



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA**



**ESTRUCTURA CORTICAL BAJO LOS ANDES DEL SUR Y
ROL DEL RÉGIMEN TERMO-MECÁNICO EN LA
DISTRIBUCIÓN Y ESTILO DE SU DEFORMACIÓN.**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Joaquín Ignacio Julve Lillo

Profesor Patrocinante : Dr. Andrés Tassara O.
Profesores Comisión : Dr. Joaquín Cortés A.
Dr. Klaus Bataille B.

Concepción, 2019

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.	1
1.1. Generalidades y planteamiento del problema.	1
1.2. Objetivos.	3
1.2.1. Objetivo General.	3
1.2.2. Objetivo Específico.	3
1.3. Ubicación de área de estudio.	4
1.4. Trabajos anteriores.	5
1.5. Agradecimientos.	7
2. MARCO TEÓRICO.	8
2.1. Conceptos termales y mecánicos.	8
2.1.1. Distribución de la temperatura en una zona de subducción.	8
2.1.1.1. Temperatura sobre el SLAB.	8
2.1.1.2. Temperatura sobre el LAB.	14
2.1.2. Comportamiento mecánico en una zona de subducción.	15
2.2. Conceptos estructurales y perfiles balanceados.	20
2.2.1. Cizalla triangular (<i>trishear</i>).	21
2.2.2. Cizalla inclinada.	22
2.2.3. Flujo paralelo a la falla.	23
2.2.4. Restitución y cálculo de acortamiento.	24
2.2.5. Incertidumbres y estimación del error en secciones balanceadas.	28
3. MARCO GEOLÓGICO.	31
3.1. Generalidades.	31
3.2. Geología de unidades morfoestructurales.	33
3.2.1. Cordillera de la Costa.	33
3.2.2. Depresión Central.	34
3.2.3. Cordillera Principal.	35
3.2.4. Cordillera Norpatagónica.	36
3.3. Estilos y sistemas estructurales.	37
3.3.1. Cordillera Principal.	37
3.3.1.1. Frente Occidental.	37
3.3.1.2. Faja Corrida y Plegada de Aconcagua.	38
3.3.1.3. Faja Corrida y Plegada de Guañacos.	40
3.3.2. Cordillera Frontal.	41
3.3.2.1. Sistema de Fallas de Portillo.	41
3.3.3. Cuenca Neuquina.	42
3.3.3.1. Faja Corrida y Plegada de Malargüe.	42
3.3.3.2. Faja Corrida y Plegada de Chos Malal.	43
3.3.3.3. Faja Corrida y Plegada del Agrio.	44
3.3.3.4. Fosa de Loncopué.	44
3.3.4. Cordillera Norpatagónica.	45

3.3.4.1. Fosa de Biobío-Aluminé.	45
3.3.4.2. Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui.	46
3.3.4.3. Faja Corrida y Plegada de Los Andes Norpatagónicos.	46
3.3.4.4. Sistema de la Precordillera.	47
3.3.4.5. Antepaís Norpatagónico o Patagonia <i>Broken Foreland</i> .	48
4. METODOLOGÍA.	49
4.1. Construcción de una base de datos geológica.	49
4.2. Construcción de un modelo estructural 3D.	52
4.3. Obtención del detachment termo-mecánico.	53
5. RESULTADOS.	56
5.1. Base de datos geológica.	56
5.2. Modelo termo-mecánico y superficie de <i>detachment</i>.	68
5.2.1. Análisis de la geometría y profundidad en la superficie de <i>detachment</i> .	71
5.3. Modelo estructural 3D.	79
6. DISCUSIÓN.	88
6.1. Análisis comparativo entre las superficies de <i>detachment</i>.	88
6.3. Rol de los parámetros termal en el régimen termal y en la superficie de <i>detachment</i>.	96
6.4. Segmentación de segundo orden en los Andes del Sur.	99
7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	104
8. REFERENCIAS.	106

RESUMEN

Los Andes del Sur es un segmento de la Cordillera de Los Andes constituido por una diversidad de provincias estructurales que son el manifiesto de la deformación que sufre este orógeno debido a la dinámica de la subducción entre la placa de Nazca y Sudamericana. Este proceso, no sólo controla el cómo se deforman las rocas que constituyen la placa continental, sino que también, es un factor importante en la distribución de la temperatura y en el comportamiento mecánico al interior de la litósfera.

En este sentido, tanto el régimen termal como el mecánico ejercen un rol en cómo será la deformación de las rocas que componen la litósfera, definiendo incluso aquellos límites intracorticales conocidos como mega despegues (*detachment* o *decòllement*) que enraízan las estructuras superficiales.

En función a lo anterior, se han estimado ambos regímenes dando forma a un modelo termo-mecánico de tres dimensiones (x, y, z), calculada considerando los modelos de distribución de temperatura al interior de la litósfera de Molnar & England (1990) y Sandiford & McLaren (2002) y el modelo de resistencia a la deformación permanente de Burov & Diament (1995).

De lo anterior, se ha podido obtener una superficie de *detachment* bajo los Andes del Sur, considerando que los puntos que componen dicha superficie, son aquellos en donde el máximo esfuerzo disponible es igual a la curva de resistencia a la deformación dúctil (Giambiagi *et al.*, 2014; Echaurren *et al.*, 2016), puesto que se asume que este mega despegue es sub paralelo a la transición frágil-dúctil al interior de la litósfera (Burchfiel *et al.*, 1989; Brun *et al.*, 1994; Lister & Davis, 1989).

Además, para ajustar el modelo termo-mecánico anterior y analizar la dependencia tanto de la temperatura como de las características reológicas de las rocas que constituyen la litósfera, respecto de la deformación actual de los Andes del Sur, se ha construido un modelo estructural para la superficie de *detachment*, obtenido a partir de una recopilación de secciones estructurales balanceadas a lo largo del área de estudio, que han definido este mega despegue intracortical a partir de datos sísmicos y/o gravimétricos.

Los resultados obtenidos muestran que independiente de los parámetros termales y reológicos que se le impongan al modelo termo-mecánico, siempre se mantienen rasgos de carácter regional en la geometría de la superficie de *detachment* y que se ajustan bien al comportamiento de este mega despegue intracortical obtenido a partir del modelo estructural. Lo anterior probablemente significa, que existen rasgos estructurales a nivel litosférico de primer orden, que controlan la distribución de la deformación a lo largo de los Andes del Sur y que mantienen una orientación NW, similar a la mayor parte de estructuras generadas durante el ciclo pre andino. Finalmente, esta distribución permite definir una segmentación de segundo orden al interior de los Andes del Sur, que además pone en manifiesto las diferencias en la superficie de *detachment* entre ambos modelos.

1. INTRODUCCIÓN.

1.1. GENERALIDADES Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.

La dinámica del margen andino está controlada por un contexto tectónico de subducción, donde interaccionan una placa oceánica con otra continental. Para el caso de los Andes del Sur (Tassara & Yáñez, 2003), es la Placa de Nazca la que subducta bajo la Placa Sudamericana, con una tasa de convergencia cercana a los $6,6 \pm 0,2$ cm/año (Sdrolias & Müller, 2006; Ruegg *et al.*, 2009), proceso que ha sido el responsable de la deformación en la placa continental, la que mayoritariamente se expresa en un engrosamiento y acortamiento de la corteza (Oncken *et al.*, 2006).

Ahora bien, el cómo la placa superior se deforma debido a este acortamiento, ha sido el centro de diversos estudios estructurales realizados principalmente en la vertiente oriental de la Cordillera de los Andes, de los que se ha concluido que existen ciertas estructuras en profundidad que controlan la deformación desde el ante-arco al tras-arco, denominadas mega despegues o *detachments* intracorticales (Oncken *et al.*, 2006; Ramos *et al.*, 2004; McQuarrie *et al.*, 2008; Farías *et al.*, 2010). En particular, definir esta estructura resulta particularmente complicado, puesto que no existe un método de toma directa de datos, como ocurre con la deformación superficial, debido a esto, diversos autores han postulado que dicha superficie, probablemente se encuentre sub paralela a la transición frágil dúctil (Burchfiel *et al.*, 1989; Lister & Davis, 1989; Brun *et al.*, 1994).

Lo anterior es especialmente aplicable en el caso de los Andes Centrales, donde grandes secuencias sedimentarias se encuentran sobre un basamento ígneo y metamórfico, permitiendo el desarrollo de extensas fajas corridas y plegadas que, tras su análisis en secciones balanceadas, han definido de forma acotada la geometría de estas superficies de mega despegue intracortical (Ramos *et al.*, 2004). No obstante, hacia el sur, las características de estas zonas en profundidad no son tan claras como en el norte, puesto que el estilo de la deformación es más acotado en extensión y varía al interior de cada morfoestructura, debido a esto, ha sido necesario restringir los resultados de

secciones balanceadas con datos sísmicos y/o gravimétricos (Ramos *et al.*, 2004; Farías *et al.*, 2010), los que, en muchos casos, no han sido satisfactoriamente concluyentes.

En este sentido, se realizará una descripción tanto geológica como estructural de todos los Andes del Sur, que permitirá caracterizar las variaciones en el estilo de la deformación al interior de cada morfoestructura que compone este segmento del orógeno, con el fin de evaluar si su comportamiento es homogéneo, o, por el contrario, existen zonas particulares que sugieren una heterogeneidad tanto en la distribución como en el estilo de su deformación. De esta forma, será posible evaluar si existe o no una segmentación al interior de los Andes del Sur, debido a las diferencias antes mencionadas, que son el manifiesto de variaciones en la cinemática de placas o en la arquitectura de la litósfera (Horton *et al.*, 2018). Posteriormente y a partir de la recopilación anterior, se construirá un modelo estructural en tres dimensiones, del cual será posible obtener una superficie de *detachment* de origen estructural para toda el área de estudio.

Por otra parte, otro problema fundamental a resolver por este trabajo es definir, a partir de la construcción de un modelo termo-mecánico, niveles de *detachment*, que, según diversos autores, corresponden a zonas de cizalla maestra que actúan como raíz de las estructuras superficiales, y que, por lo tanto, controlan la deformación en la placa superior (Reynolds & Lister, 1987; Brun *et al.*, 1994; Ramos *et al.*, 2004; Giambiagi *et al.*, 2014; Echaurren *et al.*, 2016). En particular, estas superficies al interior de la litósfera serán construidas con de la identificación de puntos donde el esfuerzo máximo disponible, en función al contexto geotectónico, es igual al valor de la resistencia a la deformación dúctil (Giambiagi *et al.*, 2014; Echaurren *et al.*, 2016), asumiendo que estas zonas se encuentran sub paralelas a la transición frágil-dúctil (Burchfiel *et al.*, 1989; Lister & Davis, 1989; Brun *et al.*, 1994), ya que bajo este límite, no es posible encontrar deformación frágil y más aún, de acuerdo con lo propuesto por Brun *et al.* (1994), esta se transforma en puro flujo coaxial.

Definido lo anterior, resulta claro suponer que el régimen termo-mecánico juega un rol fundamental en la deformación bajo un orógeno particular, debido a esto, se evaluará cuál es el posible control que ejerce tanto en la distribución como en el estilo de la deformación en los Andes del Sur, a partir del análisis geométrico de la superficie de *detachment* obtenida con el modelo termo-mecánico y la relación que tiene con la ubicación de ciertas provincias estructurales. Más

aún, se realizará un análisis comparativo a través de ciertos parámetros estadísticos, entre la superficie anterior respecto de aquella obtenida a partir del modelo estructural, con el fin de determinar si la primera tiene validez estructural y finalmente definir si es posible ocupar modelos termo-mecánicos para restringir la geometría que esta estructura debiese tener en secciones estructurales balanceadas, resolviendo de esta forma, el problema que existe al enraizar las estructuras superficiales a un nivel de despegue que satisfaga el balanceo en dichos perfiles.

1.2. OBJETIVOS.

1.2.1. Objetivo general.

Establecer el rol del régimen termo-mecánico en la distribución y estilo de la deformación en los Andes del Sur.

1.2.2. Objetivos específicos.

- i. Analizar la relación entre las unidades geológicas y el arreglo estructural en superficie a lo largo de los Andes del Sur.
- ii. Definir una superficie de *detachment* a partir de datos estructurales en secciones balanceadas.
- iii. Generar una superficie de *detachment* conociendo el régimen termo-mecánico bajo los Andes del Sur.
- iv. Evaluar la validez en el uso de modelos termo-mecánicos para la definición de estructuras de *detachment* en perfiles estructurales balanceados.
- v. Analizar la distribución de la deformación a lo largo de los Andes del Sur.

1.3. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.

El área de estudio se encuentra dentro del segmento de los Andes del Sur, entre los 33° y 45° de Lat. S, es decir, desde el norte de Santiago hasta Puerto Aysén. En cuanto a su longitud, esta abarca tanto la fosa como el trasarco a lo largo de todo el cuadrángulo de interés (Figura 1.1).

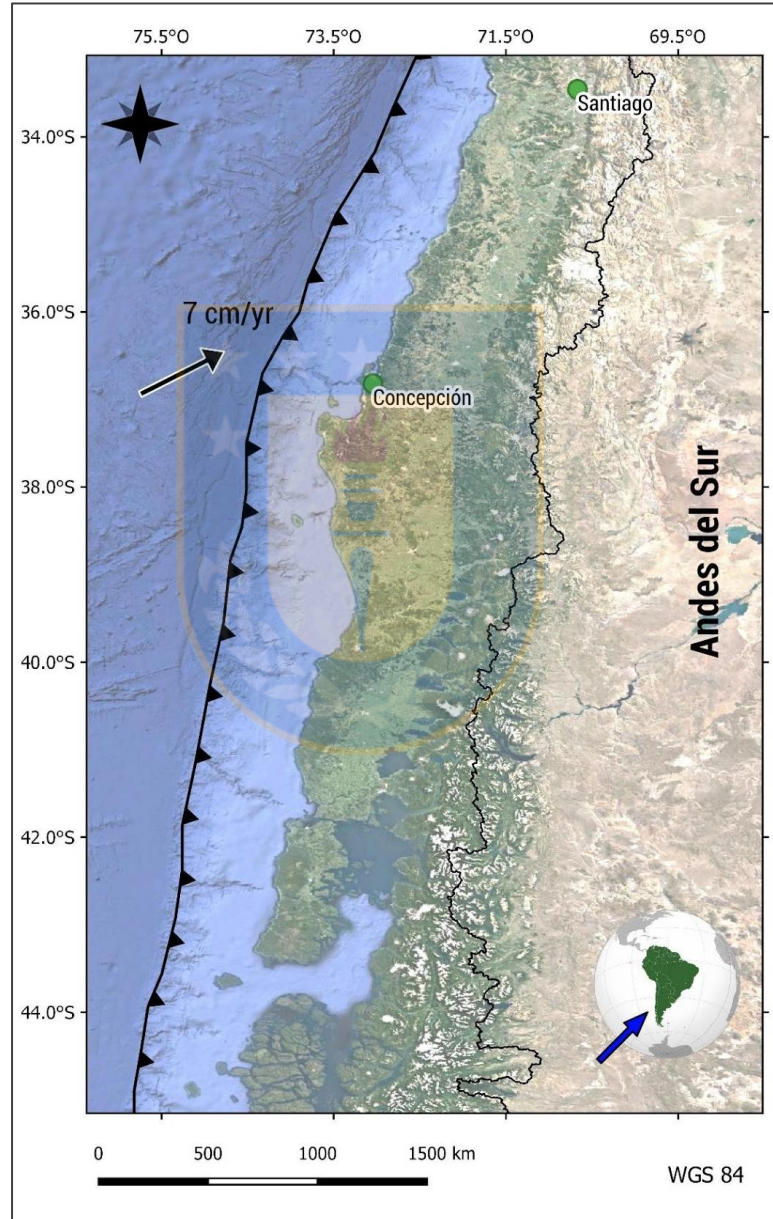


Figura 1.1: Mapa que muestra la ubicación del área de estudio, las ciudades principales, la velocidad de convergencia y la segmentación de primer orden para la Cordillera de los Andes propuesta por Tassara & Yáñez (2003).

1.4. TRABAJOS ANTERIORES.

Si bien es cierto son muchos los trabajos que relacionan la estructura profunda del margen andino con su expresión en superficie, pocos son los autores que han utilizado un modelo termo-mecánico para establecer esta relación. En este sentido, Giambiagi *et al.* (2015) construye el primer perfil estructural que incorpora el régimen termal y mecánico de la litósfera a la latitud de 33,4° S y menciona que zonas dúctiles asociadas a la transición frágil-dúctil y ubicadas en la placa continental, pueden servir como *detachment* para las fallas en superficie.

Posteriormente Echaurren *et al.* (2016), hace lo propio para la zona entre los 41° y 44° S, proponiendo que la estratificación composicional de la placa superior y el régimen termal, determinan las propiedades reológicas de la litósfera, cuya estructura termo-mecánica permite identificar zonas de transición frágil dúctil, que corresponden a los límites donde *decòllements* corticales pueden ser nucleados y actuar como fallas maestras para la propagación de la deformación en la corteza media y superior.

Para la construcción de un modelo termo-mecánico, es sumamente importante conocer la estructura interna de la litósfera, en este sentido, son los trabajos de Tassara *et al.* (2006) y Tassara & Echaurren (2012), los que han definido una geometría en tres dimensiones para los diferentes límites litosféricos en base a sus diferencias composicionales y de densidad.

Por otra parte, para calcular el régimen termal en un contexto de subducción como el andino, es el trabajo de Tassara & Morales (2013) el que unifica los diferentes conocimientos en esta materia, a través de la construcción de un modelo termal de escala litosférica, asumiendo que el gradiente geotérmico está definido por un flujo de calor conductivo y con producción radiogénica, que depende de la estructura composicional de la corteza y el manto.

Además, imponen que la temperatura a la base de la litósfera continental está dictada por una condición particular. En este sentido, para la región ubicada al este de la intersección entre el límite astenosfera-litósfera (LAB) y la placa oceánica subductada (SLAB), asumen que el LAB corresponde a la intersección de la astenosfera adiabática con la litósfera conductiva y la

temperatura queda definida por la temperatura potencial de la curva adiabática en la superficie y un gradiente adiabático constante. Por su parte, la estructura termal al oeste de la intersección LAB-SLAB, está controlada por la temperatura en la superficie interplaca, la que calcularon considerando los siguientes factores: un flujo de calor proveniente de la losa subductada, fricción en el *megathrust* y un factor de reducción que depende de la velocidad de convergencia y la geometría de subducción.

