016/j.crte.2012.01.006
166. Lagabriele, Y., Suarez, M., Malavieille, J., Morata, D., Espinoza, F., Maury, R., Scalabrino, B., de la Cruz, R., Rossello, E., Barbero, L.M., Bellon, H., 2007. Pliocene extensional tectonics in Eastern Central Patagonian Cordillera: geochronological constraints and new field evidence. *Terra Nova*, 19, 413–424.
167. Lagabriele, Y., Suárez, M., Rossello, E. A., Hérail, G., Martinod, J., Régnier, M., De la Cruz., R., 2004. Neogene to Quaternary evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction. *Tectonophysics*, 385, 211–241.
168. Lagally, U., 1975. *Geologische Untersuchungen im Gebiet Lake General Carrera - Lake Cochrane, Prov. Aysen/Chile unterbesorender Berücksichtigung*

des Grundgebirges und seiner tektonik. Tesis Doctoral, Universität München, 143 pp.

169. Lamb, S., 2006. Shear stresses on megathrusts: Implications for mountain building behind subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 111, B07401. doi:10.1029/2005JB003916.

170. Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T., Bataille, K., 2008. First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the Southern Andes. *Tectonophysics*, 455, 14–24. doi:10.1016/j.tecto.2008.04.014.

171. Lavenu, A., Cembrano, J., 1999. Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, 21, 12, 1669–1691. doi:10.1016/s0191-8141(99)00111-x

172. Lawver, L.A., Gahagan, L.M., Dalziel, W.D., 1998. A tight fit-early Mesozoic Gondwana, a plate reconstruction perspective. *Memoirs of the National Institute for Polar Research*, 53, 214–228.

173. Levin, B.W., Sasorova, E.V., 2009. Latitudinal distribution of earthquakes in the Andes and its peculiarity. *Advances in Geosciences*, 22, 139-145.

174. Li, C., van der Hilst, R.D., Engdahl, E.R., Burdick, S., 2008. A new global model for Pwave speed variations in Earth's mantle, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q05018, doi:10.1029/2007GC001806.

175. Likerman, J., Burlando, J.F., Ghiglione, M.C., Cristallini, E., 2013. Along-strike structural variations in the Southern Patagonian Andes: Insights from physical modeling. *Tectonophysics*, 590, 106-120.

176. Lliboutry, L., 1956. Nieves y glaciares de Chile. *Fundamentos de glaciología*. Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago de Chile.

177. López, M., García, M., Bucher, J., Funes, D.S., D'Elia, L., Bilmes, A., ... 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. doi:10.1016/j.jsames.2019.04.021

178. Ludwig, K.R., 2003. Using Isoplot/Ex, v.3. a Geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special publication, 4.

179. Luppó, T., López de Luchi, M., Rapallini, A.E., Martínez Dopico, C.I., Fanning, C.M., 2018. Geochronologic evidence of a large magmatic province in

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

180. Malkowski, M.A., Grove, M., Graham, S.A., 2016. Unzipping the Patagonian Andes—Long-lived influence of rifting history on foreland basin evolution. *Lithosphere*, 8, 1, 23–28. doi:10.1130/l489.1

181. Marret, R., Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12, 8, 973-986.

182. Martinod, J., 1991. Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage) en compression et en extension. Université de Rennes 1, Tesis Doctoral, 283 p.

183. Martinod, J., Guillaume, B. Espurt, N., Faccena, C., Funicello, F., Regard, V., 2013. Effect of aseismic ridge subduction on slab geometry and overriding plate deformation: Insights from analogue modeling. *Tectonophysics*, 588, 39-55.

184. Martinod, J., G erault, M., Husson, L., Regard, V., 2020. Widening of the Andes: An interplay between subduction dynamics and crustal wedge tectonics. *Earth-Science Reviews*, 204, 103170. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103170>.

185. McCaffrey, R., 1992. Plate convergence, slip vectors, and forearc deformation. *Journal of Geophysical Research*, 97, B6, 8905-8915.

186. Millar, I.L., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., 2002. Basement chronology of the Antarctic Peninsula: recurrent magmatism and anatexis in the Palaeozoic Gondwana Margin. *Journal of the Geological Society*, 159, 145-157. <https://doi.org/10.1144/0016-764901-020>.

187. Moreira, P., Fernández, R., Hervé, F., Fanning, C.M., Schalamuk, I.A., 2013. Detrital zircons U-Pb SHRIMP ages and provenance of La Modesta Formation, Patagonia Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 47, 32–46. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.05.010>.

188. Mpodozis, C., Ramos, V A., 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?. *Revista De La Asociación Geológica Argentina*, 63, 4, 481-497.

189. Müller, R.D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S.E., Matthews, K.J., Wright, N.M., Shephard, G.E., Maloney, K.T., Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., Bower, D.J., Cannon, J., 2016. Ocean Basin Evolution and Global-Scale

Plate Reorganization Events Since Pangea Breakup. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 44. doi: 10.1146/annurev-earth-060115-012211.

190. Navarrete, C., Gianni, G., Encinas, E., Márquez, M., Kamerbeek, Y., Valle, M., Folguera, A., 2019. Triassic to Middle Jurassic geodynamic evolution of southwestern Gondwana: from a large flat-slab to mantle plume suction in a rollback subduction setting. *Earth Science Reviews*, 194, 125–159.

191. Navarrete, C., Gianni, G., Massafiero, G., Butler, K., 2020. The fate of the Farallon slab beneath Patagonia and its links to Cenozoic intraplate magmatism, marine transgressions and topographic uplift. *Earth-Science Reviews*, 210, 103379. doi:10.1016/j.earscirev.2020.1033

192. Nelson, E., Forsythe, R. and Arit, I., 1994. Ridge collision tectonics in terrane development. *Journal of South America Earth Sciences*, 7, 271-278.

193. Oriolo, S., Schulz, B., González, P.D., Bechis, F., Olaizola, E., Krause, J., Renda, E., Vizán, H., 2019. The Late Paleozoic tectonometamorphic evolution of Patagonia revisited: Insights from the pressure-temperature-deformation-time (P-T-D-t) path of the Gondwanide basement of the North Patagonian Cordillera (Argentina). *Tectonics*, 38. <https://doi.org/10.1029/2018TC005358>.

194. Ortner, H., Reiter, F., Acs, P., 2002. Easy handling of tectonic data: the programs TectonicVB for Mac and TectonicsFP for Windows™. *Computers & Geosciences*, 28, 10, 1193–1200. doi:10.1016/s0098-3004(02)00038-9

195. Orts, D.L., Folguera, A., Encinas, A., Ramos, M., Tobal, J., Ramos, V.A., 2012. Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41°30'-43°S). *Tectonics*, 31, 3012. doi:10.1029/2011TC003084

196. Palmer, H., 1968. East Pacific rise and westward drift of North America. *Nature*, 220, 341-345.

197. Pankhurst, R.J., Rojas, L. Cembrano, J., 1992. Magmatism and tectonics in continental Chiloé, Chile (42–423°S). *Tectonophysics*, 205, 283–294.

198. Pankhurst, R.J., Weaver, S.D., Hervé, F., Larrondo, P., 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysen, Southern Chile. *Journal of the Geological Society*, 156, 673-694.

199. Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M., Kelley, S.P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of

magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41, 5, 605–625.

200. Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Loske, W.P., Márquez, M., Fanning, C.M., 2003. Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 1, 27–44.

201. Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76, 3–4, 235–257.

202. Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Fanning, C.M., Galindo, C., 2014. The Gondwana connections of northern Patagonia. *Journal of the Geological Society*, 171, 313–328.