Ahora bien, tanto Echaurren *et al.* (2016) como Giambiagi *et al.* (2015), ocupan el modelo termal anterior, para obtener el comportamiento termo-mecánico de la litósfera. Haciendo uso del concepto de resistencia a la deformación permanente (Burov & Diament, 1995; Tesauro *et al.*, 2009), lograron estimar el régimen mecánico de la litósfera, que se encuentra segmentada en función a diferencias en la densidad de las rocas en profundidad. En otras palabras, combinan un modelo composicional con otro termal para predecir el comportamiento reológico de la litósfera, para lo cual asumen que el máximo estrés diferencial actuando sobre la corteza continental, es igual a 200 MPa (Coblentz & Richardson, 1996). De esta forma, obtienen áreas de comportamiento frágil y dúctil, con las que predicen la ubicación y geometría de las estructuras de *detachment*.

No sólo en el orógeno andino se han aplicado modelos de este tipo, Tesauro *et al.* (2009) hizo lo propio para el continente europeo, pero a diferencia del caso anterior, el régimen termal lo estimó a partir de tomografías sísmicas. Por su parte, la reología de la litósfera también es estimada con la curva de la resistencia a la deformación permanente, de forma similar a los casos anteriores. Es importante mencionar que este trabajo hace énfasis en todos los factores que pueden inducir error en las estimaciones del régimen termo-mecánico, tales como la diferencia entre la respuesta de las rocas en la naturaleza con aquellas obtenidas en laboratorio.

Más aún, Tesauro *et al.* (2009) propone que la gran variación litológica en la corteza puede generar que esta capa sea aún más débil en comparación a resultados obtenidos considerando sólo un tipo litológico. Por otra parte, diferentes modelos termales, pueden incluso hacer variar la profundidad de la transición frágil-dúctil, lo que implica un cambio en el acople o desacople de la litósfera

1.5. AGRADECIMIENTOS.

En primera instancia, agradezco al Dr. Andrés Tassara por su confianza y continuo apoyo en la realización de esta memoria, además de su patrocinio para poder desarrollar una pasantía en el Instituto de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA) en la ciudad de Mendoza, Argentina, junto con un curso de Geología Estructural Avanzada en la Universidad de San Juan, Argentina.

Agradezco también a Diego Mardonez y su familia por el excelente recibimiento y alojamiento en Mendoza, además de su apoyo en la construcción del modelo estructural con el *software Move*®. Junto con ello, también doy las gracias al grupo de trabajo del Departamento de Tectónica del IANIGLA, especialmente a la Dra. Laura Giambiagi, por su buena disposición a resolver dudas respecto a los puntos teóricos de esta memoria y a la entrega de conocimientos para la construcción del modelo estructural.

Finalmente, agradezco a mi familia por el apoyo incondicional durante todos los años de carrera, al Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción y sus docentes por todos los conocimientos entregados a lo largo de los semestres universitarios y a Loreto por el apoyo en la realización de esta memoria.

2. MARCO TEÓRICO.

2.1. CONCEPTOS TERMALES Y MECÁNICOS.

2.1.1. Distribución de la temperatura en una zona de subducción.

Para simplificar los cálculos y en función a lo propuesto por Tassara & Morales (2013), se ha separado la zona de subducción en dos áreas. La primera corresponde a aquella región sobre la porción de litósfera oceánica que está siendo subductada (SLAB), entre la fosa hasta el punto en que el límite del manto litosférico (LAB) intercepta con la placa oceánica. La segunda es la que se encuentra desde el punto de intersección SLAB-LAB, hasta el límite del modelo de densidad de Tassara & Echaurren (2012) (Figura 2.1). Para ambos casos, los límites inferiores son la condición de borde inferior, mientras que la topografía es la condición de borde superior.

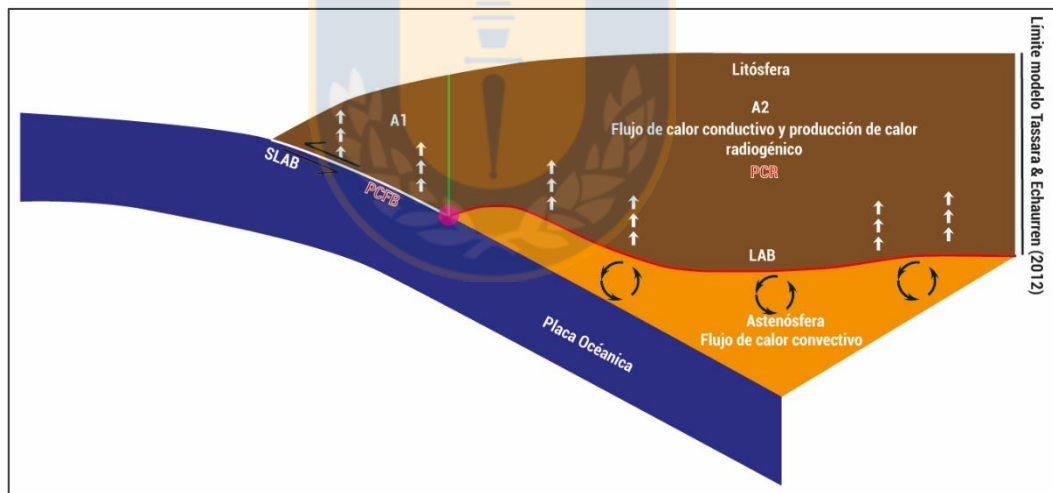


Figura 2.1: Esquema las distintas fuentes de calor: producción de calor por la fricción entre las placas y fuente de calor de la base de la litósfera (PCFB), producción de calor radiogénica en la litósfera (PCR). El área controlada por el SLAB es A1, mientras que el área sobre el LAB es A2.

2.1.1.1. Temperatura sobre el SLAB

Para el primer caso, se ha considerado una geometría donde el SLAB subducta con un ángulo δ (Figura. 2.2) cuya magnitud es baja a moderada. Debido a esto, el flujo de calor se puede

tratar como si fuese unidireccional y en dirección vertical (Molnar & England, 1990; Lamb, 2006). Además, la distribución de la temperatura al interior del bloque colgante depende de tres factores que aportan calor y actúan de forma independiente (Figura 2.1) (Molnar & England, 1990):

- i. Transferencia de calor convectiva en la base de la litósfera y conductiva al interior de ella.
- ii. Aporte de calor radiogénico principalmente de la placa continental.
- iii. Aumento del calor producto del desplazamiento de los bloques a lo largo del *megathrust*.

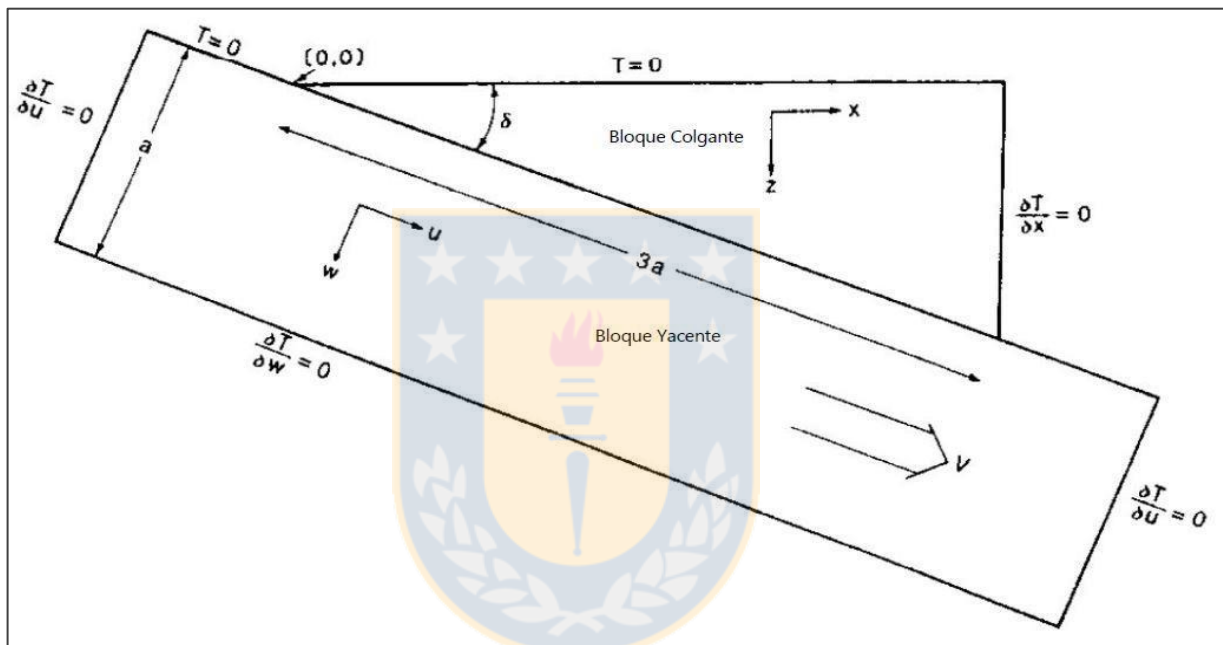


Figura 2.2: Geometría del *megathrust*. V corresponde a la velocidad de desplazamiento entre ambos bloques, que, para el caso de una zona de subducción, es la velocidad de convergencia entre ambas placas. Modificado de Molnar & England (1990).

Ahora bien, debido a las simplificaciones anteriores la ecuación de flujo de calor será lineal y los parámetros anteriores pueden ser evaluados de forma independiente. De este modo, la expresión matemática de acuerdo con lo propuesto por Molnar & England (1990) será:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k\nabla^2 T - V\nabla T + \frac{A}{\rho c} \quad (1)$$

El primer término representa la conductividad al interior de la litósfera, el segundo la producción de calor debido al desplazamiento entre los bloques y el tercero, el aporte de calor

radiogénico en la litósfera. De esta forma, a partir de (1) se resuelve la ecuación de flujo de calor considerando un estado estacionario o *steady state*, para la interfaz entre la placa oceánica y la placa continental (Molnar & England, 1990; Tichelaar & Ruff, 1993; Peacock, 1996; England & Wilkins, 2004), que será la condición de borde inferior del área A1 (Figura 2.1).

Para estimar el primer término de la ecuación (1), que considera la conductividad al interior de la litósfera a partir de una fuente de calor en su base, se asume que para una profundidad z_f en el *megathrust*, la temperatura será $Q_0 z_f / K$ (Figura 2.3) y corresponderá al valor en estado estacionario ($T_f(z_f)$) (Molnar & England, 1990). No se considera producción de calor en ningún bloque por lo que el gradiente vertical de temperatura a lo largo de la falla debiera ser T_f / z_f . Tampoco hay producción de calor a lo largo de la falla por lo que el flujo de calor a ambos lados de ella debiera ser KT_f / z_f . A medida que el bloque inferior comienza a subducir, el flujo de calor en la parte superior irá disminuyendo, es decir, habrá pérdida de calor debido a un flujo advectivo (Molnar & England, 1990). Según lo que proponen Molnar & England (1990), esa disminución debiese estar dada por $bKT_f / \sqrt{kt} = bKT_f / \sqrt{ku_f / V}$. Ahora bien, al igualar el flujo de calor entre el bloque superior e inferior en el *megathrust*, se tiene que:

$$\frac{KT_f}{z_f} = Q_0 - bKT_f / \sqrt{ku_f / V} \quad (2)$$

Luego, si consideramos el sistema de la Figura 2.2 y siendo u_f el punto en la interfaz entre los bloques a una profundidad z_f , resulta claro ver que $z_f = u_f \sin \delta$, donde δ representa el ángulo de subducción; en este caso, se tendrá que la temperatura será (Molnar & England, 1990):

$$T_f = \frac{Q_0 z_f / K}{1 + b \sin \delta \sqrt{u_f V / k}} \quad (3)$$

Notar que en la ecuación (3), el valor de T_f representa la temperatura en estado estacionario, cuyo valor disminuye en función al denominador, término que representa la disminución de la temperatura a lo largo del *megathrust* debido al proceso de subducción.

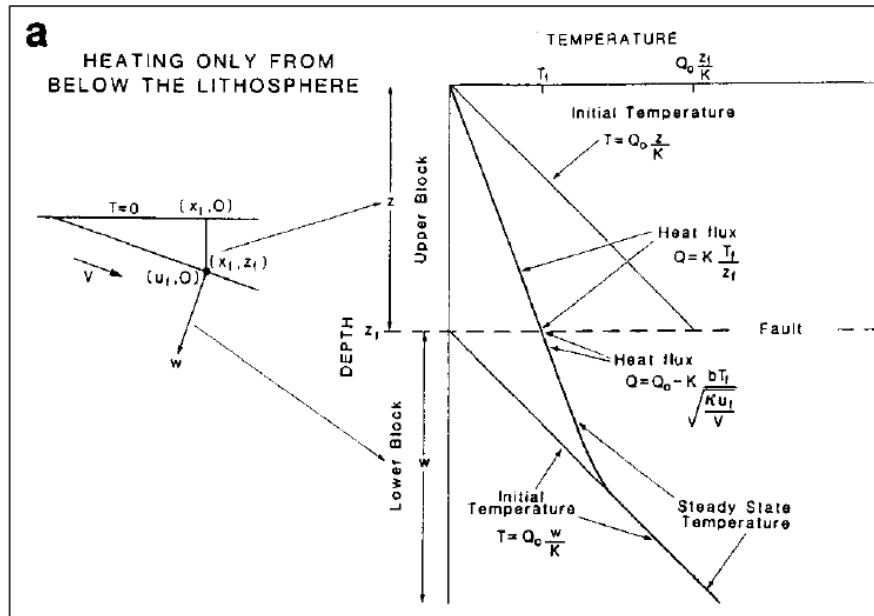


Figura 2.3: Transferencia de calor desde la base de la litósfera. Notar que z corresponde a la profundidad del bloque superior y w a la del bloque inferior. Modificado de Molnar & England (1990).

Por otra parte, el segundo término de la ecuación (1), se obtiene considerando que la razón de generación de calor (por unidad de tiempo y por unidad de área) a lo largo de la falla, está dado por el producto entre el estrés de cizalle y la velocidad de convergencia: σV . Cuando se alcanza el estado estacionario, la fracción del calor que es conducido hacia arriba de la interfaz entre los bloques, quedará definida como la temperatura en estado estacionario en la falla ($T_f(z_f)$), mientras que el flujo de calor vertical debiera ser KT_f/Z_f , una vez que se asume que el flujo lateral es despreciable. El flujo perpendicular a la interfaz, pero con dirección hacia el bloque yacente (Figura 2.2), queda definido como $-bKT_f/\sqrt{ku_f/V}$ (Molnar & England, 1990) (Figura 2.4).

De esta forma, la diferencia de flujo de calor a lo largo de la falla debe ser σV , y por lo tanto (Molnar & England, 1990):

$$KT_f[1/z_f + b/\sqrt{ku_f/V}] = \sigma V \quad (4)$$

y

$$T_f = \frac{\sigma V z_f / K}{s} \quad (5)$$

Finalmente, el tercer término de la ecuación (1), simplemente es la producción de calor radiogénico en el bloque colgante (Figura 2.2), que en este caso estará en función de un decaimiento radiogénico (γ) y de la profundidad.

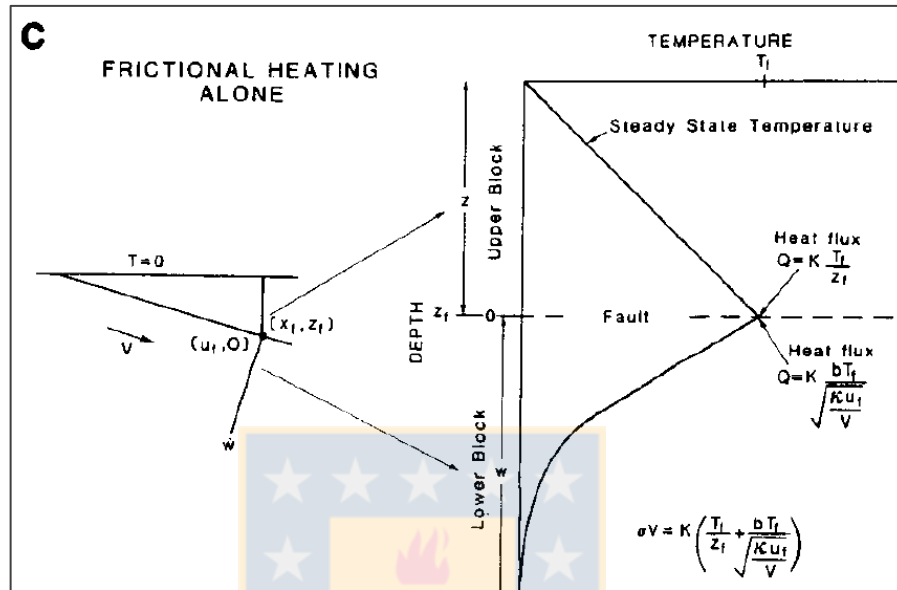


Figura 2.4: Fuente de calor generada a partir de la fricción entre ambos bloques. Modificado de Molnar & England (1990).

Ahora bien, para alcanzar el estado estacionario donde se define la temperatura T_f , se consideran dos tiempos característicos tras los cuales se espera que el sistema alcance dicho valor. El primero (t_1), corresponde al tiempo necesario para que la región que inicialmente se encontraba en la superficie de la Tierra, donde la temperatura (T_i) es igual a cero, alcance la temperatura en un punto particular de la falla (u_f) (Molnar & England, 1990). Considerando que la velocidad es igual a la distancia sobre el tiempo, entonces t_1 será (Molnar & England, 1990):

$$t_1 = \frac{u_f}{V} \quad (6)$$

$$t_1 = \frac{z_f}{V \sin \delta} \quad (7)$$

De este modo, para el caso de los Andes del Sur, donde la convergencia alcanza los 66 mm/año (Sdrolias & Müller, 2006; Ruegg *et al.*, 2009), si se asume que la longitud de la zona de interfaz entre la placa Sudamericana y la placa de Nazca es cercana a los 100 km, el valor de t_1 será cercano a 1,5 Ma.