203. Pardo Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, 6, 3, 233–248.

204. Petit, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9, 597–608.

205. Ramos, V., Kay, S.M., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, 205, 1–3, 261–282.

206. Parras, A., Cuitiño, J.I., 2021. Revised chrono and lithostratigraphy for the Oligocene-Miocene Patagoniense marine deposits in Patagonia: Implications for stratigraphic cycles, paleogeography, and major drivers. *Journal of South American Earth Sciences*, 110, 103327. doi:10.1016/j.jsames.2021.103327

207. Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, 366p.

208. Permuy Vidal, C., Moreira, P., Guido, D.M., Fanning, C.M., 2014. Linkages between the southern Patagonia Pre-Permian basements: new insights from detrital zircons U-Pb SHRIMP ages from the Cerro Negro District. *Geologica Acta*, 12, 2, 137–150.

209. Philippon, M., Corti, G., 2016. Obliquity along plate boundaries. *Tectonophysics*, 693, B, 171–182.

210. Quezada, P., Hervé, F., Calderón, M., Fanning, M., Pankhurst, R., Godoy, E., Urbina, O., Suárez, R.J., 2021. Mid-Cenozoic SHRIMP U-Pb detrital

- zircon ages from metasedimentary rocks in the North Patagonian Andes of Aysén, Chile. *Andean Geology*, 48, 1, 54-74. 10.5027/andgeoV48n1-3282.
211. Ramírez de Arellano, C., Putlitz, B., Müntener, O., Ovtcharova, M., 2012. High precision U/Pb zircon dating of the Chaltén Plutonic Complex (Cerro Fitz Roy, Patagonia) and its relationship to arc migration in the southernmost Andes. *Tectonics*, 31, 4. doi:10.1029/2011tc003048
212. Ramírez-Sánchez, E., Hervé, F., Kelm, U., Sassi, R., 2005. P-T conditions of metapelites from metamorphic complexes in Aysen, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 19, 373-386.
213. Ramos, M.E., Folguera, A., Fennell, L., Giménez, M., Litvak, V.D., Dzierma, Y., Ramos, V.A., 2014. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes from field and gravity data (39-40°S). *J. South Am. Earth Sci.*, 51, 59–75. doi:10.1016/j.jsames.2013.12.010.
214. Ramos, M.E., Tobal, J.E., Sagripanti, L., Folguera, A., Orts, D.L., Giménez, M., 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). *J. South Am. Earth Sci.*, 1117 64, 1–19. doi:10.1016/j.jsames.2015.08.006.
215. Ramos, M.E., Suárez, R.J., Boixart, G., Ghiglione, M.C., Ramos, V.A., 2019. The structure of the northern Austral Basin: Tectonic inversion of Mesozoic normal faults. *Journal of South American Earth Sciences*, 94, 102195.
216. Ramos, V.A., 1982. Descripción geológico-económica de las Hojas 53 a, Cerro San Lorenzo y 53 b, Meseta Belgrano, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional.
217. Ramos, V.A., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. In: *Geología Argentina* (Caminos, R., ed). Instituto de Geología y Recursos Minerales (SEGEMAR), Anales 29, 3, p. 41-96. Buenos Aires.
218. Ramos, V.A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. In: *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision* (Kay, S.M., Ramos, V.A., and Dickinson, W.R., eds). The Geological Society of America, *Memoir*, 204, 31-65.
219. Ramos, V.A., 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal*, 45, 2, 2-25. doi: 10.1002/gj.1193.

220. Ramos, V.A., Cingolani, C., Chemale Jr., F., Naipauer, M., Rapallini, A., 2017. The Malvinas (Falkland) Islands revisited: The tectonic evolution of southern Gondwana based on U-Pb and Lu-Hf detrital zircon isotopes in the Paleozoic cover. *Journal of South American Earth Sciences* 76, 320-345. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2016.12.013>.
221. Ramos, V.A., Drake, R., 1987. Edad y significado tectónico de la Formación Río Tarde (Cretácico) Lago Posadas, provincia de Santa Cruz. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas, 1, 143-148. Tucumán.
222. Ramos, V.A., Folguera, A. 2009. Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society, London, Special Publications*, 327,1, 31–54. doi:10.1144/sp327.3
223. Ramos, V., Kay, S.M., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, 205, 1-3, 261–282.
224. Ramos, V.A.; Ghiglione, M.C., 2008. Tectonic Evolution of the Patagonian Andes. *Developments in Quaternary Science*, 11, 57-71.
225. Ramsay, J.G., 1962. Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. *The Journal of Geology*, 70, 4, 466-481.
226. Ramsay, J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Book Company, 568p.
227. Ramsay, J., Huber, M., 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 1: Strain Analysis*. Academic Press, 307pp. San Diego.
228. Rapalini, A.E., Hervé, F., Ramos, V.A., Singer, S.E., 2001. Paleomagnetic evidence for a very large counterclockwise rotation of the Madre de Dios Archipelago, southern Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 184, 471-478. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00339-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00339-3).
229. Rapela, C. W., Hervé, F., Pankhurst, R. J., Calderón, M., Fanning, C. M., Quezada, P., ... Reyes, T., 2021. The Devonian accretionary orogen of the North Patagonian cordillera. *Gondwana Research*, 96, 1–21. doi:10.1016/j.gr.2021.04.004
230. Renda, E., Alvarez, D., Prezzi, C., Oriolo, S., Vizán, A. 2019. Inherited basement structures and their influence in foreland evolution: A case study in Central Patagonia, Argentina. *Tectonophysics*, 772, 228232. DOI: 10.1016/j.tecto.2019.228232

231. Riba, O., 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pirinees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, 15, 213-233.
232. Riccardi, A.C., 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo de La Plata*, tomo VII, Geología, 66, 245-318.
233. Ritche, A., Ivins, E., Lange, H., Mendoza, L., Schröder, L., Hormaechea, J.L., Casassa, G., Mardewald, E., Fritsche, M., Perdomo, R., Horwath, M., Dietrich, R., 2016. Crustal deformation across the Southern Patagonian Icefield observed by GNSS. *Earth and Planetary Science Letters*, 452, 15, 206-215.
234. Riley, T.R., Flowerdew, M.J., Whitehouse, M.J., 2012. U-Pb ion-microprobe zircon geochronology from the basement inliers of eastern Graham Land, Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society*, 169(4), 381–393. doi:10.1144/0016-76492011-142
235. Rojo, D., Calderón, M., Hervé, F., Díaz, J., Quezada, P., Suárez, R., ... Viefhaus, T., 2021. Petrology and tectonic evolution of late Paleozoic mafic-ultramafic sequences and the Leones Pluton of the Eastern Andean Metamorphic Complex (46-47°S), southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103198. doi:10.1016/j.jsames.2021.103198
236. Rojo, D., Calderón, M., Ghiglione, M. C., Suárez, R. J., Quezada, P., Cataldo, J., ... Babinski, M., 2021. The low-grade basement at Península La Carmela, Chilean Patagonia: new data for unraveling the pre-Permian basin nature of the Eastern Andean Metamorphic Complex. *International Journal of Earth Sciences*, 110(6), 2021–2042. doi:10.1007/s00531-021-02054-4
237. Ronda, G., Ghiglione, M., Barberón, V., Coutand, I., Tobal, J., 2019. Mesozoic – Cenozoic evolution of the Southern Patagonian Andes fold and thrust belt (47°–48°S): Influence of the Rocas Verdes basin inversion and onset of Patagonian glaciations. *Tectonophysics*. doi:10.1016/j.tecto.2019.05.009
238. Rosenau, M., Melnick, D., 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, TC4013. <https://doi.org/10.1029/2005TC001943>.
239. Russo, R.M., VanDecar, J.C., Comte, D., Mocanu, V.I., Gallego, A. y Murdie, R.E. 2010. Subduction of the Chile Ridge: Upper mantle structure and flow. *GSA Today*, 20, 9, 4-10. doi: 10.1130/GSATG61A.1

240. Salze, M., Martinod, J., Guillaume, B., Kermarrec, J.-J., Ghiglione, M.C., Sue, C., 2018. Trench-parallel spreading ridge subduction and its consequences for the geological evolution of the overriding plate: Insights from analogue models and comparison with the Neogene subduction beneath Patagonia. *Tectonophysics*, 737, 27–39. doi:10.1016/j.tecto.2018.04.018
241. Scalabrino, B., Ritz, J.-F., Lagabrielle, Y., 2011. Relief inversion triggered by subduction of an active spreading ridge: Evidence from glacial morphology in Central Patagonia. *Terra Nova*, 23, 2, 63–69. doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00981.x.
242. Scalabrino, B., Lagabrielle, Y., Malavieille, J., Dominguez, S., Melnick, D., Espinoza, F., Suarez, M., Rossello, E., 2010. A morphotectonic analysis of Central Patagonian Cordillera. Negative inversion of the Andean belt over a buried spreading center? *Tectonics*, 29, 2. doi: 10.1029/2009TC002453.
243. Schellart, W.P., 2011. Rheology and density of glucose syrup and honey: determining their suitability for usage in analogue and fluid dynamic models of geological processes. *J. Struct. Geol.*, 33, 1079–1088. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2011.03.013>.
244. Sepúlveda, V., Hervé, F., 2000. Geología de la Hoja Villa O'Higgins, región de Aysén, Chile. Implicancias cronológicas, metamórficas y tectónicas de las rocas paleozoicas. 9º Congreso Geológico Chileno, Actas, 2, 760-763, Puerto Varas.
245. Sepulveda, F.A., Palma-Heldt, S., Hervé, F., Fanning, M.C., 2010. Permian depositional age of metaturbidites of the Duque de York Complex, southern Chile: U-Pb SHRIMP data and palynology. *Andean Geology*, 37, 2, 375-397.
246. Sepúlveda, S.A., Serey, A., Lara, M., Pavez, A., Rebolledo, S., 2010. Landslides induced by the April 2007 Aysén Fjord earthquake, Chilean Patagonia. *Landslides*, 7, 483-492.
247. Serra-Varela, S., González, P., Giacosa, R., Heredia, N., Pedreira, D., Martín-González, F., Sato, A.M., 2019. Evolution of the Palaeozoic basement of the Northpatagonian Andes in the San Martín de los Andes area (Neuquén, Argentina): Petrology, age and correlations. *Andean Geology*, 46, 1. doi:<http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV46n1-3124>.

248. Shell C.A.P.S.A., 1965. La palinología en la Industria Petrolera y algunos resultados palinológicos en la Argentina. Segundas Jornadas Geológicas Argentinas, 3, 347-353.
249. Shipton, E., 1963. Land of Tempest: Travels in Patagonia 1958-1962, 1° ed. Hodder and Stoughton, 222 pp.
250. Sielfeld, G., Lange, D., Cembrano, J., 2019. Intra-arc Crustal Seismicity: Seismo-tectonic Implications for the Southern Andes Volcanic Zone, Chile. *Tectonics*, 38, 2. doi: 10.1029/2018TC004985.
251. Sisson, V.B., Pavlis, T.L., Roeske, S.M., Thorkelson, D.J., 2003. Introduction: an overview of ridge-trench interactions in modern and ancient settings. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 371, 1–18 Special Papers.
252. Somoza, R., Ghidella, M.E., 2012. Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science Letters*, 331–332, 152–163. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.003>.
253. Spang, J.H., 1972. Numerical method for dynamic analysis of Calcite twin lamellae. *GSA Bulletin*, 83 2, 467–472.
254. Sperner, B., Zweigel, P., 2010. A plea for more caution in fault–slip analysis. *Tectonophysics*, 482, 29-41.
255. Sruoga, P., Japas, M.S., Salani, F., Kleiman, L. Rubinstein, N., 2010. Caldera La Peligrosa (47°15´S, 71°40´O): Un evento clave en la Provincia Silíceá Chon Aike. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66, 368-380.
256. Stern, C.R., 2002. Subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 40, 4. doi:10.1029/2001RG000108.
257. Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31, 2, 161-206.
258. Strack, V., Schellart, W.P., 2014. Evolution of 3-D subduction-induced mantle flow around lateral slab edges in analogue models of free subduction analysed by stereoscopic particle image velocimetry technique. *Earth and Planetary Science Letters*, 403, 368-379.
259. Suárez, M., De la Cruz, R., Fanning, M., 2008. Edades U-Pb SHRIMP en volcanitas del área Chile Chico, Aysén: Proyecto Fondecyt N° 1030162. Informe (Inédito), Servicio Nacional de Geología y Minería: 11 p.
260. Suárez, R.J., Ghiglione, M.C., Calderón, M, Sue, C., Martinod, J., Guillaume, B., Rojo D., 2019. The metamorphic rocks of the Nunatak Viedma in

the Southern Patagonian Andes: provenance sources and implications for the early Mesozoic Patagonia-Antarctic Peninsula connection. *Journal of South American Earth Sciences*.

261. Suárez, R.J., Ghiglione, M.C., Sue, C., Quezada, P., Roy, S., Rojo D., Calderón, M., 2021. Paleozoic-early Mesozoic structural evolution of the West Gondwana accretionary margin in southern Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103062>

262. Suárez, R.J., Sue, C., Ghiglione, M., Guillaume, B., Ramos, M., Martinod, J., Barberón, V., 2021. Seismotectonic implications of the South Chile ridge subduction beneath the Patagonian Andes. *Terra Nova*, 33, 4, 364-374. DOI: 10.1111/ter.12521.

263. Tassara, A., Echaurren, A., 2012. Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, 189, 161-168.

264. Tebbens, S.F., Cande, S.C., Kovacs, L., Parra, J.C., LaBrecque, J.L., Vergara, H., 1997. The Chile ridge: A tectonic framework. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102, B6, 12061-12084.

265. Teyssier, C., Tikoff, B., Markley, M., 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology*, 23, 5, 447-450.

266. Thielicke, W., Stamhuis, E.J., 2014. PIVlab – Towards User-Friendly, Affordable and Accurate Digital Particle Image Velocimetry in MATLAB. *Journal of Open Research Software*.doi:10.5334/jors.bl.

267. Thomson, S.N., Hervé, F., 2002. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile (42-52°S). *Revista Geológica de Chile*, 28, 2, 255-271.

268. Thorkelson, D.J., 1996. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics*, 255, 47-63.

269. Thorkelson, D.J., 2020. Ridge subduction and slab window. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. doi:10.1016/b978-0-08-102908-4.00082-5.

270. Thorkelson, D.J., Madsen, J.K., Slaggett, C.L., 2011. Mantle flow through the Northern Cordilleran slab window revealed by volcanic geochemistry. *Geology*, 39, 3, 267-270.