Por otra parte, la segunda constante de tiempo a tomar en cuenta es t_2 y está relacionada al intervalo necesario para calentar o enfriar un SLAB infinito de grosor Z_f , cuya base tiene una temperatura constante, mientras que, en la superficie, esta magnitud cambia de forma instantánea. Para este caso, se tiene que (Molnar & England, 1990):

$$t_2 = \frac{Z_f^2}{\pi^2 k} \quad (8)$$

El valor de k corresponde a la difusividad térmica, la que, en una zona de subducción como la andina, puede ser considerada como $1 \text{ mm}^2\text{s}^{-1}$, por lo tanto, si se asume un grosor de 30 km para el SLAB, la magnitud de t_2 será cercana a 2,9 Ma.

Ahora bien, el valor de T_{eq} se alcanza cuando el tiempo transcurrido es de aproximadamente $2(t_1+t_2)$ (Molnar & England, 1990), es decir, si consideramos las estimaciones anteriores, para el caso de los Andes del Sur, el tiempo necesario para alcanzar el estado de equilibrio es aproximadamente 9 Ma, de esta forma, tomando en cuenta que el proceso de subducción actual se ha mantenido relativamente constante los últimos 10 Ma, el perfil termal obtenido tras resolver (1) será en estado estacionario.

En función de lo anterior y a lo propuesto por diferentes autores (Molnar & England, 1990; Lamb, 2006), la temperatura en cualquier punto del área sobre el SLAB (A1) (Figura 2.1) estará controlada por: el estrés de cizalla en la falla o *megathrust* (σ); la velocidad de convergencia (V); la conductividad termal promedio (K); un factor denominado S , que corresponde a la influencia de la advección en el sistema inducida por el SLAB; y por el aporte debido a la producción de calor radiogénico en la litósfera ($A(z)$). De esta forma, la expresión matemática para la temperatura será (Molnar & England, 1990; Lamb, 2006):

$$T_f = \frac{(Q_0 + \sigma V)Z_f}{KS} + \frac{Q_f Z_f}{K} - A(z) \quad (9)$$

$$S = 1 + b \sin \delta \sqrt{\frac{ufV}{K}} \quad (10)$$

De la ecuación (5) se infiere en primer lugar, que esta es válida para cualquier punto sobre la interfaz entre el SLAB y la placa continental, hasta la intersección con el LAB (Figura 2.1); que se define cuando el sistema se encuentra en estado estacionario; y que se compone de tres términos, el primero y el segundo describen la temperatura considerando dos fuentes de calor: una en la base de la litósfera que se transmite de forma conductiva y otra generada a partir de la fricción entre ambos bloques, mientras que el tercero, simplemente representa el aporte generado a partir de la producción de calor radiogénico (Molnar & England, 1990).

2.1.1.2. Temperatura sobre el LAB

Para el segundo caso, es decir, cuando se evalúa el perfil termal sobre el área del LAB (A2 en Figura 2.1), se asumen dos condiciones de borde: que la temperatura en la superficie de la litósfera es cero y que, hacia su base, en el límite con la astenosfera adiabática, es un valor dado por la magnitud potencial de la curva adiabática en superficie, más un gradiente adiabático constante (Tassara & Morales, 2013) (Figura 2.5).

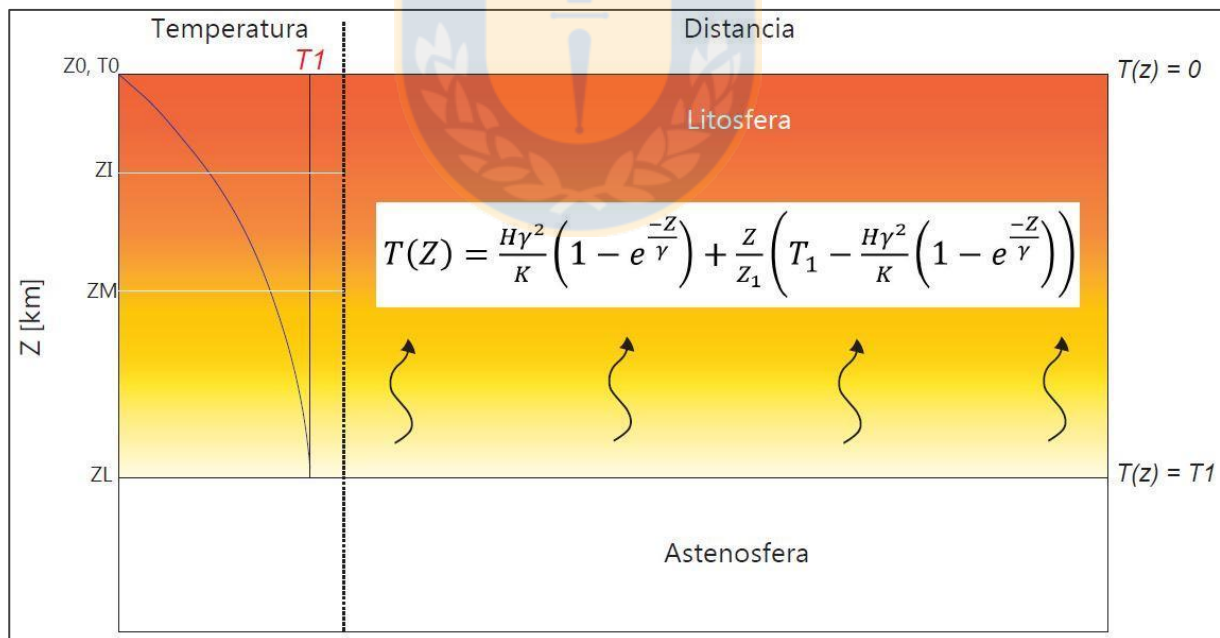


Figura 2.5: Perfil termal para el caso del área sobre el LAB. Las flechas ascendentes muestran que el flujo de calor es conductivo y unidireccional. A la izquierda se muestra la geoterma adiabática 1D, de la cual se obtiene el valor T_1 . ZL corresponde a la profundidad del LAB, ZM a la profundidad del Moho y ZI a la profundidad de la discontinuidad intracortical.

Ahora bien, considerando las condiciones anteriores, los trabajos de diferentes autores (Sandiford & McLaren, 2002; Fox Maule *et al.*, 2005; Tesauro *et al.*, 2007) y que el límite inferior del área A1 se obtiene con la ecuación del subcapítulo anterior, la ecuación unidimensional del perfil termal conductivo, para ambas áreas y en función de la profundidad, dependerá del calor radiogénico en la litósfera (H) (A para el caso anterior), de la conductividad termal promedio de la litósfera (K), de la temperatura potencial (T_1) y del decaimiento radiogénico (γ), por lo que su expresión matemática será (Tassara *in prep.*):

$$T(Z) = \frac{H\gamma^2}{K} \left(1 - e^{-\frac{Z}{\gamma}}\right) + \frac{Z}{z_1} \left(T_1 - \frac{H\gamma^2}{K} \left(1 - e^{-\frac{Z}{\gamma}}\right)\right) \quad (11)$$

Notar que la ecuación anterior, considera tanto la producción de calor radiogénico al interior de la litósfera como el flujo de calor proveniente desde debajo del área en el que dicho calor es producido, donde el límite entre ambas regiones está dado por el decaimiento radiogénico γ , que depende de la composición de las rocas al interior de la litósfera (Sandiford & McLaren, 2002), por esta razón, para el modelo termal que se calculará a partir de la ecuación (11), se ha considerado que γ varíe en función al límite entre corteza superior e inferior que propone el modelo de densidades de Tassara & Echaurren (2012), que ellos denominan como ICD, ya que actúa como proxy para la variación composicional en la corteza superior.

2.1.2. Comportamiento mecánico en una zona de subducción.

La respuesta reológica de las rocas que componen la litósfera, frente a un estrés desviatorio dado (σ_d), está controlada en un primer orden por dos factores principales: la profundidad y la composición de los minerales que las componen (Burov & Diament, 1995). El primero, define los límites dentro de los cuales la litósfera se comportará de manera frágil, elástica o dúctil. El segundo, determina los distintos niveles reológicos en los cuales puede ser subdividida la litósfera, en función a la abundancia del mineral formador de roca más débil (Burov & Diament, 1995).

Para el caso de una litósfera con más de un nivel composicional, Burov & Diament (1995), proponen que para la combinación de un número dado de capas reológicas diferentes, es posible

examinar la competencia de los distintos horizontes que han sido deformados tras un σ_d determinado. Además, postulan que el comportamiento de las rocas puede ser simplificado evaluando la resistencia a la deformación del mineral más débil, a través de la curva que describe las funciones matemáticas para una respuesta frágil y dúctil (Figura 2.6), donde las rocas se comportarán de manera cuasi-elástica si σ_d está bajo los límites de dicha envolvente y de manera frágil o dúctil si están fuera de ella y según su profundidad (Burov & Diament, 1995; Tesauro *et al.*, 2009).

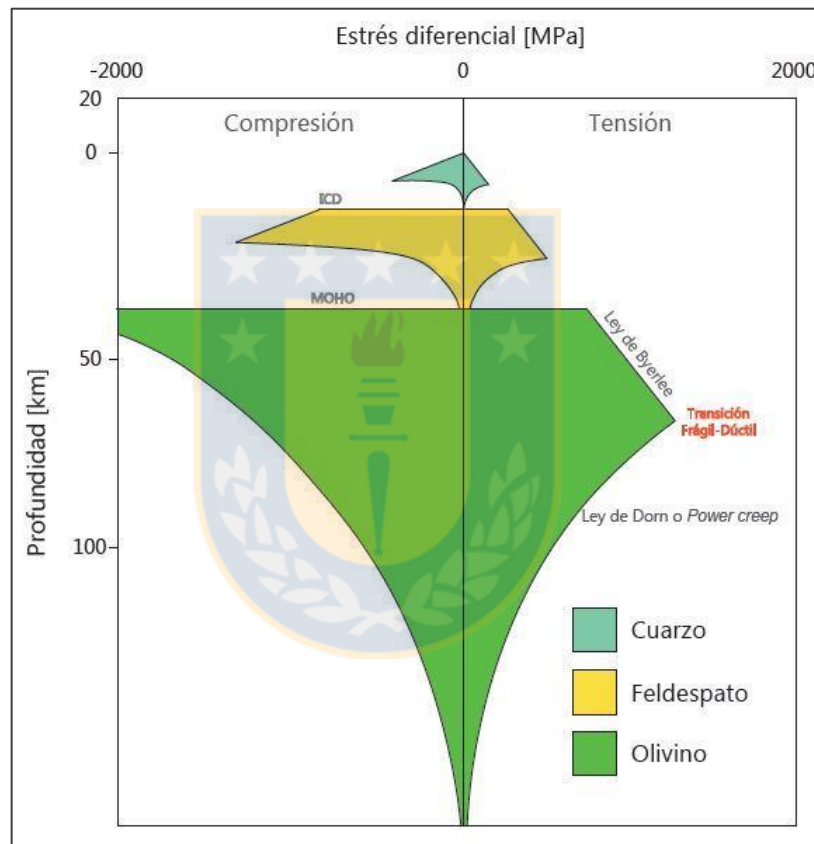


Figura 2.6: Gráfico de estrés diferencial versus profundidad, que muestra el comportamiento de la envolvente de la resistencia a la deformación permanente, compuesta por la Ley de Byerlee y por la Ley de Dorn o de reptación (*Power creep*). Por convención, valores negativos de estrés son compresivos, mientras que los positivos son tensionales. Modificado de Burov & Diament (1995).

Ahora bien, el comportamiento frágil en las rocas corresponde al aumento lineal de la deformación o *strain* (ϵ), tras la aplicación de un esfuerzo o *stress* (σ), donde el valor de ϵ , es

independiente de la temperatura y de acuerdo con Byerlee (1978), para rocas ya fracturadas, es insensible a su composición (Burov & Diament, 1995; Byerlee, 1978). En este sentido, Byerlee (1978), define que, para el caso de rocas fracturadas que experimenten un deslizamiento como resultado de la aplicación de un estrés desviatorio dado, el estrés normal (σ_n) sobre esas rocas será directamente proporcional al estrés de cizalle resultante (τ), mientras que la pendiente de la curva en un gráfico entre ambos, define el coeficiente de fricción (μ) entre las superficies que experimentan el deslizamiento. De esta forma, bajo las condiciones antes mencionadas, el valor del estrés de cizalle será (Byerlee, 1978):

$$\tau = A + B\sigma_n$$

$$\mu = \frac{A}{\sigma_n} + B$$

Más aún, el mismo autor, basado en la distribución de una serie de datos dentro del gráfico τ contra σ_n , propone que para bajas (<200 MPa) y altas (>200 MPa) presiones, la relación anterior tendrá dos ajustes diferentes (Byerlee, 1978):

$$\tau = 0,85\sigma_n; \quad \sigma_n < 200 \text{ MPa} \quad (12a)$$

$$\tau = 0,5 + 0,6\sigma_n; \quad 200 \text{ MPa} < \sigma_n < 2000 \text{ MPa} \quad (12b)$$

Notar que tanto (12a) como (12b) describen un comportamiento lineal y que sólo depende de la presión en el medio. A bajas presiones, es decir, menores a 200 MPa, el régimen frágil queda definido por (12a), mientras que a altas presiones (entre 200 y 2000 MPa), este comportamiento es descrito por (12b).

Por otro lado, la deformación dúctil representa el decaimiento exponencial de la resistencia a la deformación, debido al incremento de la temperatura y a una respectiva disminución en la viscosidad del material (Burov & Diament, 1995; Tesauro *et al.*, 2009), en otras palabras, al igual que el comportamiento frágil, depende de la posición, el tiempo y el *strain rate* ($\dot{\epsilon}$), pero en este caso, $\dot{\epsilon}$ es una función que está fuertemente controlada por la composición de la roca, como se puede observar en la siguiente ecuación (Burov & Diament, 1995; Tesauro *et al.*, 2009):

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = (\dot{\epsilon}(A')^{-1}a^m)^{\frac{1}{n}}e^{\left(\frac{H'}{nRT}\right)} \quad (13)$$

Donde A' es una constante del material, a es el tamaño del grano mineral, m es un parámetro establecido de forma experimental, H' es la entalpía o energía de activación, R es la constante de los gases, n es un exponente del *stress* que depende del tipo de roca y T es la temperatura. Notar que, para ambos casos, σ_1 y σ_3 son los esfuerzos principales máximo y mínimo respectivamente, y su diferencia corresponde al *stress* diferencial σ_d . Cabe destacar que la ecuación (9), es válida para los dos mecanismos de reptación más importantes que ocurren en la litósfera: la reptación por difusión, que depende del tamaño de grano del mineral, y para la reptación por dislocación, que es controlada por la estructura cristalina de los componentes de la roca (Burov & Diament, 1995). Sin embargo, para altos valores de *stress*, *strain rate* y tamaño de grano, el segundo mecanismo es el que predomina, y de acuerdo con lo propuesto por diversos autores (Kusznir & Park, 1987; Kusznir 1991), las condiciones estimadas de la litósfera generalmente caen en el campo de la reptación por dislocación (Burov & Diament, 1995).

Como se mencionó en el capítulo termal, el sistema se encuentra en un estado estacionario o *steady state*, para estos casos, $\dot{\epsilon}$ debería estar en equilibrio con el flujo de estrés impuesto (Burov & Diament, 1995). Si dicho flujo de estrés es menor que el *strain* dúctil en estado estacionario, es probable que no ocurra deformación dúctil y se considera que el material tiene un comportamiento elástico (Figura 2.7). De manera similar, cuando el sistema no alcanza la curva de resistencia a la deformación frágil, dada por el comportamiento elástico, no ocurre deformación y la roca se comportará de forma elástica (Burov & Diament, 1995).

En función a lo anterior, la envolvente de resistencia a la deformación es construida a partir de (8a), (8b) y (9), quedando definida como $\sigma^f = \sigma^f(x, y, t, \dot{\epsilon})$, tal que (Burov & Diament, 1995):

$$\sigma^f = \text{sign}(\epsilon) \min(|\sigma^b(x, y, t, \dot{\epsilon}, \text{sign}(\epsilon))|, |\sigma^d(x, t, y, \dot{\epsilon})|) \quad (14)$$

Notar que σ^b (ecuaciones 8a y 8b) y σ^d (ecuación 9), son respectivamente, los límites frágil y dúctil de la envolvente de la resistencia a la deformación permanente, mientras que σ^f es el estrés final del sistema.

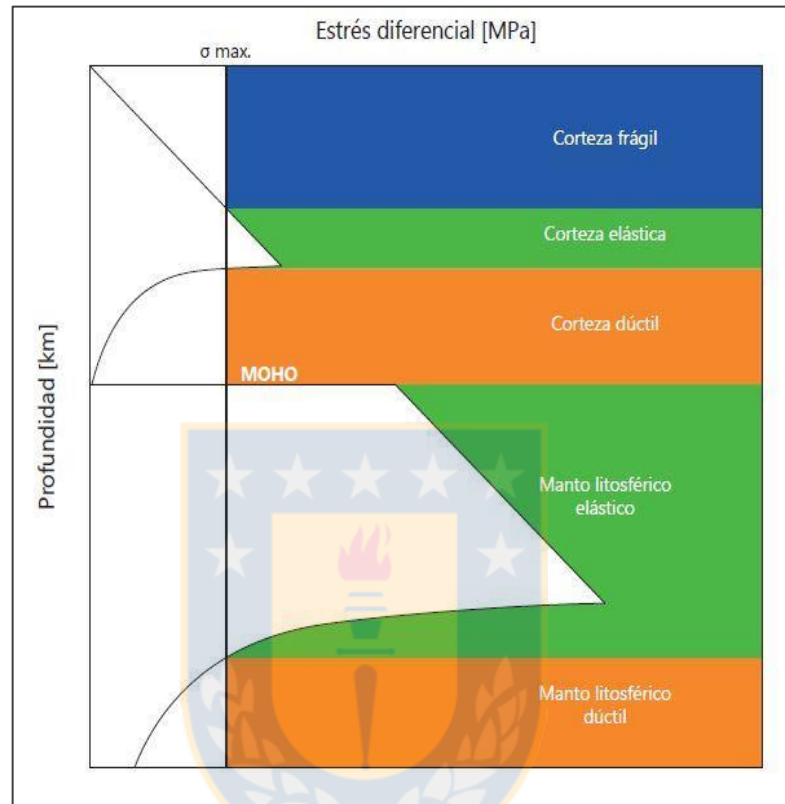


Figura 2.7: *Yield Strength Envelope* para el caso de una litósfera cuya corteza y manto están desacoplados (presencia de una zona dúctil entre ambas capas). En colores se muestra el comportamiento que tendría una roca si fuese sometida al máximo estrés disponible dentro de un sistema tectónico en particular (σ_{max}).