271. Thorkelson, D.J., Taylor, R.P., 1989. Cordilleran slab windows. *Geology*, 17, 833-836.
272. Tikoff, B., Teyssier, C. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, 16, 11, 1575-1588.
273. Tobal, J.E., Morabito, E.G., Terrizzano, C.M., Zech, R., Colavitto, B., Struck, J., Christl, M., Ghiglione, M.C., 2021. Quaternary landscape evolution of Patagonia at the Chilean Triple Junction: Climate and tectonic forcings. *Quaternary Science Reviews*, 261, 106960. doi:10.1016/j.quascirev.2021.106960
274. Tobal, J.E., Folguera, A., Likerman, J., Naipauer, M., Sellés, D., Boedo, F.L., Ramos, V.A., Gimenez, M., 2015. Middle to late Miocene extensional collapse of the North Patagonian Andes (41°30'–42°S). *Tectonophysics*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.032>
275. Turcotte, D.L., Schubert, G., 2002. *Geodynamics*. Cambridge, 2da edicion, 848p.
276. Turner, J.C.M. 1965. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (provincia del Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20, 2, 153-184, Buenos Aires.
277. Twiss, R.J., Unruh, J.R., 1998. Analysis of fault slip inversions: do they constrain stress or strain rate? *J. Geophys. Res.*, 103, B6, 12205–12222.
278. Twiss, R.J., Moores, E.M., 2007. *Structural Geology* (2° ed). W. H. Freeman and Company, New York. (736 pp).
279. Uliana, M., Biddle, K., and Cerdan, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of argentine sedimentary basins. *Analog*s, 39.
280. Uriz, N.J., Cingolani, C.A., Chemale Jr., F., Macambira, B., Armstrong, R. 2011. Isotopic studies on detrital zircons of Silurian–Devonian siliciclastic sequences from Argentinean North Patagonia and Sierra de la Ventana regions: comparative provenance. *International Journal of Earth Sciences*, 100, 571-589.
281. Uyeda, S., Kanamori, H., 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research*, 84, 3, 1049-1061.
282. Van der Meer, D.G., van Hinsbergen, D.J.J., Spakman, W., 2018. Atlas of the underworld: Slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new

outlook on lower mantle viscosity. *Tectonophysics* 723, 309-448.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.10.004>

283. Van der Pluijm, V.A., Marshak, S., 2004. *Earth Structure: An introduction to Structural Geology and Tectonics*. W.W. Norton & Company, 2da edición, 656 p.

284. Varela, A.N., Poiré, D.G., Martin, T., Gerdes, A., Goin, F.J., Gelfo, J.N., and Hoffmann, S., 2012. U-Pb zircon constraints on the age of the Cretaceous Mata Amarilla Formation, southern Patagonia, Argentina: its relationship with the evolution of the Austral basin. *Andean Geology*, 39: 359-379. Doi:10.5027/andgeoV39n3-a01.

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

286. Wallace, R., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journal of Geology*, 59, 118–130.

287. Willner, A.P., Sepúlveda, F.A., Hervé, F., Massonne, H-J., Sudo, M., 2009. Conditions and timing of Pumpellyite-Actinolite-facies metamorphism in the early Mesozoic frontal accretionary prism of the Madre de Dios Archipelago (Latitude 50°20'S; Southern Chile). *Journal of Petrology*, 50, 11, 2127-2155.

288. Yamaji, A., 2000. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *J. Struct. Geol.*, 22, 4, 441–452.

289. Ye, J., Liu, M. 2017. How fault evolution changes strain partitioning and fault slip rates in Southern California: Results from geodynamic modelling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122, 6893-6909.

290. Zoback, M.L., 1992. First and second order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97, 11703–11728.

291. Zoback, M.L., Zoback, M., 2007. *Lithosphere Stress and Deformation*. En: Schubert, G., (Ed.), *Treatise on Geophysics, Second Edition*. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, pp. 253–273. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00115-9>

**ANEXO 1.** Actitud de elementos estructurales pertenecientes a la fábrica de basamento (sin corregir por declinación magnética) para las formaciones Río Lácteo y Bahía de la Lancha, y la Unidad Nunatak Viedma. Los datos se presentan según regla de la mano derecha. Az= Azimuth. Dip= Inclinación. Pl= Hundimiento. FRL= Formación Río Lácteo. FBLL= Formación Bahía de la Lancha. UNV= Unidad Nunatak Viedma.

Unidad	Lat (S) / Long (O)	S <sub>0</sub>		S <sub>1</sub>		S <sub>2</sub>		S <sub>3</sub>		F <sub>1</sub>		F <sub>2</sub>		F <sub>3</sub>		L <sub>1</sub>		
		az	dip	az	dip	az	dip	az	dip	az	pl	az	pl	az	pl	az	pl	
FRL	47.832667° / 72.126633°	2	55	358	47	200	60					15	10					
		5	52	30	40	185	50					10	10					
		350	50	35	40	220	55					12	6					
		345	35			180	60					17	9					
						190	55					355	12					
						205	55					35	5					
												18	17					
												10	12					
												10	9					
											30	20						
		47.831933° / 72.133067°	20	89	25	88			260	85	25	81	30	5	160	47		
	25		86	34	68			270	90	40	64	26	2	110	53			
				32	72			265	75	50	84	28	1	320	90			
				15	60			270	90	35	85	25	6					
				40	55			255	85			35	9					
				40	60			125	55			25	5					
				40	65			135	60			140	55					
				35	70			110	55									
				10	83			110	90									
				30	75			125	85									
							150	80										
							140	65										
		47.826944° / 72.142667°			302	80					50	75	190	16				
					305	75							160	30				
					315	80							200	33				
													200	39				
		47.818444° / 72.154389°	40	90	205	90					70	71						
			40	74	210	90					65	80						
					210	85					40	55						

				205	90					50	40							
										47	48							
	47.769889° / 72.176694°			50	75	355	70			45	27	120	35			40	12	
				60	60	355	80			35	40	150	32			60	20	
					53	53	350	80			35	40	140	52			50	9
					70	70					45	27	160	28			42	11
													130	38				
												138	32					
FBLL	48.951417° / 72.230278°	233	78	222	81					262	21	277	65					
		242	72	262	72					259	12	332	60					
		277	52	248	74					227	18	292	55					
		237	82	237	78					257	42	296	48					
		242	85	232	60					246	36							
				247	62					238	30							
				272	57					295	25							
				252	85					223	21							
		48.980350° / 72.227°	106	77	85	70												
			107	77	97	68												
			111	78	83	62												
			117	78	92	75												
			112	83	97	65												
			106	71	85	70												
			105	64	101	68												
			107	64	83	62												
			97	70	92	75												
		48.99375° / 72.222944°	72	28														
			64	24														
			73	25														
			100	31														
			87	35														
			82	32														
			56	25														
			115	52														
			107	42														
			95	25														
			85	21														
	37		19															
	73		14															
	19	24																
	22	23																

		79	16																		
		91	23																		
UNV	49.425833° / 73.105278°	200	74	172	82	152	77														
		182	70	162	72	150	73														
		190	87	194	80	155	70														
		170	70	190	77	120	64														
		120	85	170	52	142	60														
		80	85	190	62	110	75														
		66	81	160	74	110	70														
		82	78	160	70	130	70														
		59	85	150	75	122	70														
		62	84	155	62	137	68														
		88	86	170	70																
		85	88	194	80																
		50	82	115	65																
		122	77	125	65																
		104	83																		
		118	65																		
		126	70																		
		117	84																		
		106	79																		
		88	73																		
		81	81																		
		86	77																		
		74	79																		
		57	86																		
		67	80																		
49.396361° / 73.112306°	100	77	90	65					80	345											
	112	72	80	75					80	10											
	115	75	80	65																	
	270	70	100	81																	
	310	80	300	70																	
49.388975° / 73.061630°	95	70	65	75					65	240											
	128	70	135	75					51	226											
	94	62	124	65					60	220											
	95	69	116	71					50	219											
	95	73	134	68					51	214											
85	65	134	77					50	216												