De esta forma, la curva obtenida permite localizar zonas competentes de la litósfera y regiones de comportamiento frágil o dúctil, tras la aplicación de un esfuerzo desviatorio dado. Es importante mencionar que existen ciertas incertezas en las estimaciones de la resistencia a la deformación, por ejemplo, ciertos autores (Chen & Molnar, 1983; Zoback *et al.*, 1985; Lobkovsky, 1988; Bird, 1991; Lobkovsky & Kerchman, 1991), proponen que las diferencias composicionales entre los distintos niveles en la litósfera generan apariciones de zonas de debilidad cortical, las que permiten un desacople mecánico del manto o de la baja corteza, debido a un flujo dúctil en ellas. Este desajuste, es esperado si el *strenght* dúctil de la baja corteza está controlado por una

composición cuya temperatura de activación es más baja que la temperatura de transición entre la corteza y el manto (Burov & Diament, 1995). Por otra parte, la edad de la placa (temperatura) y la energía de activación necesaria en el sistema, también son parámetros que inducen incertezas en la estimación de la envolvente. En particular, tras ciertos millones de años, la temperatura alcanza el *steady state* y prácticamente no modifica el comportamiento elástico con su variación (Burov & Diament, 1995).

2.2. CONCEPTOS ESTRUCTURALES Y PERFILES BALANCEADOS.

Un perfil estructural balanceado y su restitución al estado no deformado, es una metodología que permite estudiar la deformación de un área, determinando la validez de la sección estructural propuesta y con la que se puede calcular el acortamiento tectónico, el que será mínimo debido a la erosión de las estructuras (Dahlstrom, 1969; Elliot, 1983; Marshak y Woodward, 1988).

Ahora bien, se define que un perfil estructural esta balanceado, cuando en su estado deformado, muestra una serie de estructuras que pueden ser restauradas, de modo que la sección no deformada, cumpla con los siguientes requisitos (Giambiagi & Mescua, 2017): consistencia en el largo de las capas, conservación del largo de capas o áreas, geometrías de fallas anteriores al movimiento tienen que ser admisibles (con sentido geológico).

La construcción de perfiles balanceados se basa en los siguientes principios (Giambiagi & Mescua, 2017):

- i. Se asume que no hay movimiento de material hacia afuera o dentro del plano en el que se realiza la sección, es decir, se considera que la deformación es plana (*plane strain*).
- ii. La sección en su estado deformado debe ser viable. Esto significa, que debe representar las estructuras observadas en la naturaleza de forma correcta, con trayectorias de fallas que sean posibles, e igual número de rampas (*ramp*) y planos (*flat*) en los bloques colgante y yacente.
- iii. La restauración de la sección balanceada, a su estado previo, debe resultar en geometrías razonables, es decir, deben ser admisibles. Asimismo, la forma de la base del bloque colgante debe coincidir con la del techo del bloque yacente, de manera en que ambos

encajen (*template constraint*). Si esto se cumple, el perfil restaurado será considerado admisible.

- iv. Conservación de área.
- v. Contar con una historia cinemática físicamente posible y que describa el desarrollo de las estructuras desde el estado no deformado al deformado.

Anteriormente, el balanceo de perfiles se realizaba a través de relaciones trigonométricas definidas en ciertos tipos de pliegues asociados a fallas, los que sólo generan geometrías de rampa-plano: pliegues por flexión de falla, pliegues por propagación de falla, pliegues por despegue (Marshak & Woodward, 1988). No obstante, hoy en día el modelamiento de secciones balanceadas se realiza a través de diferentes algoritmos matemáticos, los que permiten un mejor acercamiento a las estructuras vistas en la naturaleza, ya que, con ellos, es posible generar geometrías de mayor complejidad (Giambiagi & Mescua, 2017). Los principales algoritmos usados para modelar zonas de gran deformación son los pliegues de cizalla triangular (*trishear*), cizalla inclinada y flujo paralelo a la falla. No obstante, el balanceo trigonométrico todavía es ocupado en algunos casos.

2.2.1. Cizalla triangular (*trishear*).

Modelo propuesto por Erslev (1991) como una variación de los pliegues formados por propagación de una falla. En este tipo de secciones, pliegues de gran amplitud ubicados en niveles estructurales altos, se restringen y aprietan hacia abajo, hasta terminar en zonas de falla angostas que separan bloques con escasa deformación penetrativa, dando como resultado que la zona de plegamiento vista desde un perfil se observe como triangular, mientras que la cizalla concentrada en las zonas de falla se distribuye hacia arriba del punto de terminación (P_t) formando los pliegues (Figura 2.8). Dentro del área triangular de deformación, el material se mueve en un campo de velocidad que satisface las condiciones para esta magnitud en los bordes del triángulo y por lo tanto asegura la conservación del área durante la deformación (Hardy & Ford, 1997; Zehnder & Allmendinger, 2000).

Según Allmendinger *et al.* (2004), los parámetros que controlan la geometría de los pliegues que se obtendrán son:

- i. El ángulo de rampa de la falla
- ii. Posición del punto de terminación de la falla (*tip point*).
- iii. El ángulo de *trishear*, entendido como el ángulo apical de la zona triangular.
- iv. La simetría de la deformación al interior de la zona triangular.
- v. Relación entre propagación (P) y desplazamiento (S) de la falla (P/S).
- vi. Cantidad de desplazamiento aplicado a la falla.

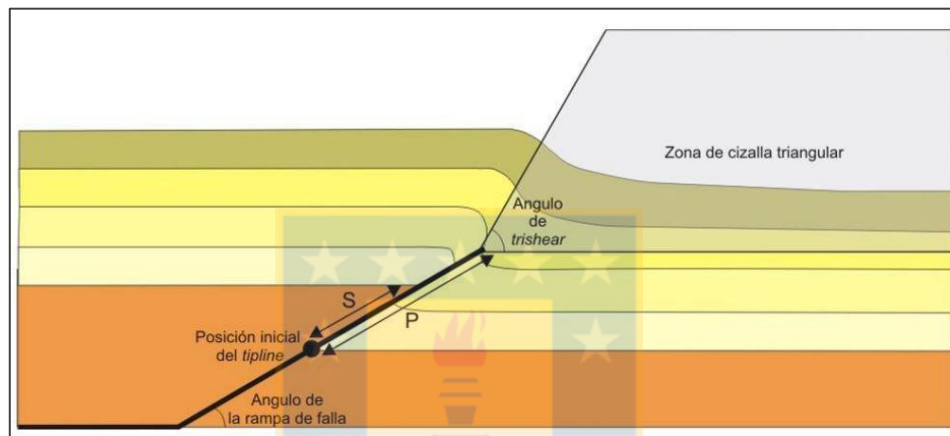


Figura 2.8: Esquema del modelo de *trishear* o cozalla triangular. Notar que el punto de terminación de la falla (P) o *tipline*, está ubicado en una posición inicial, previa al desplazamiento de la falla. Obtenido de Giambiagi & Mescua (2017).

Es importante señalar que la relación P/S permite modelar diferentes geometrías dentro de la zona triangular y, además, Allmendinger *et al.* (2004) propone que los tres tipos de pliegues asociados a fallas (por flexión de falla, por propagación de falla y por despegue), pueden obtenerse en función de los parámetros P y S . De esta forma se tiene que cuando $P/S=0$, genera geometrías de pliegue por despegue, con un bajo valor de P/S , las geometrías serán por propagación de falla, mientras que altos valores de P/S , darán como resultado pliegues por flexión de falla.

2.2.2. Cizalla inclinada.

Método de balanceo propuesto originalmente por White *et al.* (1986) para determinar la geometría de fallas normales lítricas, a partir de la estructura de las capas en el bloque colgante (Figura 2.9). No obstante, su uso puede extenderse a fallas dentro de un contexto compresivo,

especialmente en el caso de inversiones tectónicas en fallas normales (Egan *et al.*, 1999; Novoa *et al.*, 2000).

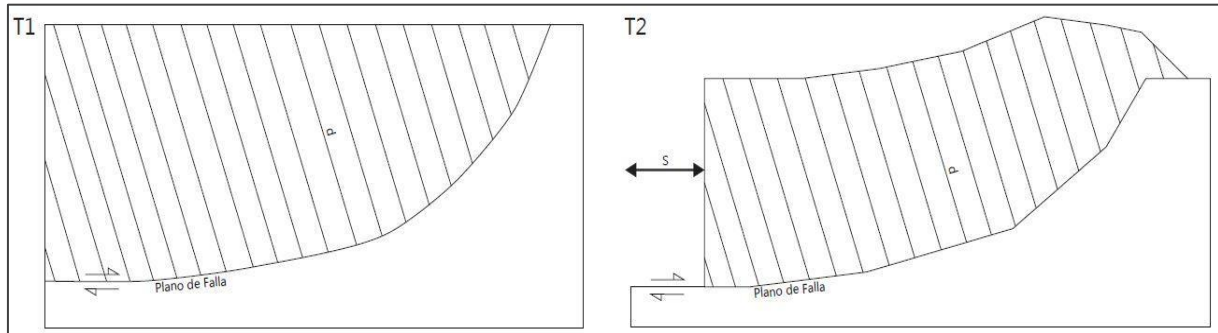


Figura 2.9: Esquema de cizalla inclinada. S corresponde al desplazamiento y d a los planos de cizalla.

La metodología se basa en la aplicación de cizalla simple en planos no paralelos a la estratificación (Fig. 2.9), dentro de los cuales, la roca se mueve sin deformación interna, adaptándose a la forma de la falla. La inclinación de los planos de cizalla es arbitraria, es decir, puede aplicarse con cualquier ángulo, lo que naturalmente controla la forma final del pliegue (Giambiagi & Mescua, 2017).

2.2.3. Flujo paralelo a la falla.

Modelo propuesto por Williams & Vann (1987), que se basa en el flujo laminar de partículas sobre una rampa de falla (Egan *et al.*, 1997), es decir, elementos discretos que componen el bloque colgante, se mueven siguiendo vectores paralelos al plano de falla.

Para la solución geométrica de este caso, el plano de falla se divide en dominios discretos de inclinación, los que están separados por bisectrices (Giambiagi & Mescua, 2017). Las líneas de flujo son construidas tras conectar puntos sobre los bisectores a igual distancia del plano de falla (Fig. 2.10). De esta manera, se conservan longitudes de líneas y áreas, pero no se conserva el espesor de bancos.

En particular, este mecanismo involucra un deslizamiento flexural, al igual que los modelos de propagación y flexión de falla (Giambiagi & Mescua, 2017). Es importante destacar que, debido

a su fácil implementación, puede utilizarse para modelar geometrías complejas que estén relacionadas a corrimientos de bajo ángulo y donde la traza de la falla sea con forma de rampa.

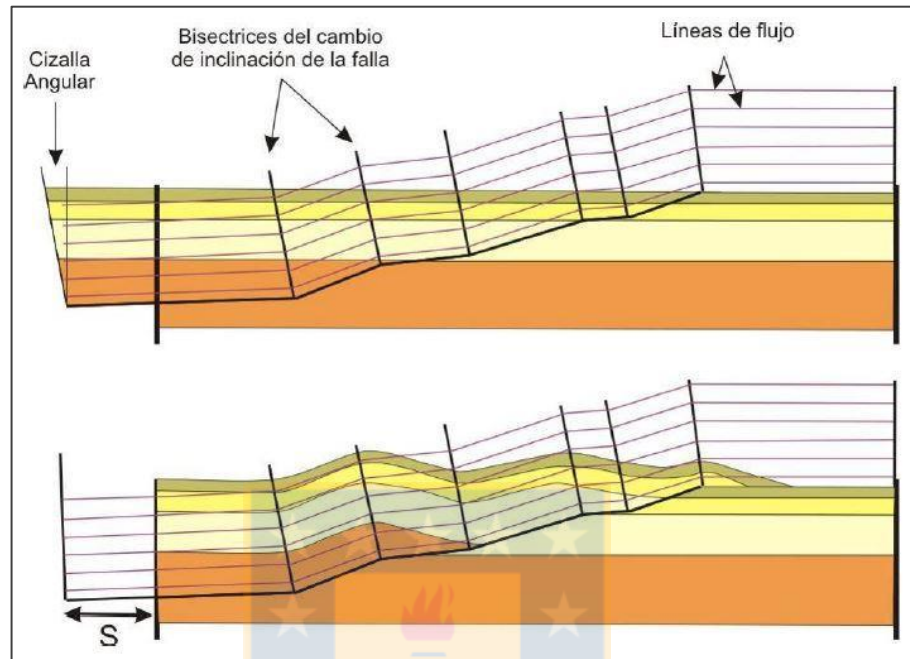


Figura 2.10: Modelo de flujo paralelo a la falla. Obtenido de Giambiagi & Mescua (2017).

2.2.4. Restitución y cálculo de acortamiento

Se denomina restitución al proceso que, a partir de una sección estructural, lleva a obtener la geometría de las capas anterior a su deformación. Para ello, se debe modelar cómo fue la evolución de las estructuras, desde el comienzo de la deformación a estudiar (Giambiagi & Mescua, 2017).

Para lograr lo anterior, existen dos métodos de restitución: por longitud de líneas y por balanceo de áreas (Giambiagi & Mescua, 2017). El primer caso, implica conservación de la longitud de las líneas y las áreas de los bancos. Para lograr lo anterior, se definen dos líneas arbitrarias ubicadas en los extremos de la sección (*pin lines*) (Fig. 2.11). A partir del *pin line* ubicado en el antepaís, se mide la longitud de los bancos en la sección deformada y señalando cada quiebre de pendiente. Los cambios obtenidos se dibujan en el bloque autóctono (Fig. 2.11), con los que se mide el acortamiento aplicado para producir el pliegue estudiado.

Por su parte, el balanceo por áreas es un método que permite reconstituir secciones en las que se observan variaciones de espesor en las capas o estructuras en rocas no estratificadas (Giambiagi & Mescua, 2017). En este caso se asume que no hay cambios de volumen producto de la deformación (cambios en el área para una sección de dos dimensiones) (Fig. 2.12).

Para realizar el cálculo, se mide el área deformada por sobre un nivel referencial y regional. De esta forma se tiene que (Giambiagi & Mescua, 2017):

$$S_{min} = \frac{a}{h} \quad (15)$$

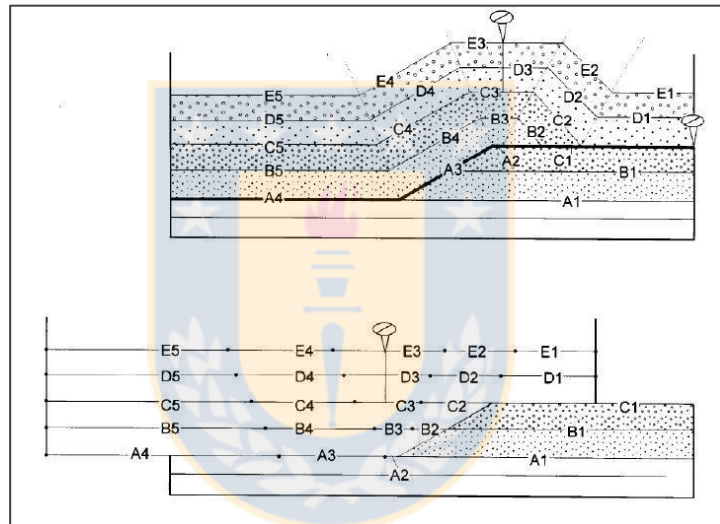


Figura 2.11: Método de restitución por longitud de líneas. A, B, C, D, E, corresponden a las líneas de referencia o *pin lines*. Modificado de Cristallini (2000).

donde S_{min} es el acortamiento mínimo, a es el área y h es la profundidad al nivel de despegue. En función de lo anterior, pueden calcularse los siguientes valores:

- i. S_{min} , si se conoce la profundidad de despegue de la estructura.
- ii. h , si se calculó el acortamiento por conservación de longitud de líneas.

Al igual que el balanceo de secciones, actualmente también existen algoritmos matemáticos que permiten hacer restituciones para obtener el acortamiento, cuyo fin es llevar líneas deformadas

a la horizontal. Uno de estos métodos, es el algoritmo de deslizamiento flexural (*flexural slip unfolding*), el que, a partir de una capa definida como referencia y una línea fija o *pin line*, permite restituir la sección (Figura 2.13) (Giambiagi & Mescua, 2017).

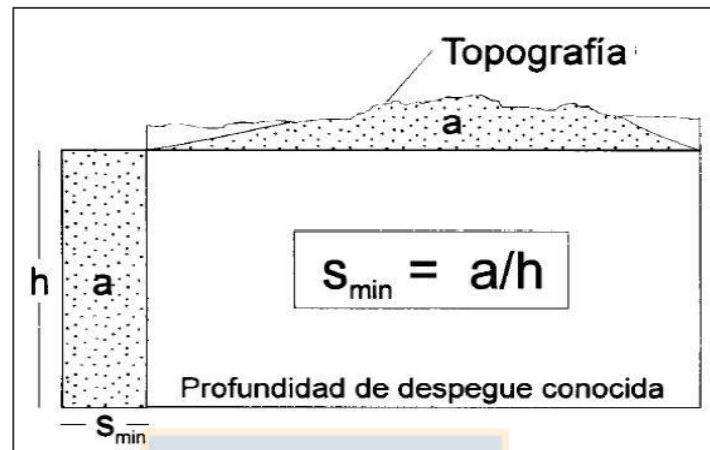


Figura 2.12: Método de restitución por conservación de áreas. Modificado de Cristallini (2000).

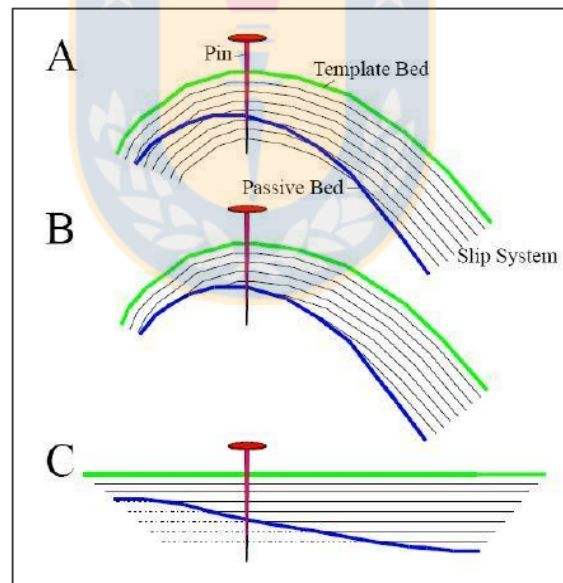


Figura 2.13: Restitución por deslizamiento flexural. La capa verde se utiliza como referencia para dar horizontalidad a la sección, manteniendo fijas las líneas de referencia o *pin lines*. Notar que las capas paralelas a la verde se restituyen al igual que ella. Obtenido de Giambiagi & Mescua (2017).

Otro método es la restitución por cizalla simple (Fig. 2.14). La metodología es bastante simple y consiste en seleccionar una capa que será restituida a la horizontal, donde los desplazamientos que se le apliquen también son ejecutados a las demás capas de la sección.

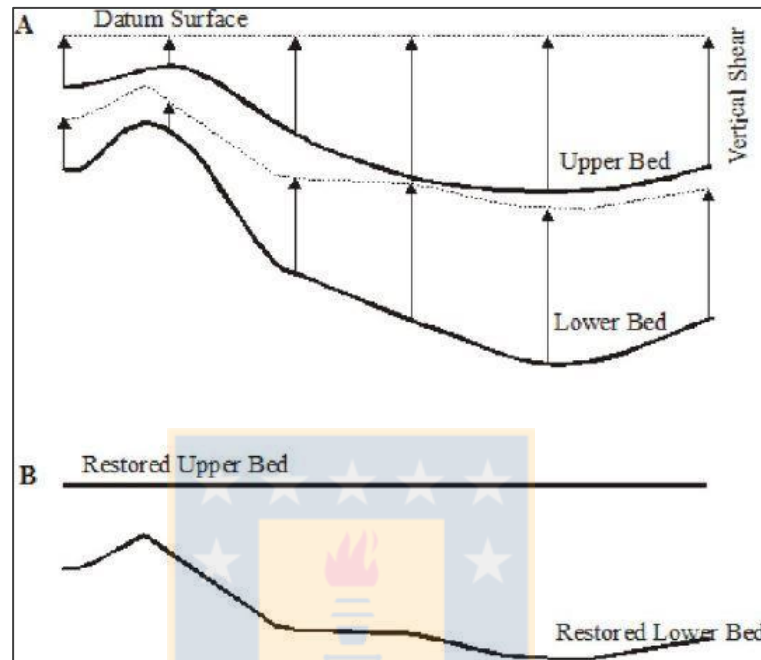


Figura 2.14: Método de restitución por cizalla simple. En este caso la dirección del movimiento es vertical. Sólo las capas paralelas a la de referencia se restituyen a la horizontal. Obtenido de Giambiagi & Mescua (2017).

Ahora bien, modelar una sección de carácter regional, con gran cantidad de estructuras y luego restituir la, puede ser una labor complicada, debido a ello, para estos casos suele realizarse el modelado hacia adelante (*forward modelling*), el que consiste en comenzar el proceso a partir de una geometría y estratigrafía pre-deformación, para finalmente modelar las estructuras siguiendo sus tiempos de actividad (Fig. 2.15) (Giambiagi & Mescua, 2017). Un ejemplo de ello es lo que se muestra en la Figura 2.15, que contiene la evolución de un sector de la Cordillera de los Andes desde el Cretácico Tardío hasta el Mioceno Temprano, en ella se observa que, para cada período de tiempo, sólo se activan aquellas fallas que se mantienen luego de la restitución.

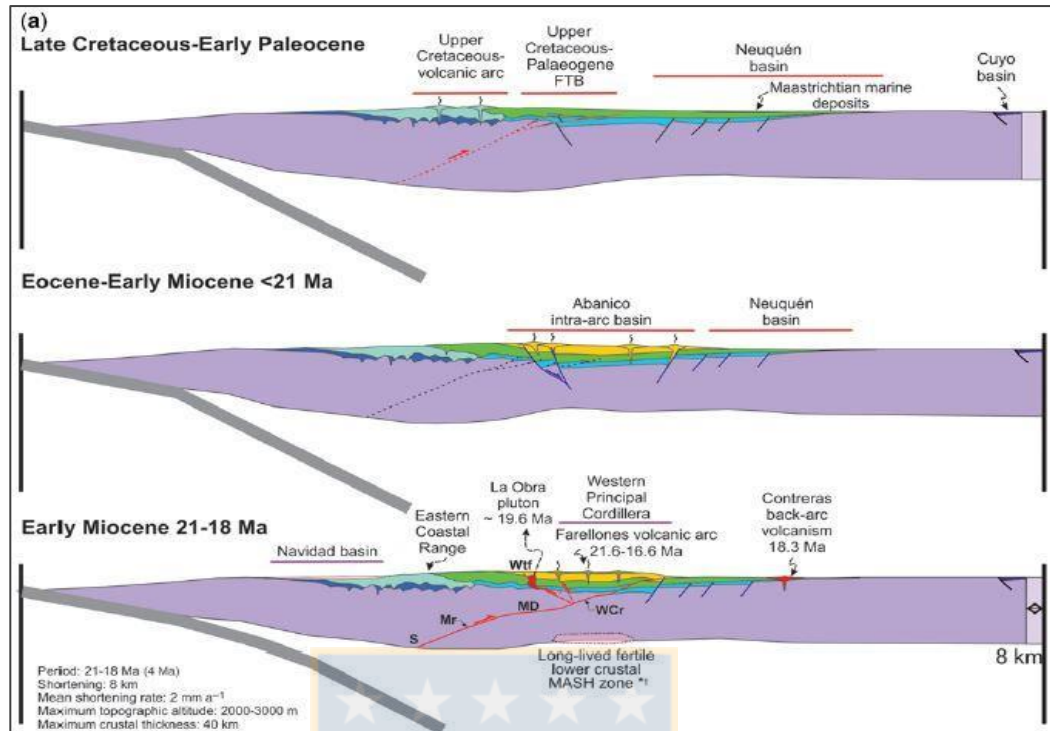


Figura 2.15: Ejemplo de restitución regional a través de un *forward modelling* (Giambiagi *et al*, 2014). Notar que cada estructura tiene un tiempo de activación diferente, en función al proceso geotectónico que ocurrió durante ese período.

De esta forma, se pueden comparar diferentes mecanismos de deformación o modelos de evolución, gracias a la variación en los distintos algoritmos de balanceo de secciones, con el fin de obtener la geometría más cercana a la de cada estructura observada. Es importante tener en cuenta que cada sección restituida con un *forward modelling*, es contrastada con los datos de campo para evaluar su ajuste a ellos (Giambiagi & Mescua, 2017). Finalmente, se tiene que una sección estructural balanceada será geológicamente válida, puesto que representa la evolución tectónica para ese perfil en particular, mostrando coherencia geológica en cada período a evaluar.

2.2.5. Incertidumbres y estimación del error en secciones balanceadas.

De acuerdo con Judge & Allmendinger (2011) y Allmendinger & Judge (2013), existen varias incertidumbres en los datos que se utilizan para construir secciones balanceadas. Por ejemplo, los espesores de las unidades involucradas en la deformación se obtienen de perfiles estratigráficos medidos en terreno o a partir de relaciones trigonométricas en mapas geológicos

(Giambiagi & Mescua, 2017), debido a esto, los valores tienen un error asociado a su obtención. Otro caso de incertidumbre es que la profundidad del nivel de despegue es poco conocida, más aún, se le determina a partir de ensayo y error en el modelado cinemático y/o a partir de datos geofísicos.

Por otra parte, las variaciones en la geometría de la deformación, inducida por la erosión de estructuras, también conlleva un error asociado. Además, las estructuras de menor tamaño que no se incluyen en la sección, debido a la escala de trabajo, pueden absorber parte del acortamiento tectónico, el que no está incorporado en el caso del balanceo por conservación de longitudes de líneas (Giambiagi y Mescua, 2017).

Un método para obtener una estimación del error asociado a un cálculo de acortamiento a partir del balanceo por áreas fue propuesto por Judge & Allmendinger (2011), el que consiste en construir un polígono con la forma de la sección deformada, asociando a cada punto un error que dependerá de la certeza con la que se pueda ubicar su posición (Fig. 2.16). Por ejemplo, aquellos puntos que correspondan a contactos entre unidades observados en superficie van a tener un pequeño error asociado, mientras que los puntos relacionados con el nivel de despegue o con estructuras erosionadas, van a tener una mayor magnitud en el error (Judge & Allmendinger, 2011).

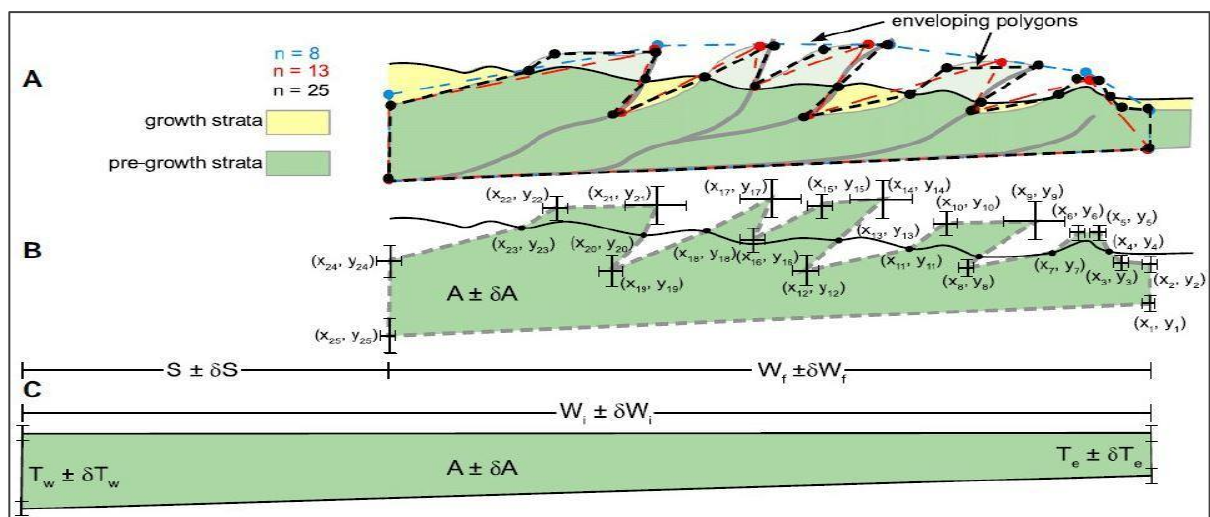


Figura 2.16: Esquema que representa gráficamente el método para obtener la estimación del error asociado a un cálculo del acortamiento a partir del balanceo por conservación de áreas. Obtenido de Judge y Allmendinger (2011).

Es importante mencionar que el polígono construido con la forma de la sección deformada se define a partir de los espesores involucrados en cada uno de sus extremos y de la longitud de ellos. Ahora bien, como las áreas de cada sección pueden calcularse analíticamente, es posible propagar los errores y obtener un error asociado al cálculo del acortamiento (Judge & Allmendinger, 2011).

Considerando lo visto en este subcapítulo, aquellas secciones balanceadas que tengan menor error asociado, es decir, aquellas que consideren una mayor cantidad de datos superficiales y además tengan mayor restricción para definir las superficies de despegue (relacionado con la cantidad de datos geofísicos), serán más apropiadas para construir una superficie de mega despegue que contenga un menor error asociado al cálculo del balance estructural.



3. MARCO GEOLÓGICO

3.1. GENERALIDADES.

El área de estudio esta subdividida en cuatro unidades morfoestructurales principales: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal y Cordillera Norpatagónica (Figura 3.1) (Charrier *et al.*, 2007). A su vez, estas regiones se conforman por diferentes provincias estructurales (Jordan *et al.*, 1983; Kley *et al.*, 1999), que son el manifiesto de distintas historias evolutivas a lo largo del margen andino y que, además, son consecuencia del acortamiento cortical generado por la acumulación de *strain* tras la aplicación de los esfuerzos asociados al proceso de subducción (Isacks 1988; Sheffels, 1990; Allmendinger *et al.*, 1997), generando una serie de fajas corridas y plegadas en el flanco oriental del orógeno, las que se constituyen principalmente por estructuras de vergencia este y que evidencian que el transporte tectónico ha ocurrido principalmente en esa dirección (Isacks, 1988; Allmendinger *et al.*, 1990; Allmendinger & Gubbels, 1996; Ramos *et al.*, 1996; Allmendinger & Zapata, 2000; Cristallini & Ramos, 2000; Giambiagi & Ramos, 2002; McQuarrie, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003a; Ramos *et al.*, 2004; Arriagada *et al.*, 2006; Vergés *et al.*, 2007; McQuarrie *et al.*, 2008; Farías *et al.*, 2010).

Ahora bien, ciertos autores han propuesto que las estructuras de *detachment* relacionadas a la deformación concentrada al este de los Andes, es decir, aquellas superficies que actúan como despegue para los corrimientos que constituyen a todas las fajas corridas y plegadas en este sector, parecieran ser las de mayor importancia en el control de la actual cordillera, puesto que el frente de deformación se encuentra en el límite oriental de estas provincias estructurales, como ocurre en varios otros cordones montañosos en el mundo (Cook & Varsek, 1994; Farías *et al.*, 2010). Más aún, la relevancia de conocer la profundidad y geometría de estas zonas de cizalle, reside en que definen las condiciones de borde para la restitución estructural, en otras palabras, no saber las características de estas estructuras, puede llevar a sobreestimar o subestimar el acortamiento cortical mínimo (Farías *et al.*, 2010).

Por otra parte, la evolución tectónica de los Andes puede ser dividida en dos grandes etapas (Charrier *et al.*, 2007). La primera, está estrechamente relacionada con la acreción de múltiples

terrenos durante el Paleozoico, los que hoy en día conforman el basamento del orógeno andino (Ramos *et al.*, 1986; Mpodozis & Ramos, 1989). Mientras que la segunda, corresponde a la formación de la Cordillera de los Andes producto de la dinámica del proceso de subducción, el que se ha mantenido con ciertas variaciones, desde el Mesozoico hasta el Cenozoico (Uliana *et al.*, 1989; Charrier *et al.*, 2007).

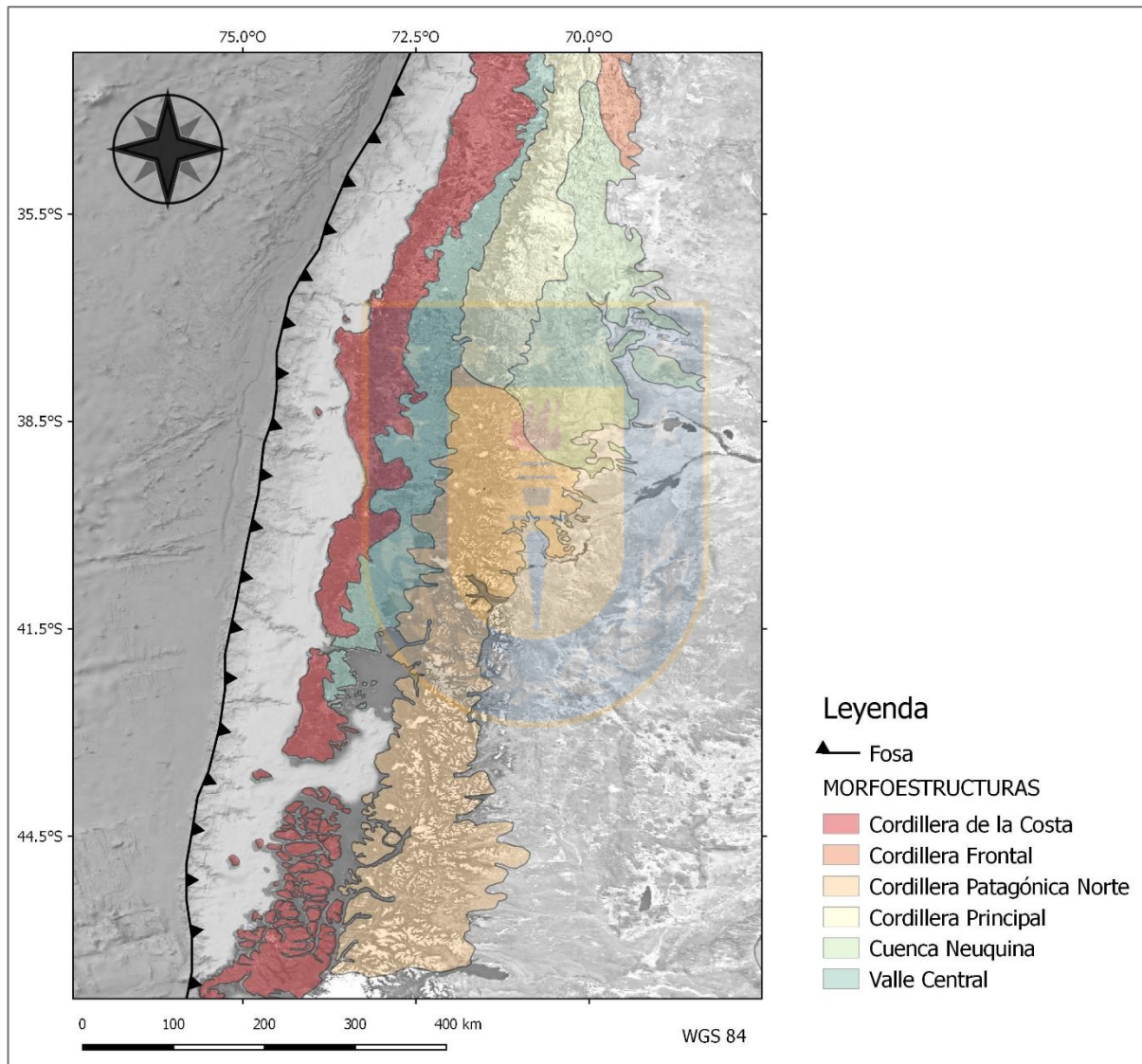


Figura 3.1: Mapa del área de estudio con las diferentes unidades morfoestructurales a lo largo de ella. Es importante mencionar que hacia el este de la Cordillera Principal y Cordillera Norpatagónica Norte, se encuentran las cuencas de antepaís y las zonas de precordillera que también absorben deformación cortical. En particular, entre la Cordillera Principal y la Cordillera Frontal, continúa el sistema de fajas corridas y plegadas del Aconcagua (Giambiagi *et al.*, 2014). Además, se incluye a la Cuenca Neuquina por formar parte de la precordillera y absorber gran parte de la deformación a esas latitudes.