	81	70	155	70					52	229							
	84	66	130	55					41	214							
	100	67	115	55					52	221							
	121	82	120	75					67	230							
	128	80	164	80					295	57							
	130	79	140	85					298	58							
	151	74	138	75													
	123	75	115	85													
	242	85	138	75													
	220	80	115	85													
	260	60	180	55													
			150	57													
			142	62													
			160	55													
	151	80	275	65					40	295							
	301	85	90	70					37	280							
	217	80	275	75					47	280							
	302	85	300	75					42	260							
	112	85	128	70					57	260							
	140	72	160	60					65	220							
	152	80	180	51					10	37							
	146	57	165	60					50	49							
	154	62	180	55													
	160	67	178	57													
	202	50	140	72													
	240	50	150	60													
49.384306°	230	66	147	53													
/	150	62	155	55													
73.036361°	140	60	165	50													
	220	67	190	62													
	210	78	190	55													
	210	62	195	55													
	125	66	155	61													
	130	65	160	45													
			190	61													
			192	50													
			195	65													
			135	59													
			140	64													

**ANEXO 2.** Localidades de análisis cinemático y ejes P-T.

<b>ANDES PATAGÓNICOS DEL NORTE</b>										
Sitio	n	Coordenadas		Dato	Edad de roca	Eje T		Eje P		TR
		Lat (°S)	Long (°O)			Az	PI	Az	PI	
PP1	13	39,845	71,290	Falla-estría	Oligoceno superior	265,1	5,3	161,5	68,6	NF
CC1	13	40,000	70,826	Falla-estría	Mioceno superior	165,8	4,2	285,3	81,5	NF
EM1	11	42,072	71,032	Falla-estría	Oligoceno superior	236,6	70,4	89,5	16,7	TF
EM23	6	42,080	71,044	Falla-estría	Oligoceno superior	146,2	57,1	245	5,6	TF
EM4	14	42,076	71,051	Falla-estría	Oligoceno superior	203,5	62,9	80,7	15,5	TF
LJ1	17	43,947	72,392	Falla-estría	Mioceno	0,2	16,8	102,3	34,8	SS
LOF06	8	44,571	72,422	Falla-estría	Mioceno	180,3	20,3	274,3	10,7	SS
LOF02	11	45,233	72,232	Falla-estría	Cretácico	341,6	24	128	61,9	NF
LOF01	7	45,293	72,326	Falla-estría	Cretácico	34,9	27,5	291,6	24	SS
<b>ANDES PATAGÓNICOS DEL SUR</b>										
J1	7	46,7274	71,7207	Falla-estría	Oligoceno sup-Miocene Inf	99,5	13,9	259,3	75,2	NF
C1	5	47,5968	71,9234	Falla-estría	Mioceno	29,9	11,6	144,4	63,7	NF
B1	10	47,7341	71,99	Falla-estría	Cretácico	121,2	69,8	278,8	18,8	TF
B2	10	47,7356	71,9648	Falla-estría	Mioceno	111,3	83,7	276,6	6	TF
BLL	9	48,9976	72,2258	Falla-estría	Carbonífero	50,3	17,6	143	8,5	SS
PDV1*	16	49,3878	73,0623	Falla-estría	Triásico Superior	297,5	8,5	141,1	80,7	NF
PDV2	10	49,3836	73,0597	Falla-estría	Triásico Superior	122,2	0,3	212,3	28,3	SS
PDV3	10	49,3848	73,0438	Falla-estría	Triásico Superior	328,7	77,4	98,7	8,2	TF
PDV4	10	49,4234	73,1156	Falla-estría	Triásico Superior	285,2	79	83	10,2	TF

**Observación (\*).** En los planos de falla del sitio PDV1 no fue posible extraer mediciones de estrías, a pesar de que, la cinemática de fallamiento normal está evidenciada por desplazamiento de marcadores pasivos, como se muestra en

la Figura AP2-1. Por lo tanto, para computar el tensor de *strain* se asumió un *rake* de 90°, es decir, un deslizamiento vertical puro sobre el plano de falla.



**Figura AP2-1.** Afloramiento del sitio PVD1 donde se midió el sistema de fallas normales.

### **ANEXO 3. TÉCNICAS PARA LA PREPARACIÓN DE LOS EXPERIMENTOS DE SUBDUCCIÓN**

Para el **Capítulo 6** de esta tesis, solo se seleccionaron para presentar aquellos experimentos que tuvieron una evolución exitosa, en términos de que permitiesen extraer mediciones confiables. De esta forma, los experimentos “fallidos” se descartaron y quedaron rezagados, como si durante el proceso de construcción del conocimiento los aciertos tuvieran más peso que los fallos, reproduciendo el clásico punto de vista epistemológico de la ciencia, es decir, regirse por los éxitos. Por lo tanto, en este apéndice se intenta escapar esta visión, para tomar ciertas libertades en mostrar como es el procedimiento que hay detrás de presentar un modelo, cómo se preparan los materiales y los fallos que hicieron posibles los éxitos.

### AP 3. RECETA DEL MODELADO: PASOS, PROCEDIMIENTOS Y ERRORES

Los experimentos se realizaron en el laboratorio “*Modélisation Analogique & Hydrologique*” de la Université de Rennes 1 en la ciudad de Rennes (Francia). El procedimiento para la construcción de los experimentos se realizó gracias a la ayuda y enseñanza de los Dres. Benjamin Guillaume (Université de Rennes 1) y Joseph Martinod (Université Savoie Mont Blanc), y el técnico de laboratorio Jean-Jacques Kermarrec (Université de Rennes 1). El laboratorio de modelado en Rennes, tiene la particularidad de haber sido el centro donde nació este método experimental (Davy y Cobbold, 1991a, 1991b; Martinod, 1991), luego adaptado a un modelo de dos capas por la escuela Italiana de modelado (véase p. ej., Funiciello et al., 2003).

Los materiales para realizar los experimentos consisten de silicona (*PDMS*) y jarabe de glucosa, simulan las placas litosféricas que descansan sobre el manto, respectivamente. Durante los años 90', se simulaba el manto usando miel. Luego este material fue reemplazado por el jarabe de glucosa, de amplio uso para la fabricación de golosinas.

Para comenzar, las siliconas que van a formar parte de las placas subductante y cabalgante, de aspecto inicial transparente, son mezcladas con cantidades variables de polvo de hierro que le confieren la coloración negra (Fig. AP3.1). Dado que se asume que la subducción es un proceso inicialmente controlado por los contrastes de densidad (es decir, fuerza de flotabilidad), una densidad más alta que el manto ( $\delta_m$ ) presenta la placa que se subduce ( $\delta_{ps}$ ) y una densidad más baja que el manto presenta la placa cabalgante ( $\delta_{pc}$ ), es decir,  $\delta_{ps} > \delta_m > \delta_{pc}$ . El polvo de hierro se vierte dentro de un *bowl* que contiene la

silicona y se mezclan con una batidora de pie, como aquellas similares a las de uso corriente en la repostería. Las densidades son rutinariamente controladas y registradas (Fig. AP3.1).

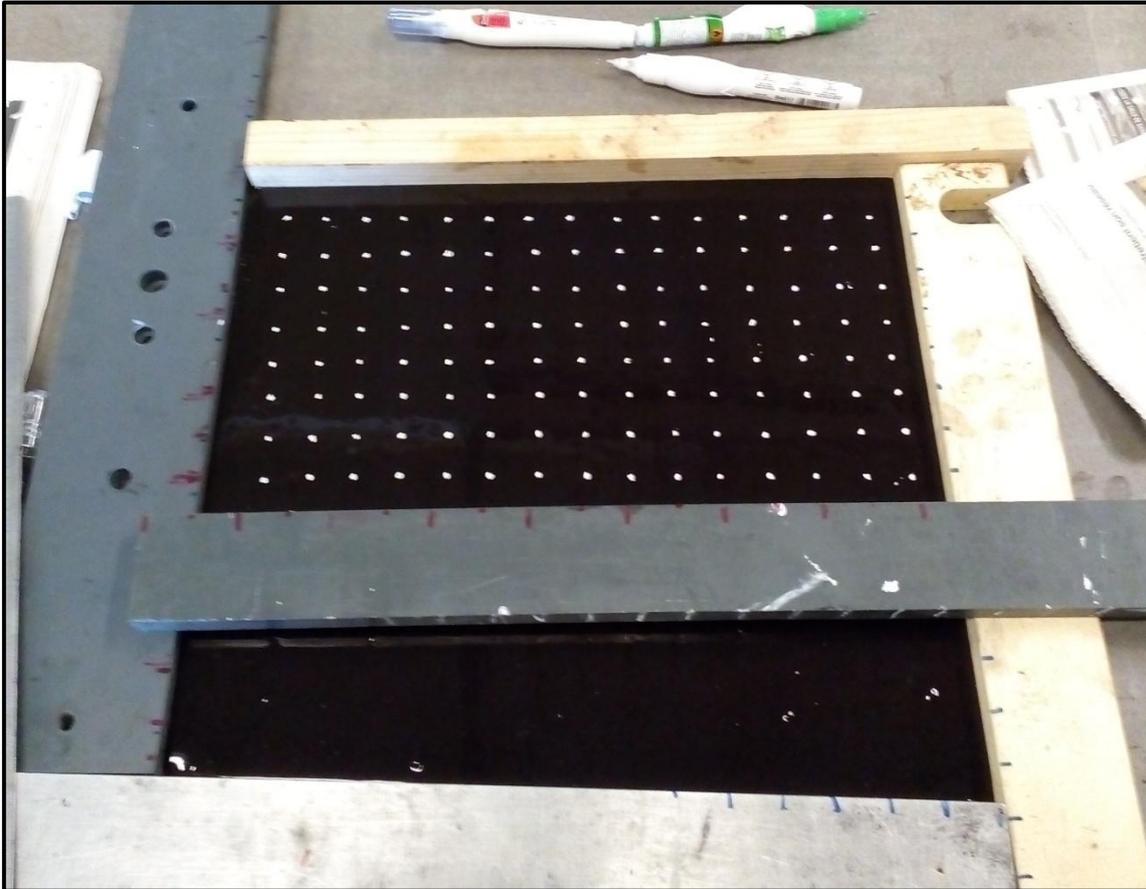


**Figura AP3.1.** A la izquierda, se muestra el instrumento usado para medir las densidades. A la derecha, el aspecto de la silicona.

Para confeccionar las placas, una vez que se obtuvo la densidad requerida, se modela la silicona para obtener la geometría preliminar de ancho, largo y espesor. Para ello, se pasan “ida y vuelta” por un rodillo, que recuerda a la maquina “Pastalinda” (Fig. AP3.2) de amplio uso para la fabricación de pastas. Luego, la masa de silicona se recorta para adaptarla al diseño de placa prediseñado. Por encima, se le añaden puntos de color blanco puestos con corrector de birome (*liquid paper*) (Fig. AP3.3), y se le unta una fina película de líquido obtenido al mezclar parafina con vaselina (P+V; cantidades propuestas por Duarte et al., 2014). De esta forma, la placa queda lista para ser introducida en el aparato experimental.



Figura AP3.2. Aparato similar a la "Pastalinda" usado para estirar y adelgazar la silicona.



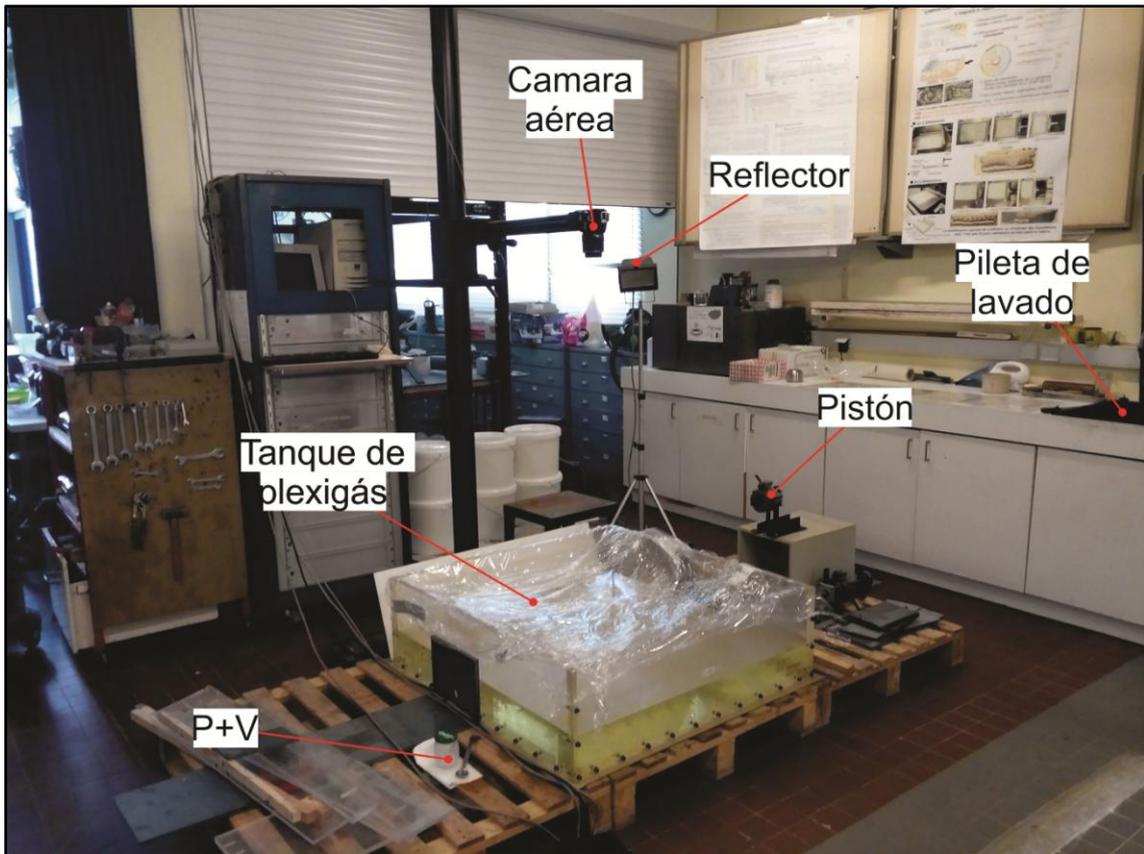
**Figura AP3.3.** Ejemplo de una placa cabalgante prácticamente finalizada. Nótese que la placa es contenida con límites laterales, ya que debido a su viscosidad, en un período de tiempo relativamente largo -el transcurso de una noche- la silicona se expande lateralmente.