3.2. GEOLOGÍA DE UNIDADES MORFOESTRUCTURALES.

3.2.1. Cordillera de la Costa.

Hacia el norte del área de estudio (33° a 34° S), esta unidad morfoestructural puede ser subdividida en un flanco oriental y otro occidental. El primero es de baja topografía (<500 m) y está constituido por terrazas de abrasión marina del Plioceno Inferior al Pleistoceno (Wall *et al.*, 1996; Rodríguez *et al.*, 2012), que han sido depositadas sobre basamento ígneo metamórfico del Paleozoico Tardío al Jurásico Medio (Sellés & Gana, 2001). Por su parte el sector oriental, tiene altitudes que alcanzan los 2000 m y está conformado por plutones cretácicos y rocas sedimentarias y volcánicas del Jurásico Inferior al Cretácico Superior (Giambiagi *et al.*, 2014; Charrier *et al.*, 2007).

Entre los 35° y 37° S, continúa aflorando el complejo metamórfico acrecionario paleozoico, compuesto principalmente por rocas meta-sedimentarias con bajo grado de metamorfismo (Hervé *et al.*, 2003), el que es intruido por la franja plutónica del Paleozoico Tardío del Batolito Costero del Sur (Parada *et al.*, 2007). Junto con ello, persiste el desarrollo de cuencas neógenas al oeste de la Cordillera de la Costa (Becerra *et al.*, 2013). En particular, se encuentra la cuenca de Arauco, compuesta por depósitos marinos, costeros y fluviales, los que han sido afectados por estructuras tanto extensionales como compresivas (Becerra *et al.*, 2013), donde incluso secuencias Pliocenas muestran ciertos rasgos indicativos de reactivación inversa en sus estructuras, manifestados, por ejemplo, en la gran variación de sus espesores (Melnick & Echtler, 2006).

Finalmente, hacia el sur del área de estudio (38° a 45° S), la cuenca de Valdivia concentra las distintas subsidencias que han ocurrido desde el Cretácico hasta el Mioceno (González, 1989; Melnick *et al.*, 2006 a y b; Becerra *et al.*, 2013). Junto con ello, se observan diversas plataformas costeras de *offshore* constituidas por secuencias marinas que se depositaron entre el Cretácico Tardío al Plioceno (González, 1989). Por su parte, afloran las últimas rocas del basamento metamórfico paleozoico, las que mantienen su relación de contacto con el Batolito Costero del

Sur, pero esta vez, se depositan localmente rocas volcánicas del Oligoceno al Mioceno (Muñoz *et al.*, 2000; Thomson & Hervé, 2002; Parada *et al.*, 2007).

3.2.2. Depresión Central.

En general esta unidad morfoestructural concentra gran parte de la sedimentación reciente y además actúa como depocentro de ciertas secuencias cenozoicas. Junto con ello, se ubica entre los 500 m a 700 m sobre el nivel del mar, separando la Cordillera de la Costa de la Cordillera Principal (Lavenu & Cembrano, 1999; Giambiagi *et al.*, 2014). Respecto al límite oriental de este valle longitudinal, entre los 33° a los 36° S, pareciera ser un importante escarpe de una gran traza de falla (Lavenu & Cembrano, 1999), mientras que, entre los 38° y 46° S, esta morfo-estructura se une con el arco volcánico a través del sistema de fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO) (Lavenu & Cembrano, 1999). Pese a lo anterior y a que tanto la Cordillera Principal como la Depresión Central sean paralelas, su actual límite no corresponde a un lineamiento activo (Lavenu & Cembrano, 1999).

En cuanto a las rocas que la conforman, hacia el norte del área de estudio, consiste en una cobertura de ignimbritas y sedimentos cuaternarios, cuyo espesor es máximo en el valle de Santiago y alcanza una potencia cercana a los 500 m (Araneda *et al.*, 2000). El basamento de la Depresión Central a estas latitudes está conformado hacia el oeste por rocas mesozoicas, mientras que hacia el este se constituye por secuencias cenozoicas (Araneda *et al.*, 2000; Farías *et al.*, 2008).

En el centro-sur del área de estudio (~ 39° S), son exhumados los depocentros de las cuencas de Osorno y Llanquihue, rellanadas por secuencias sedimentarias y volcánicas miocenas, producto de la acción del SFLO (Lavenu & Cembrano, 1999). Además, unidades paleógenas están cubiertas en disconformidad por sedimentos fluviales del Mioceno y Plioceno, asociados a la actividad del arco volcánico durante el Plioceno y el Cuaternario (Ramos *et al.*, 2014).

Finalmente, hacia los 40° a 45° S, esta unidad morfoestructural separa a la Isla Grande de Chiloé del Golfo de Ancud y constituye una prolongación de las cuencas de Osorno y Llanquihue (McDonough *et al.*, 1997). Además, se compone de rocas volcanoclásticas cenozoicas y

sedimentos glaciales, que rellenan un depocentro de 70 km de ancho y paralelo a la fosa (Jordan *et al.*, 2001; Duhart & Adriasola, 2008). Hacia el este de esta depresión, se encuentra el Batolito Norpatagónico, que representa el arco de la Cordillera de los Andes a estas latitudes y es donde el SFLO se manifiesta (Lavenu & Cembrano, 1999; Lange *et al.*, 2008).

3.2.3. Cordillera Principal.

Al igual que la Cordillera de la Costa, este cordón montañoso se subdivide en un flanco oriental y otro occidental (Farías *et al.*, 2008; Giambiagi *et al.*, 2014; Tapia *et al.*, 2015). En el sector septentrional, las rocas ubicadas al oeste son principalmente secuencias cenozoicas que exhiben gran deformación (Farías *et al.*, 2008), este es el caso de la cuenca extensional de Abanico, que es rellenada por depósitos volcanoclásticos del Eoceno al Oligoceno y presenta evidencias de inversión tectónica hacia finales del Oligoceno y principios del Mioceno (Charrier *et al.*, 2002). En la zona media de la cuenca de Abanico, dominan las rocas volcánicas de la Formación Farellones, las que fueron depositadas durante el Mioceno Medio y al igual que las unidades anteriores, se encuentra plegada, excepto en sus límites, donde se dispone en disconformidad o a través de estratos de crecimiento respecto de la Formación Abanico (Charrier *et al.*, 2002; Fock *et al.*, 2006). Es importante destacar que la cuenca extensional de intra-arco del Eoceno-Oligoceno, se extiende a una latitud cercana a los 38° S, donde las rocas que la constituyen son de la Formación Cura-Mallín (Tapia *et al.*, 2015).

Por su parte, el flanco este de la Cordillera Principal consiste en una potente secuencia mesozoica conformada por rocas sedimentarias, las que fueron depositadas en la parte norte de la cuenca de tras arco de Neuquén (Uliana *et al.*, 1989; Giambiagi *et al.*, 2003b). Al igual que para el caso occidental, esta zona también absorbe deformación, la que se manifiesta en la faja corrida y plegada del Aconcagua (Giambiagi *et al.*, 2003a), que ha acomodado la mayor parte del acortamiento cortical en esta región, desde los 16 Ma. (Giambiagi & Ramos, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003a; Ramos *et al.*, 2004). Es importante mencionar hacia el este de esta área, se encuentran los últimos rasgos topográficos de la Cordillera Frontal (Figura 3.1), que a estas latitudes corresponden a las sierras del Cordón de Portillo, donde rocas metamórficas proterozoicas, depósitos marinos del Paleozoico Tardío, granitoides del Carbonífero-Pérmico y rocas volcánicas

del Pérmico-Triásico afloran (Polanski, 1964) y son levantadas por varias fallas de vergencia este pertenecientes al sistema de fallas de Portillo (SFP) (Giambiagi et al., 2014).

Finalmente, hacia el sur, entre los 36° y 38°S, la Cordillera Principal se caracteriza por dos sectores principales, la faja plegada y corrida de Guañacos, que deforma secuencias Oligocenas y Miocenas de la cuenca de Cura-Mallín y la fosa de Loncopué, que se encuentra inmediatamente al sureste y que es rellenada por rocas Pliocenas y Cuaternarias, que cubren una serie de depocentros Jurásicos a Miocenos de 3000 a 8000 m de espesor (Rojas Vera *et al.*, 2010). No obstante, al norte y al sur de estas provincias estructurales principales, se ubican las fajas corridas y plegadas de Chos Malal y Agrio respectivamente, las que ambos casos deforman secuencias Mesozoicas en superficie (Rojas Vera *et al.*, 2014).

3.2.4. Cordillera Norpatagónica.

Unidad morfoestructural que corresponde a la continuación de la Cordillera Principal al sur de los 38° S y que se compone de una gran cantidad de estratovolcanes que están relacionados a la actividad del SFLO (Laveno & Cembrano, 1999; Cembrano *et al.*, 2000).

Hacia el norte, la constituyen plutones Cretácicos que afloran junto al basamento Paleozoico (Pankhurst *et al.*, 1999) y de intrusivos Mesozoicos con un emplazamiento claramente controlado por el SFLO (Munizaga *et al.*, 1988). Ambos complejos ígneo-metamórficos están cubiertos por rocas Oligocenas y Miocenas de la Formación Cura-Mallín, conformada por secuencias volcánicas y volcanoclásticas que están en interdigitación con depósitos lacustres y deltaicos (Jordan *et al.*, 2001). Además, hacia el este del cordón principal, Franzese *et al.* (2011) describió el depocentro de Aluminé, el que es relativamente contemporáneo y está constituido por sedimentos cristalinos derivados del basamento, de rocas volcánicas y volcanoclásticas. Hacia el este, cercano a la zona de precordillera, se encuentra la cuenca de Collón Cura, que separa el área cubierta por sedimentos Oligocenos y Miocenos de la Precordillera Norpatagónica (Ramos *et al.*, 2014). En particular, la cuenca anterior está conformada por tufitas, ignimbritas y depósitos fluviales retrabajados, incluyendo la Formación Chimehuín que incorpora a las secuencias de Collón Curá y a la Formación Río Negro de edad Pliocena (Cucchi & Leanza, 2005).

Es importante mencionar que, hacia el este del cordón montañoso principal, se encuentra la antes mencionada, Precordillera Norpatagónica y que se subdivide en dos sectores principales (Ramos *et al.*, 2014). Uno occidental con secuencias Neógenas muy plegadas y otro oriental donde depocentros Triásicos están parcialmente invertidos en superficie (Franzese & Spalletti, 2001; García Morabito *et al.*, 2011, D'Elia *et al.*, 2012). Este sistema, ha sido descrito como una faja corrida y plegada de piel delgada con estructuras de vergencia oeste (García Morabito *et al.*, 2011).

En el sur de este sistema morfoestructural (40° a 45° S), continúa aflorando el Batolito Patagónico junto al basamento Paleozoico (Pankhurst *et al.*, 1992), que son levantados sobre una potente sucesión volcanoclástica Miocena (Giacosa *et al.*, 2001). Lo anterior, corresponde al núcleo de la faja corrida y plegada de la Cordillera Norpatagónica, que a estas latitudes se desarrolla principalmente en el flanco oriental de la cordillera principal, con una deformación de piel gruesa y estructuras de vergencia este (Ramos & Cortés, 1984; Giacosa *et al.*, 2001), que levantan granitoides Jurásicos, Cretácicos y Cenozoicos (Giacosa *et al.*, 2001). Por otro lado, el flanco occidental de este sistema morfoestructural está controlado por el SFLO, donde batolitos Miocenos muestran un claro gradiente de exhumación N-S (Glodny *et al.*, 2008).

3.3. ESTILOS Y SISTEMAS ESTRUCTURALES.

Una unidad morfoestructural posee un estilo de deformación particular (Rolleri, 1975), dado por una serie de sistemas de fallas y pliegues que la conforman. En este sentido, para cada una, se han descrito ciertos rasgos o estilos estructurales que las definen y permiten establecer sus límites (Figura 3.2).

3.3.1. Cordillera Principal

3.3.1.1. Frente Occidental.

Ubicada entre los 32° y 34°S (Figura 3.2), la característica estructural principal de esta región es la inversión de la cuenca extensional de Abanico (Giambiagi *et al.*, 2014), para la que se

han propuesto dos mecanismos principales, uno al sur que ocurre en fallas con vergencia opuesta en ambos extremos de la cuenca (Fock *et al.*, 2006) y otro al norte, en donde sólo se han invertido las estructuras en el flanco occidental (Godoy *et al.*, 1999), lo que en consecuencia ha desencadenado el levantamiento del cordón montañoso al este de Santiago y que representa al corrimiento occidental de la Cordillera Principal (Giambiagi *et al.*, 2014), que además incorpora las fallas de Infiernillo y San Ramón (Godoy *et al.*, 1999; Fock *et al.*, 2006).

En particular, para la falla San Ramón, Rauld *et al.* (2006) y Armijo *et al.* (2010), han descrito que tiene actividad Holocena. Además, Godoy *et al.* (1999), definió el bloque colgante de esta estructura como un par sinclinal-anticlinal apretado e interpretó que su origen se debe a una rampa de basamento bajo el Frente Occidental.

Finalmente, hacia el este de esta provincia estructural, se encuentra el Sistema de Fallas de Chacayal, que se compone de estructuras inversas con vergencia al este y que marcan el límite entre el sector occidental y oriental de la Cordillera Principal (Giambiagi & Ramos, 2002). Este sistema de corrimientos que levanta una espesa secuencia sedimentaria del Jurásico Superior se ubica desde el río Las Cuevas (32°50' S) hasta el río Maipo (34°10' S), en una traza que recorre más de 150 km y que corresponde a la estructura más importante de este sector (Giambiagi *et al.*, 2014).

3.3.1.2. Faja Corrida y Plegada de Aconcagua.

Ubicada en el sector oriental de la Cordillera Principal, entre los 32°30' y 34° S (Figura 3.2), tradicionalmente ha sido considerada como un ejemplo de tectónica de piel delgada (Ramos, 1988; Cegarra & Ramos, 1996), sin embargo, Giambiagi & Ramos (2003), han descrito abruptos cambios en la estratigrafía, *buttressing* e interferencia de estructuras con diferentes rumbos, evidencias que en conjunto sustentan que esta provincia estructural tiene un comportamiento híbrido entre tectónica de piel delgada y piel gruesa.

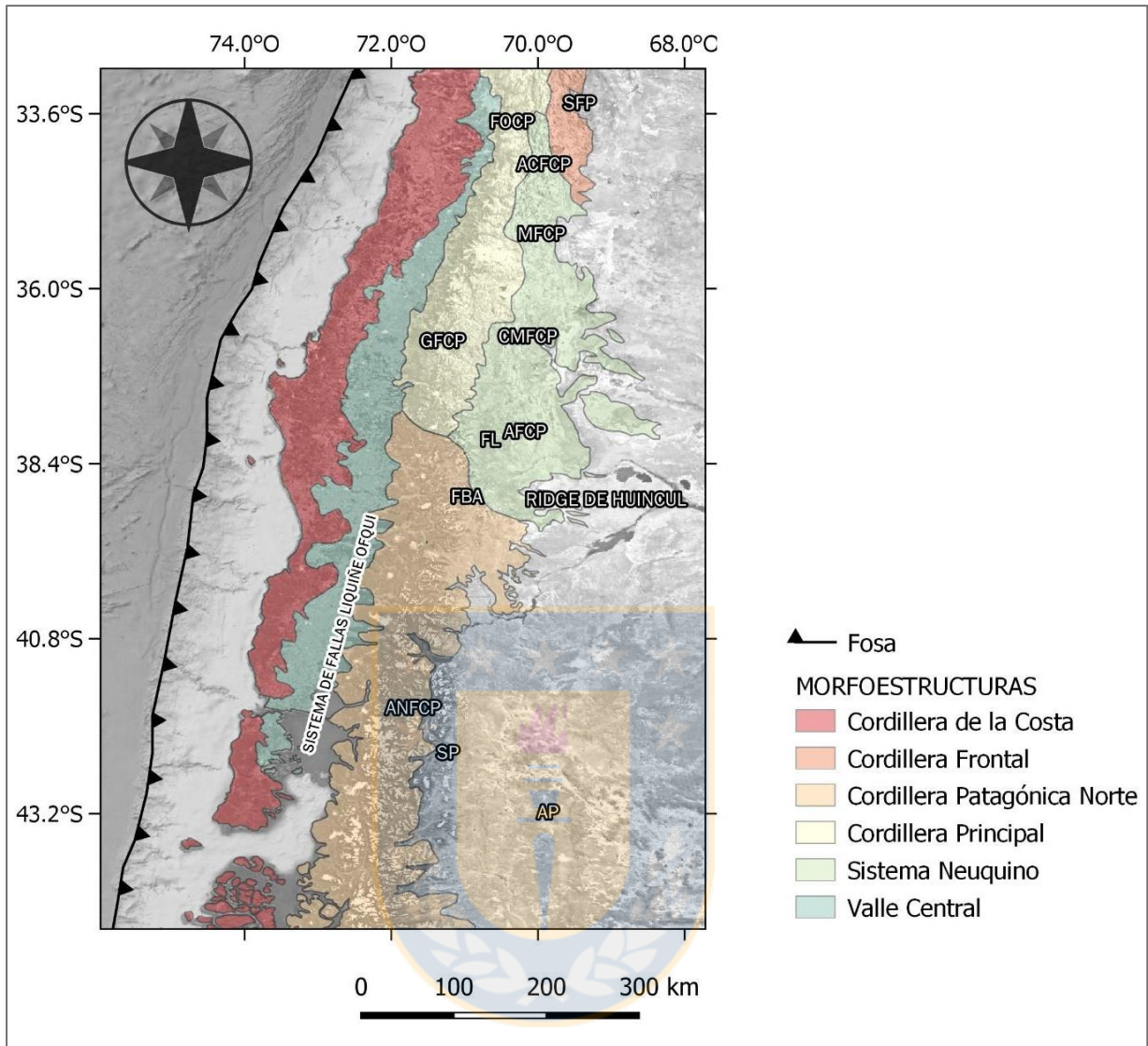


Figura 3.2: Mapa de provincias estructurales. **FOCP** Frente Occidental de la Cordillera Principal, **ACFCP** Faja Corrida y Plegada de Aconcagua, **SFP** Sistema de Fallas de Portillo, **MFCP** Faja Corrida y Plegada de Malargüe, **CMFCP** Faja Corrida y Plegada de Chos Malal, **GFCP** Faja Corrida y Plegada de Guañacos, **AFCP** Faja Corrida y Plegada del Agrio, **FL** Fosa de Loncopué, **FBA** Fosa Biobío-Aluminé, **ANFCP** Faja Corrida y Plegada de los Andes Norpatagónicos, **SP** Sistema de Precordillera, **AP** Antepaís Patagónico.

La AFCP se subdivide en tres sectores (Giambiagi & Ramos, 2003): occidental, central y oriental. En el primero afloran unidades Neógenas sin-tectónicas que comprenden toda la cuenca de antepaís de Alto Tunuyán (Giambiagi & Ramos, 2003). Se extiende desde los 33°30' a 34° S y consiste en capas afectadas por fallas inversas con un estilo de piel delgada, relacionadas a una estructura de despegue desarrollada en limolitas del Cretácico Superior (Giambiagi & Ramos, 2003). Dentro de esta zona se encuentran ciertas estructuras, como el corrimiento Chileno,

asociadas a disconformidades sin-tectónicas y que indican sedimentación sobre esta falla inversa (Giambiagi & Ramos, 2003).

El sector central, tiene una gran extensión hacia el norte de esta provincia, pero hacia el sur se vuelve cada vez más delgada, hasta desaparecer cerca del Volcán Marmolejo, donde es cortada por el corrimiento Morado (Giambiagi & Ramos 2003). Se caracteriza por una serie de fallas inversas de bajo ángulo que en conjunto construyen una geometría de *flat-ramp*, donde los planos corresponden a niveles de despegue localizados en evaporitas del Jurásico Superior y calizas del Cretácico Inferior (Giambiagi & Ramos, 2003). Todas estas características permiten definir el estilo estructural de esta región como de piel delgada. Además, pese a que en su mayoría las estructuras son más jóvenes hacia el este, es común observar corrimientos que cortan a estructuras previamente desarrolladas, por lo que se ha interpretado que esta área tuvo una secuencia de corrimientos que avanzaron y se propagaron con períodos constantes de emplazamiento de estructuras inversas fuera de secuencia (Giambiagi & Ramos, 2003).

Por último, el sector oriental está dominado por pliegues abiertos con una tendencia NNW-SSE y fallas N-S, donde la mayor parte de estas estructuras cortan a pliegues previamente desarrollados y tienen vergencia este, excepto un retro corrimiento ubicado en el límite de Chile con Argentina, cuyas fallas tienen vergencia oeste (Giambiagi & Ramos, 2003). Puesto que el basamento no aflora, su rol es inferido a partir de la geometría de las estructuras, secuencias de rift y grandes variaciones en el espesor de los depósitos Mesozoicos deformados (Giambiagi & Ramos, 2003). En este sentido, Giambiagi & Ramos (2002) han propuesto un corrimiento de basamento de bajo ángulo, generado luego de la inversión del rift Mesozoico, que permite conectar el acortamiento en la cobertura con el que se ha desarrollado en el basamento (Giambiagi & Ramos, 2003).

3.3.1.3. Faja Corrida y Plegada de Guañacos.

Provincia estructural ubicada entre los 36°50' y 37°50' S (Figura 3.2) y que comprende el último sector de la Cordillera Principal. Se compone de amplios pliegues asociados generalmente con fallas inversas de alto ángulo, que alternan con pliegues de menor longitud de onda

relacionados con corrimientos de bajo ángulo, los que en conjunto le otorgan un estilo estructural de piel gruesa (Folguera *et al.*, 2006a). En particular, las fallas de alto ángulo deforman a unidades volcánicas Miocenas y Cuaternarias de espesor variable, tienen vergencia este y además cortan secuencias que fueron previamente levantadas por corrimientos desde el Cretácico al Mioceno (Folguera *et al.*, 2006a; Folguera *et al.*, 2006b). Por su parte, las estructuras de bajo ángulo involucran secuencias sedimentarias no marinas, que muestran *offsets* inversos y que son parte de una secuencia de lóbulos de abanicos (Folguera *et al.*, 2006a).

La génesis de la parte occidental de esta provincia estructural está relacionada con la inversión de la cuenca Miocena de Cura-Mallín (Burns, 2002), donde las fallas en la vertiente chilena estuvieron activas durante el Mioceno Superior (Niemeyer & Muñoz, 1983; Melnick *et al.*, 2006). Posteriormente, durante el Plioceno al Cuaternario, la GFCP actuó como un abanico de corrimientos fuera de secuencia (Folguera *et al.*, 2006b), que probablemente erosionó tanto el arco volcánico del Plioceno-Cuaternario, como estructuras de piel delgada formadas durante el Mioceno Superior (Folguera *et al.*, 2006b).

3.3.2. Cordillera Frontal.

3.3.2.1. Sistema de Fallas de Portillo.

Tramo final de la Cordillera Frontal, ubicado al este de la AFCP entre los 32° y 33°50' S (Figura 3.2), que levanta el bloque de basamento pre Jurásico a través de una serie de fallas inversas con vergencia E, que ponen en contacto a estas rocas con secuencias sedimentarias del Mioceno Medio al Cuaternario, y que están ubicadas en la cuenca de antepaís (Giambiagi *et al.*, 2003). En general, las estructuras tienen una tendencia NNE en el norte, a NNW hacia el sur (Giambiagi *et al.*, 2009) y probablemente están relacionadas a un nivel de *detachment* ubicado en la transición frágil-dúctil de la corteza (15 a 20 km de profundidad), que, en primera instancia enraíza la deformación superficial y además permite propagar el acortamiento al interior de la Cordillera Frontal (Giambiagi *et al.*, 2009).

3.3.3. Cuenca Neuquina.

3.3.3.1. Faja Corrida y Plegada de Malargüe.

Cordón montañoso ubicado entre los 34° a 36° S (Figura 3.2), conformado por estructuras que involucran el basamento y que cuya característica principal, está relacionada a la disminución del acortamiento cortical mínimo hacia el sur (Kozlowski *et al.*, 1993; Giambiagi *et al.*, 2009). El estilo estructural es mixto y varía entre piel delgada y piel gruesa (Kozlowski *et al.*, 1993; Manceda & Figueroa, 1995; Giambiagi *et al.*, 2008). Kozlowski *et al.* (1993) propuso tres divisiones internas para esta unidad, basado en el estilo de la deformación al interior de ella, no obstante estudios posteriores de Giambiagi *et al.* (2008) consideran dos: una occidental y otra oriental, cuyo límite está marcado por el lineamiento NNW Borbollón-La Manga, relacionado a la falla maestra La Manga del sistema de rift Mesozoico (Giambiagi *et al.*, 2008).

En particular, el sector oriental se compone de un sistema emergente de corrimientos frontales, compuesto por una serie de fallas inversas de orientación N-S a NNW, que deforman secuencias Cretácicas a Neógenas en un ciclo tectónico de piel delgada (Giambiagi *et al.*, 2008). Al menos dos superficies de despegue se han desarrollado regionalmente en este flanco oriental y que sostienen la arquitectura antes mencionada, el más profundo se ubica hacia la base de una secuencia del Cretácico Superior hacia el norte de la región, mientras que la más somera, se localiza hacia el techo de las capas anteriores (Giambiagi *et al.*, 2008). Junto con ello, Giambiagi *et al.* (2008), identifica tres corrimientos principales: las fallas del Sosneado, Mesón y Alquitrán, que se levantan a partir del primer nivel de despegue descrito.

El sector occidental, corresponde principalmente a secuencias de rift del Triásico Superior-Jurásico Inferior, que se disponen sobre depósitos del Jurásico Medio al Cretácico Inferior (Giambiagi *et al.*, 2008). Las rocas del Cretácico Superior y Paleógenas han sido erosionadas y los estratos sin-orogénicos del Neógeno no fueron depositados. Respecto a la deformación, Fortunatti & Dimieri (2002) proponen una serie de retro corrimientos relacionados a estructuras del basamento. En particular, para esta región el patrón estructural tiene dos tendencias principales: pliegues NNE con fallas subordinadas; y un sistema de pliegues y fallas de rumbo N a NNW

(Giambiagi *et al.*, 2008). Junto con lo anterior, este sector se caracteriza por una combinación de dos estilos de deformación, que comprenden pliegues abiertos de gran escala y pequeños cordones montañosos con un intenso fallamiento y plegamiento de vergencia este (Giambiagi *et al.*, 2008).

En otras palabras, la MFCP involucra tanto tectónica de piel delgada a lo largo de varios *detachments* someros al interior de las secuencias de rift Jurásicas y Cretácicas, como tectónica de piel gruesa manifestada en estructuras de basamento relacionadas a zonas de *detachment* de mayor profundidad y que acomodan la deformación de esas rocas (Giambiagi *et al.*, 2008).

3.3.3.2. Faja Corrida y Plegada de Chos Malal.

Esta provincia estructural, se ubica al sur de la MFCP y al este de la GFCP (Figura 3.2) y está constituida por una alternancia entre sectores con una tectónica de piel gruesa y otros de piel delgada, que en su parte central se compone por un abanico de estructuras de vergencia este, cuyas longitudes de onda se encuentran entre los 3 a 4 km y están relacionadas con *detachments* someros en unidades del Jurásico Inferior (Rojas Vera *et al.*, 2014). Además, se han descrito una serie de pliegues por propagación y arrastre de falla, que alternan con mecanismos de retro corrimiento que acomodan la deformación compresiva (Rojas Vera *et al.*, 2014).

La parte más occidental de esta faja corrida y plegada está definida por el bloque de basamento denominado Cordillera del Viento, donde secuencias del Paleozoico Superior al Mesozoico afloran a lo largo de una falla inversa de vergencia oeste y de alto ángulo, que dispone a estas capas sobre depósitos volcánicos Paleógenos (Folguera *et al.*, 2006a; Rojas Vera *et al.*, 2014).

Respecto a su historia evolutiva, trazas de fisión de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en conjunto con discontinuidades a lo largo del flanco oriental, indican que el levantamiento inicial de la CMFCP ocurrió durante el Cretácico Superior (Kay, 2002). Junto con ello, una serie de estratos sin-orogénicos muestran consistencia con reactivaciones Eocenas y del Mioceno Superior (Ramos *et al.*, 1998; Folguera *et al.*, 2006). Ambos procesos invirtieron las antiguas estructuras extensionales en una secuencia progresiva (Folguera *et al.*, 2006b).

3.3.3.3. Faja Corrida y Plegada del Agrio.

La AFCP se encuentra entre los Altos de Chihuidos al este y la Fosa de Loncopué al oeste ($37^{\circ}50'$ y 38° S) (Figura 3.2). La gran parte de sus estructuras tienen vergencia este y constituyen un abanico inverso, el que es interrumpido localmente por retro corrimientos (Rojas Vera *et al.*, 2014). Además, las fallas en general involucran el basamento y han sido tectónicamente invertidas, donde, a través de datos sísmicos, se han reconocido depocentros del Triásico Superior y Jurásico Inferior (Zapata *et al.*, 1999; Zamora Valcarce *et al.*, 2006). Por otro lado, acompañando a este conjunto de fallas de basamento, se disponen una serie de anticlinales con doble buzamiento y que se han desarrollado en la cobertura sedimentaria Mesozoica (Zamora Valcarce *et al.*, 2006).

Ramos (1978), basado en las características morfoestructurales anteriores, al igual que en la mayoría de las fajas corridas y plegadas de la Cuenca Neuquina, divide esta provincia en dos zonas principales, una occidental o interna y otra oriental o externa. La primera está dominada por un estilo de deformación de piel gruesa, mientras que la segunda, se compone de una serie de anticlinales asociados a pliegues originados por zonas de *detachment* con un estilo de piel delgada.

3.3.3.4. Fosa de Loncopué.

Depresión estructural con tendencia cercana a la N-S, ubicada al oeste de la AFCP, entre los $36^{\circ}40'$ y 39° S, con una longitud aproximada de 200 km (Rojas Vera *et al.*, 2010). Se encuentra limitado por dos sistemas de fallas principales: uno ubicado en el flanco oriental, donde se observan escapes orientados tanto hacia el este como hacia el oeste; y otro ubicado en el límite occidental, formado por escapes que se orientan al este (Ramos, 1978; Rojas Vera *et al.*, 2008). Para el caso del flanco oriental, es un sistema de fallas que yuxtapone secuencias Mesozoicas plegadas, que corresponden a la cara occidental de la AFCP, con rocas volcánicas Cuaternarias que rellenan la fosa de Loncopué (Ramos, 1978). Por otra parte, en el límite occidental, el sistema de fallas afecta el actual arco volcánico (Rojas Vera *et al.*, 2010). En general el sistema de fallas N-S se encuentra segmentado por lineamientos y escarpes de orientación NW (Rojas Vera *et al.*, 2010).

En función a una serie de datos y análisis gravimétricos, sísmicos y estructurales, Rojas Vera *et al.* (2010), propone que la FL es el limbo trasero o *backlimb* de una estructura de basamento con vergencia al este, que colapsó extensionalmente a través de un complejo patrón de fallas normales que varían de norte a sur y que se encuentran bajo secuencias Terciarias y Cuaternarias. Además, se ha propuesto por diversos autores (Folguera *et al.*, 2006; Folguera *et al.*, 2010; Rojas Vera *et al.*, 2010; Rojas Vera *et al.*, 2014), que los límites de esta depresión presentan actividad neotectónica que afecta principalmente a lavas Cuaternarias.

3.3.4. Cordillera Patagónica Norte.

3.3.4.1. Fosa de Biobío-Aluminé.

Ubicada al oeste del *Ridge* de Huincul y al suroeste de la FL (38° a 40° S), esta provincia se define como una depresión estructural que ha sido modelada por la última etapa del levantamiento tectónico andino (Franzese *et al.*, 2011). Está limitada al oeste por la Cordillera Norpatagónica Norte a través de un sistema de fallas con vergencia al este, el que está representado por la falla de Piedras Paradas ubicada unos pocos kilómetros al oeste del valle de Biobío-Aluminé y por un sistema menor de fallas con vergencia este ubicado al sur del lago Aluminé (García Morabito *et al.*, 2011). Por su parte, el límite oriental está definido por el bloque de Copahue-Pino Hachado, el que se constituye por fallas normales de límite de rift de edad Mesozoica, que fueron invertidas durante los procesos de levantamiento de los andes en el Cenozoico y que dieron como resultado un complejo sistema estructural de piel gruesa con vergencia oeste, que levanta el bloque de Copahue-Pino Hachado y las cordilleras de Catan Lil y Chachil (García Morabito *et al.*, 2011).

En este sentido, esta provincia estructural corresponde a una cuenca intra-montana de orientación NNW que define una zona triangular que separa dos fajas corridas y plegadas de vergencia opuesta, y en donde se han desarrollado una serie de depocentros rellenos por secuencias sin-tectónicas y sin-orogénicas depositadas entre los 11 y 8 Ma (García Morabito *et al.*, 2011).

3.3.4.2. Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui.

Rasgo tectónico más prominente del segmento de los Andes del Sur, que se define como un sistema de fallas de intra-arco y sentido dextral, con más de 1200 km de longitud, abarcando desde el Complejo Volcánico Callaqui-Copahue, hasta el Punto Triple de Chile en el Golfo de Penas ($\sim 37^\circ$ a $46^\circ 30'$ S) (Figura 3.2) (Hervé 1976; Cembrano & Hervé, 1993; Cembrano *et al.*, 1996; Melnick *et al.*, 2006).

Respecto a su geometría, se identifican dos segmentos rectos con orientación NNE-SSW que alcanzan los centenares de kilómetros y que están unidos por al menos cuatro lineamientos en *echelon* de orientación NE-SW, que genera un arreglo espacial tipo *dúplex* (Hervé, 1976; Cembrano & Hervé, 1993; Cembrano *et al.*, 1996). Además, se han descrito una serie de estructuras de orientación NW-SE que cortan al segmento principal, y que varios autores han interpretado como fallas de basamento reactivadas (López Escobar *et al.*, 1995; Melnick *et al.*, 2006; Cembrano & Lara, 2009).

Al ser un sistema estructural heterogéneo, el estilo que marca el SFLO en la deformación de las rocas varía con la latitud, debido a esto, ciertos autores han propuesto tres áreas diferentes: una austral ($47^\circ 30'$ a 42° S) de carácter transpresivo y controlado por la Dorsal de Chile (Lavenue & Cembrano, 1999; Cembrano *et al.*, 2002); una central dominada por transcurrencia (Lavenue & Cembrano, 1999; Cembrano *et al.*, 2002); y una norte (39° a $37^\circ 50'$ S) caracterizada por transtensión, la que se manifiesta en estructuras de *splay faults*, grábenes y *horse tails* (Rosenau, 2004; Rosenau *et al.*, 2006; Melnick *et al.*, 2006).

3.3.4.3. Faja Corrida y Plegada de los Andes Norpatagónicos.

Provincia estructural que se sitúa en el flanco oriental de la Cordillera Norpatagónica Norte, entre los 39° a 45° S (Figura 3.2). En general, presenta rasgos estructurales homogéneos, siendo limitada al oeste por el SFLO y al este por el SP, y constituida por una serie de estructuras inversas que incorporan el basamento y tienen una vergencia este, otorgándole un estilo de deformación de piel gruesa (Orts *et al.*, 2012; Ramos *et al.*, 2014; Echaurren *et al.*, 2016). En particular, estas

estructuras están localmente interrumpidas por retro corrimientos con vergencia oeste, que levantan el basamento ígneo metamórfico de edad Paleozoica (Orts *et al.*, 2012; Ramos *et al.*, 2014).

En particular, hacia el norte (39° a 40° S), el límite oriental está marcado por la falla de Piedras Paradas, que cabalga rocas de basamento, sobre la Formación Auca Pan del Oligoceno (Ramos *et al.*, 2014). Sin embargo, también ocurre el caso contrario, es decir, que secuencias Cenozoicas se levantan sobre el basamento, lo que evidencia una inversión de los depocentros Cenozoicos que ha sido datada en el Mioceno Superior (Ramos *et al.*, 2014).