El aparato experimental consiste de un tanque de Plexiglás de dimensiones 100 x 100 x 30 cm (figs. AP3.4, AP3.5), de aspecto similar a una pecera. Dentro del tanque se vierte un volumen de  $100.000 \text{ cm}^3$  de jarabe de glucosa, que equivalen a 10 cm de altura. Periódicamente, al jarabe de glucosa que reside dentro de la pecera se le mide la densidad, y se limpian posibles desechos y burbujas que puedan modificar sus condiciones iniciales.



**Figura AP3.4.** Tanque de plexiglás usado como recipiente. Nótese que encima del tanque se pone un *film* con la finalidad de evitar que el jarabe de glucosa entre en contacto directo con el aire y desarrolle una fina capa superficial endurecida.

El aparato experimental es complementado con un pistón (Fig. AP3.5) que empuja la placa oceánica simulando el *ridge push*, pero que no afecta la dinámica de las celdas de flujo que se desarrollan dentro del jarabe de glucosa. Para obtener vistas aérea (*bird view*) y de la lado (*side view*), se acoplan cámaras (Fig. AP3.5).



**Figura AP3.5.** Principales elementos que componen el aparato experimental. P+V= mezcla de parafina y vaselina.

Una vez que se comprueba que todos los elementos del aparato experimental funcionan en óptimas condiciones, se ponen las placas por encima del jarabe de glucosa (Fig. AP3.6) y se inicia manualmente la subducción. Para ello, se empuja levemente el borde delantero de la placa subductante hasta que se hunde a una profundidad de 3 cm. Luego, la subducción continúa autoconducida por los contrastes de densidad, y en caso de que se incorpore un pistón de empuje, éste impone condiciones cinemáticas de borde.

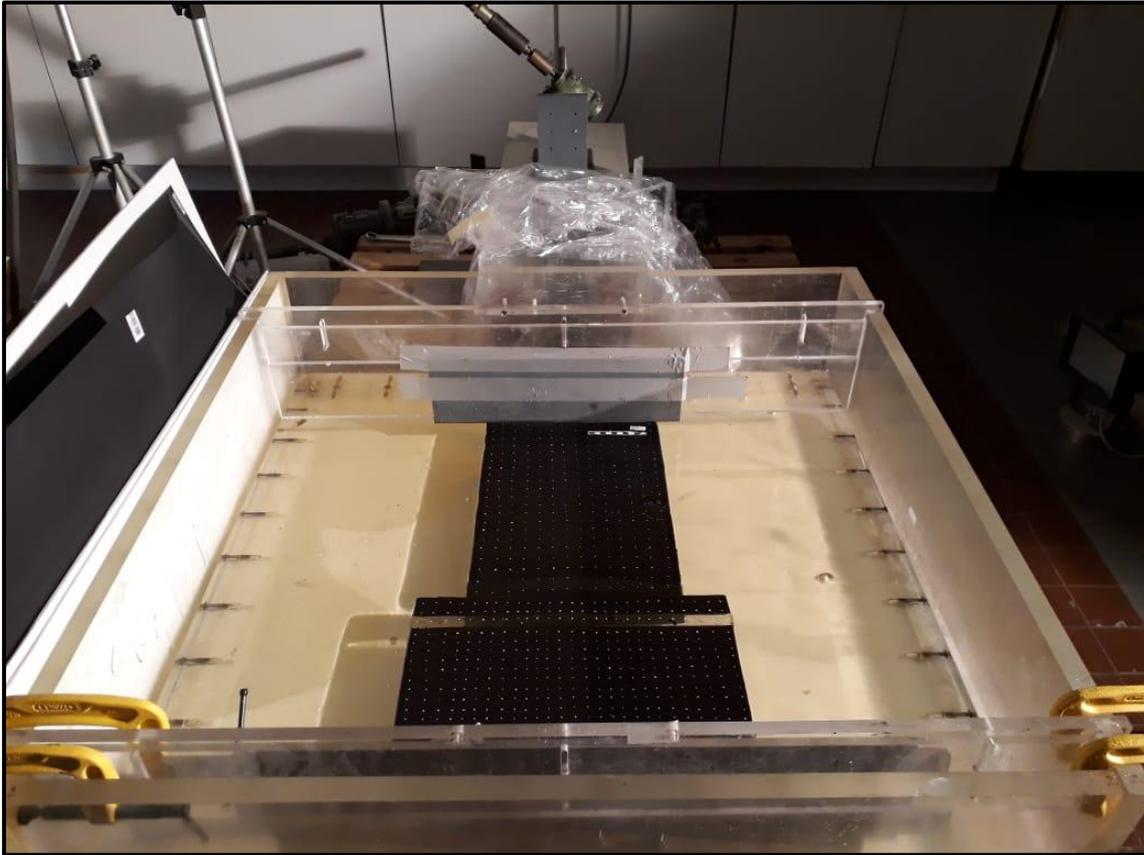
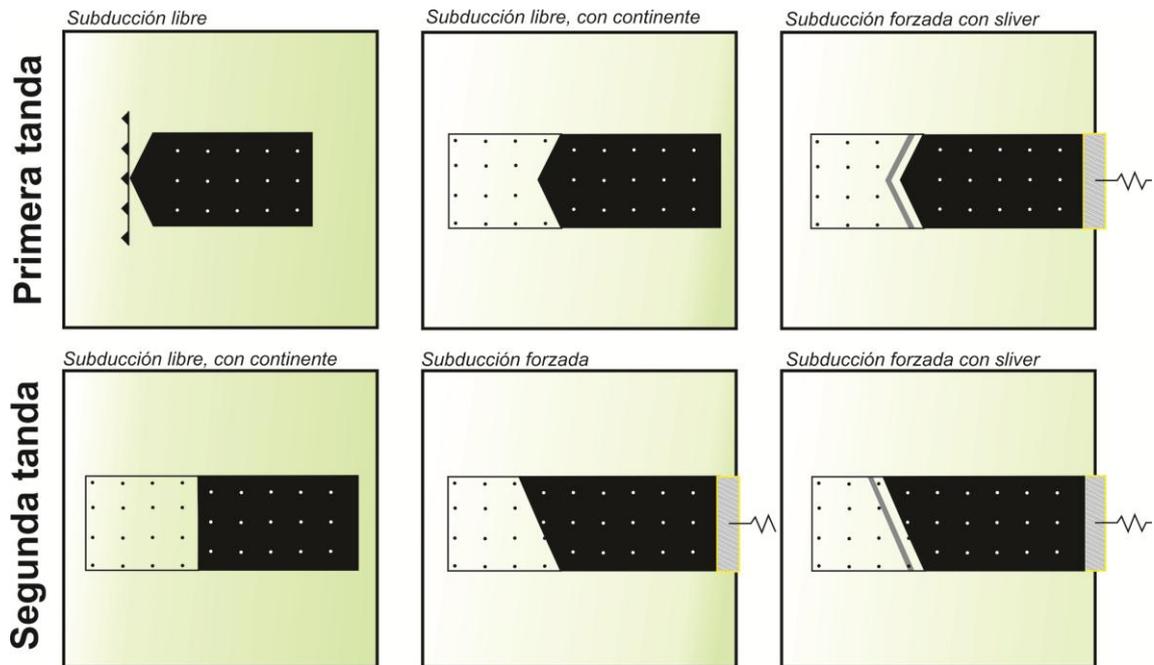


Figura AP3.6. Vista frontal del aparato experimental previo a iniciarse la subducción.

**AP 3.2. Tanda de experimentos.** Durante la primer estadía en mayo de 2017 en el laboratorio de modelado, se realizó la calibración de los modelos durante un arduo proceso que conllevó la realización de 14 experimentos. De notarse que, en esta primera instancia no se obtuvieron modelos que permitiesen extracción de resultados confiables, pero permitió aprender (I) conceptos teóricos de índole geodinámica sobre zonas de subducción, (II) conceptos teóricos sobre *strain* y su computalización, (III) técnicas para la elaboración de los experimentos, (IV) técnicas para la extracción de mediciones, y por último, (V) los muchos errores durante la calibración de los modelos, sentaron las bases para los experimentos exitosos que se realizaron en una segunda estadía durante noviembre y diciembre de 2018.



**Figura AP3.7.** Diseño de las placas elegidas durante los experimentos realizados en la primera y segunda etapa de modelado. Los experimentos desarrollados durante la segunda tanda, fueron los presentados en el **Capítulo 6**.

Los experimentos de la primera tanda tuvieron dos complicaciones principales, una fue introducida por el diseño de las placas, y la segunda, por la inexperiencia del usuario (es decir, el autor de la tesis). Como se exhibe en la figura AP3.7, en una primera instancia se realiza un experimento de referencia en condiciones de subducción libre. Este tipo de experimentos desarrollan un *roll-back* negativo de larga duración. Luego, cuando se introdujo la placa cabalgante sin empuje de pistón, la deformación era acomodada por componentes de deformación rígida (traslación + rotación), siendo la componente de deformación interna insignificante. Por ello, se decidió introducir una fuerza adicional inducida por el empuje de pistón. De este modo, la placa oceánica modifica su evolución y alterna estadios de inclinación empinada y somera, y la placa cabalgante responder registrando deformación interna.

**ANEXO 4.** Tabla con los mecanismos focales empleados para computar los tensores de esfuerzo. SS= fallamiento de *strike-slip*. TF= fallamiento inverso. NF= fallamiento normal.

Región sísmica	Ubicación geográfica		Magnitud (Mw)	Profundidad (km)	Planos nodales			Esfuerzo horizontal máximo		Régimen tectónico	Autor
	Lat	Long			Rumbo	Buz	Rake	Max	Min		
La Araucanía	39,26	71,83	5,2	15,0	110	62	23	60	150	SS	GCMT (Dziewonski et al. 1981; Ekström et al. 2012)
	40,32	71,85	5,4	15,0	174	72	174	40	130	SS	
	40,59	72,22	5,0	21,2	162	64	-165	24	114	SS	
	39,86	71,47	5,1	15,6	176	65	-168	38	128	SS	
	39,13	71,71	2,3	9,0	307	67	-20	86	176	SS	Sielfeld et al. (2019)
	39,13	71,71	2,0	9,0	310	82	6	85	175	SS	
	39,13	71,70	3,0	9,0	177	60	90	87	177	TF	
	39,13	71,71	2,4	8,8	260	43	22	26	116	UF	
	39,13	71,71	1,7	9,0	105	41	-40	76	166	NF	
	39,13	71,71	2,2	8,6	48	69	-180	93	3	SS	
	39,13	71,71	2,0	8,9	280	35	53	31	121	TF	
	39,14	71,75	1,6	9,9	328	61	-11	105	15	SS	
	39,15	71,65	2,2	9,0	74	73	-11	30	120	SS	
	39,42	71,89	2,1	9,0	164	83	-39	122	32	UF	
	39,42	71,90	2,2	9,0	80	72	42	27	117	TS	
	39,42	71,89	2,2	8,9	331	85	29	104	14	SS	
	39,42	71,89	2,2	7,6	109	85	-74	73	163	UF	
	39,42	71,89	2,3	7,5	317	50	0	92	2	UF	
	39,43	71,89	2,5	9,0	319	88	-4	94	4	SS	
	39,43	71,89	2,5	9,0	324	71	16	96	6	SS	
	39,43	71,89	2,4	8,8	141	67	-45	106	16	NS	
	39,43	71,89	2,4	8,9	22	53	-10	160	70	SS	
	39,43	71,88	2,3	8,8	140	86	3	95	5	SS	
	39,43	71,88	2,4	9,0	321	63	-13	99	9	SS	
	39,43	71,89	2,2	9,0	320	48	-18	101	11	UF	
	39,43	71,89	2,3	9,0	192	84	75	136	46	UF	
	39,44	71,85	2,4	9,0	115	62	-62	91	1	NF	
	39,51	71,90	1,7	4,0	48	60	0	3	93	UF	
	39,70	71,84	2,1	8,6	14	71	-68	168	78	NF	
	Los Lagos	42,93	72,65	5,2	17,4	206	77	-177	71	161	
42,82		72,56	5,0	12,0	280	52	-31	65	155	NS	
42,17		72,46	5,4	12,0	84	57	-11	42	132	SS	
42,09		71,66	5,2	12,0	172	17	118	68	158	TF	
42,00		72,44	3,2	6,9	210	45	-151	65	155	NS	Lange et al. (2008)
42,00		72,44	3,8	7,4	109	64	-23	70	160	SS	
42,00		72,45	3,2	5,9	198	66	169	66	156	SS	
42,01		72,47	3,1	6,1	223	22	-120	59	149	NF	
42,00		72,46	3,4	6,1	281	66	-4	57	147	SS	
42,38		72,80	2,8	10,1	144	45	0	98	8	UF	
42,84	72,64	3,6	8,4	231	59	-162	91	1	SS		
42,80	72,55	3,0	6,9	319	84	2	94	4	SS		

Aysén	45,46	73,07	5,3	12,8	264	89	-1	39	129	SS	GCMT (Dziewonski et al. 1981; Ekström et al. 2012)
	45,51	73,03	5,3	12,0	91	84	-6	47	137	SS	
	45,51	73,08	5,7	16,6	87	70	-12	44	134	SS	
	45,48	72,95	6,2	12,0	84	86	2	39	129	SS	
	44,36	73,03	5,4	12,0	191	68	-178	55	145	SS	
	44,43	73,01	5,2	20,4	186	72	171	52	142	SS	
	46,02	72,55	5,0	17,6	99	61	4	53	143	SS	
	45,38	73,06	2,3	8,2	268	66	51	29	119	UF	Agurto et al. (2012)
	45,37	72,91	2,4	7,0	265	51	77	5	95	TF	
	45,13	72,97	4,0	10,6	293	87	15	68	158	SS	
	45,13	72,97	3,7	8,0	239	87	15	14	104	SS	
	45,40	73,13	2,6	8,3	259	52	-71	65	155	NF	
	45,13	72,97	2,6	8,0	293	87	15	68	158	SS	
	45,13	72,97	2,7	9,7	325	60	35	91	1	TS	
	45,37	72,95	1,5	6,8	282	35	-81	97	7	NF	
	45,36	72,90	1,4	6,7	50	67	-46	16	106	NS	
	45,38	73,06	2,4	7,2	236	76	-32	15	105	SS	
45,38	72,08	1,5	13,8	236	76	-32	15	105	SS		
45,37	72,91	2,6	6,9	34	56	-53	8	98	NF		
45,38	73,06	4,0	7,1	232	75	1	7	97	SS		
45,37	72,91	1,9	7,0	50	67	-46	16	106	NS		
45,38	72,08	2,9	8,8	38	48	-19	179	89	NS		
Última Esperanza	51,08	72,13	4,9	12,0	181	22	121	74	164	TF	GCMT (Dziewonski et al. 1981; Ekström et al. 2012)
	51,05	72,53	4,9	14,1	32	34	130	100	10	TF	
	50,65	72,10	5,1	12,0	355	35	73	95	5	TF	
	51,12	72,59	5,5	15,0	31	25	114	108	18	TF	