Hacia el sur, entre los 40° y 42° S, el sistema de fallas con vergencia este, también presenta grandes longitudes de ondas e incorpora a rocas del basamento (Orts *et al.*, 2012). En este caso, son rocas andesíticas del Cretácico Inferior y secuencias del Jurásico Medio las que son deformadas por las estructuras anteriores, las que son interrumpidas por retro corrimientos que levantan el basamento paleozoico (Orts *et al.*, 2012). Se ha interpretado que estas estructuras fueron fallas normales durante el Jurásico, que luego fueron invertidas en el levantamiento andino durante el Cenozoico (Orts *et al.*, 2012).

Por último, en la parte más austral del área de estudio (42° a 45° S), continúa la tectónica de piel gruesa con fallas de vergencia este, pero en estas latitudes, imbrican el Batolito Norpatagónico en una serie de pequeñas serranías de orientación N-S y que son el límite con el antepaís patagónico o la llamada Patagonia *broken foreland* (Echaurren *et al.*, 2016).

3.3.4.4. Sistema de la Precordillera.

Sistema estructural ubicado al este de la ANFCP (41° a 42° S) y que corresponde al antepaís del arco volcánico a estas latitudes (Figura 3.2). Se compone de una serie de fallas inversas con doble vergencia que exhuman rocas de basamento, donde el complejo metamórfico e ígneo del Paleozoico Tardío y rocas volcano-sedimentarias son intruídas por granitoides Jurásicos y Cretácicos. Por su parte, hacia el este, hay un dominio estructural con vergencia en esa dirección que se compone por un abanico de corrimientos y retro corrimientos que exhuman rocas volcánicas

del Oligoceno a Mioceno Inferior en la sierra de El Maitén (Orts *et al.*, 2012). Finalmente, en el sur de este sistema, se localizan secuencias Oligocenas de la Formación Ventana con gran variedad de evidencia sin-extensional (Orts *et al.*, 2012). Más aún, la inversión de las estructuras que originaron estos depocentros, ha creado topografía orogénica, conformada por una serie de sinclinales y antiformes desmembrados (Orts *et al.*, 2012).

El SP representa la migración del frente orogénico hacia el este en estas latitudes, la que comienza durante el Mioceno Superior y canibaliza los depocentros Cenozoicos, a través de la inversión de estructuras normales previas (Orts *et al.*, 2012).

3.3.4.5. Antepaís Norpatagónico o Patagonia *Broken Foreland*.

Región del antepaís andino con un estilo estructural particular y diferente de la ANFCP, se ubica al este de ella en la parte más austral del área de estudio (Figura 3.2). Se caracteriza por tener bajas altitudes, con retro corrimientos de orientación N-S que progresivamente se van cubriendo por el volcanismo cenozoico del Cinturón Pilcaniyeu y la Formación Mirador (Echaurren *et al.*, 2016). Hacia el este, se encuentra la cuenca de Cañadón Asfalto, cuyo límite occidental es una estructura invertida denominada corrimiento Taquetrén, que exhuma rocas del Paleozoico Superior (Echaurren *et al.*, 2016).

Por otra parte, a lo largo del valle del río Chubut, pliegues de baja amplitud se encuentran deformando a rocas del Jurásico Inferior y del Mioceno, los que se encuentran en los limbos de las estructuras de basamento principales. Además, en el Cinturón Pilcaniyeu se han descrito diversas evidencias de un evento compresivo durante el Cretácico al Paleógeno y otro extensional durante el Paleoceno al Eoceno (Echaurren *et al.*, 2016).

En otras palabras, todas las características anteriores son el manifiesto de que el AP está controlado por estructuras inversas con doble vergencia y de baja longitud de onda (~5 km) y que, en particular, se ven interrumpidas por el corrimiento Taquetrén, el que define al este, un sistema de pliegues con gran longitud de onda (~15 a 20 km) que terminan de modelar una faja corrida y plegada de piel delgada (Echaurren *et al.*, 2016).

4. METODOLOGÍA.

Para el desarrollo de este trabajo se recopilarán una serie de perfiles estructurales balanceados, los que han sido publicados por diversos autores ligados al estudio de la estructura interna de Los Andes y que se ubican principalmente entre el antearco y el trasarco, realizando un corte transversal al orógeno andino. Lo anterior, con el fin de obtener una base de datos sólida de las diferentes estructuras mapeadas en superficie y su geometría en profundidad. Además, se utilizará tanto el mapa geológico chileno de escala 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2002) como el mapa geológico argentino de escala 1:2.500.000 (SEGEMAR, 1995), para construir un nuevo mapa que permitirá clasificar la geología de los Andes del Sur en función a las diferentes fases tectónicas descritas para el ciclo andino. Posteriormente, estos resultados serán levantados en el programa *Move*®, desde donde se obtendrán una serie de perfiles estructurales que incorporan los datos anteriores, además de un modelo en tres dimensiones de la superficie de *detachment*, el que se generará a partir de la interpolación de las diferentes soluciones balanceadas para esta estructura en los distintos perfiles recopilados. Finalmente, con el uso de *Python* y a partir de un modelo termal (Tassara en prep.) y mecánico, cuya estructura ha sido escrita en este lenguaje, se obtendrá la profundidad teórica de las estructuras de *detachment* evaluando la resistencia a la deformación permanente en cada perfil, la que se contrastará con la geometría obtenida para esta superficie en la interpolación hecha con el programa *Move*®. De esta forma se evaluará el rol termo-mecánico en el desarrollo de esta superficie y si dicho régimen ejerce algún rol sobre el estilo en la deformación de los Andes del Sur. Además, también se analizará si el uso de modelos termo-mecánicos es válido para definir la geometría de estructuras de *detachment* en la construcción de perfiles balanceados.

4.1. CONSTRUCCIÓN DE UNA BASE DE DATOS GEOLÓGICA.

La selección de datos se realizará desde los mapas geológicos de Chile (SERNAGEOMIN, 2002) y Argentina (SEGEMAR, 1995) con el *software* QGIS 3.0, a partir del cual se clasificarán las unidades geológicas recopiladas en función a las fases tectónicas descritas para el ciclo andino (Charrier *et al.*, 2007; Ramos, 2009). Es importante señalar que ambas fuentes no se encuentran actualizadas, por este motivo se realizará un análisis de la base de datos, para evaluar aquellas

unidades que presenten conflictos en la edad que se les ha asignado (Figura 4.1). Una vez reconocidas las rocas en cuestión, se corregirá su edad de acuerdo con nuevos trabajos que contengan dataciones debidamente publicadas. Posteriormente, las unidades geológicas se separarán por edad en función a los siguientes criterios: Pre Jurásico (edad > 200 Ma), Jurásico ($200 \text{ Ma} \geq \text{edad} > 145 \text{ Ma}$), Cretácico Inferior ($145 \text{ Ma} \geq \text{edad} > 100 \text{ Ma}$), Cretácico Superior ($100 \text{ Ma} \geq \text{edad} > 66 \text{ Ma}$), Paleoceno-Eoceno ($66 \text{ Ma} \geq \text{edad} > 34 \text{ Ma}$), Oligoceno ($34 \text{ Ma} \geq \text{edad} > 23 \text{ Ma}$), Mioceno-Plioceno ($23 \text{ Ma} \geq \text{edad} > 2,5 \text{ Ma}$), Pleistoceno-Reciente ($2,5 \text{ Ma} \geq \text{edad} > 0 \text{ Ma}$). De esta forma, se relacionará la evolución geológica del área de estudio con los diferentes eventos tectónicos que han ocurrido desde el Jurásico, similar a lo hecho por McGroder *et al.* (2015) para los Andes Centrales.

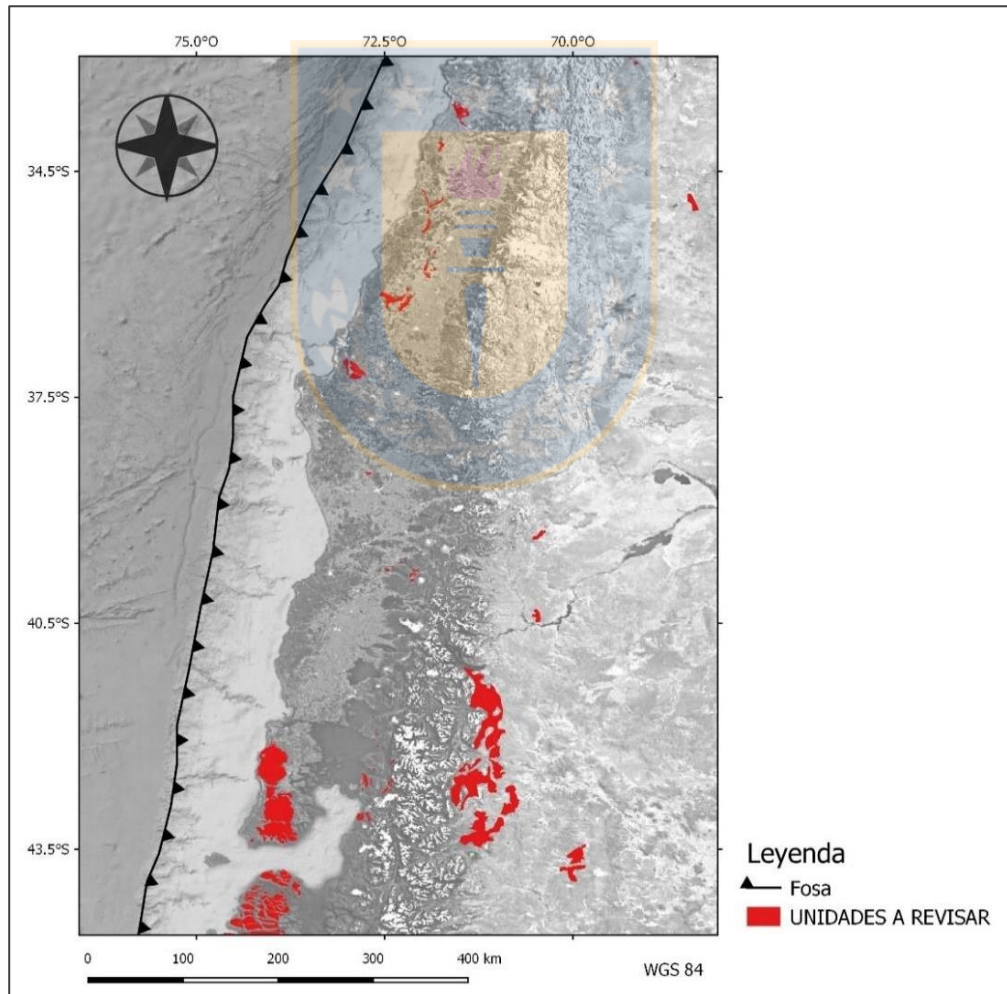


Figura 4.1: Mapa con las unidades geológicas que no se encuentran actualizadas y es necesario revisar.

Por otra parte, el trazado de las estructuras en superficie se obtendrá a partir de la recopilación de publicaciones relacionadas con la evolución tectónica y estructural de la zona de estudio (Figura 4.2), donde será necesario satisfacer la siguiente condición: el modelado de las fallas y pliegues tiene que estar hecho en un perfil estructural balanceado. De esta forma, la información puesta en superficie será coherente con la estructura en profundidad. No obstante, aquellos sectores de baja resolución, es decir, que no sean cubiertos por la recopilación de datos estructurales anterior, se resolverán a partir de otras publicaciones relacionadas sólo al mapeo estructural del área en cuestión. Finalmente, para la traza del SFLO, se ocupará el modelo propuesto por Letelier (2016), que hace una recopilación de diversos trabajos que definen ciertas estructuras relacionadas a este sistema estructural, unificando todas las fallas en una sola geometría.

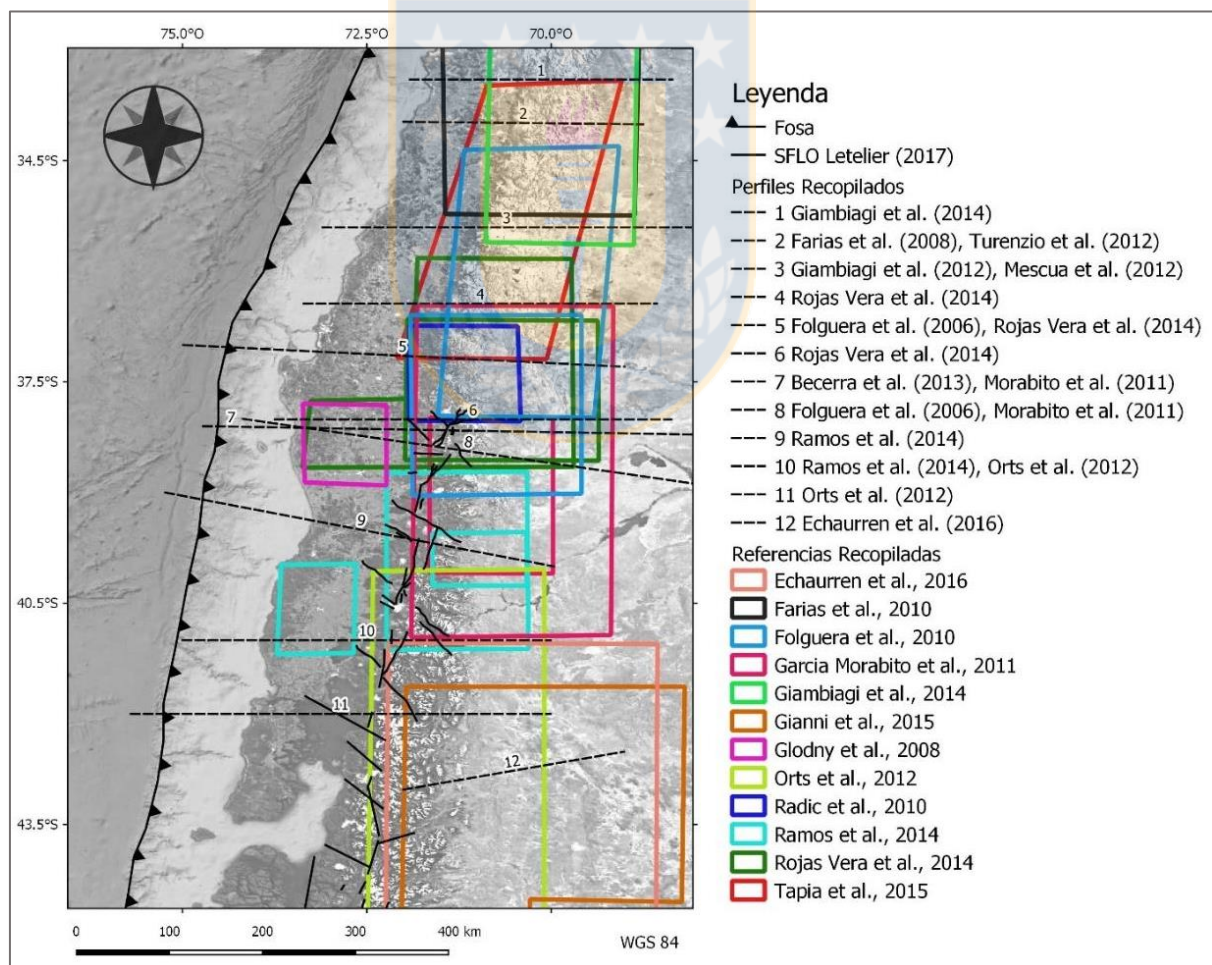


Figura 4.2: Mapa satelital del área de estudio con la fuente y distribución tanto de los datos estructurales como de las secciones balanceadas recopiladas.

4.2. CONSTRUCCIÓN DE MODELO ESTRUCTURAL 3D.

Todos los datos tanto estructurales como geológicos, serán levantados en el programa *Move*® con el fin de construir un modelo estructural en tres dimensiones. Para ello se respetarán todas las soluciones estructurales definidas en los perfiles balanceados y sólo se ajustarán las unidades geológicas en aquellos casos en donde no haya coincidencia entre las que se generarán en este trabajo y los resultados recopilados.

Se construirá la geometría de las estructuras de *detachment* entre cada perfil con la metodología de interpolación lineal a través del módulo *Move3D*® del programa *Move*®, bajo los siguientes criterios:

- i. Las estructuras tienen que ser similares, es decir, mantener una geometría teórica de *ramp-flat*, que es la que se ha asumido para los Andes del Sur en base a los trabajos de Giambiagi *et al.* (2012, 2014) y Farías *et al.* (2010), los que definen la forma de esta estructura tomando en cuenta el modelo conceptual de deformación cortical de Allmendinger & Gubbels (1996), el que propone que el engrosamiento y acortamiento de la corteza continental, ocurre o bien por cizalla simple o por cizalla pura, donde para el primer caso, se requiere la presencia de un mega despegue intracortical que transfiera la deformación.
- ii. Cada estructura escogida, por definición, debe enraizar la deformación superficial, puesto que de otro modo no sería un nivel de mega despegue intracortical.
- iii. Todas las estructuras de *detachment* tienen que ser parte de la solución del balance estructural, de lo contrario, la superficie final no sería referencia válida para comparar con aquella de origen termo-mecánico.

El único parámetro impuesto al método de interpolación, es que cada punto (x,y,z) al interior de la grilla final, debe tener una distancia mínima de 30 metros, lo que dará como resultado una matriz con 90000 puntos aproximadamente, que finalmente serán la referencia para comparar con aquellos resultados obtenidos a partir del modelo termo-mecánico.

4.3. OBTENCIÓN DEL DETACHMENT TERMO-MECÁNICO.

Para el modelado termo-mecánico de la litósfera bajo los Andes del Sur, se ocupará el modelo termal propuesto por Tassara (en prep.), del cual se extraerá una matriz en tres dimensiones, con la temperatura en cada uno de sus puntos (x,y,z). Con ella y a partir de la ecuación (10), será posible calcular la envolvente de resistencia a la deformación permanente para esos mismos puntos. De esta forma, quedarán definidas las zonas de comportamiento frágil y dúctil bajo el área de estudio.

En este sentido, el resultado final será un modelo en tres dimensiones y subdividida en tres niveles distintos: corteza superior, corteza inferior y manto litosférico. Todos ellos tendrán características reológicas particulares y sus límites serán obtenidos a partir del modelo de densidades propuesto por Tassara & Echaurren (2012), cuya resolución en planta es de 0,2° tanto en latitud como en longitud. Por su parte, los elementos a lo largo del eje z estarán espaciados cada 1 km (Figura 4.3).

A partir de este modelo, se obtendrán perfiles para cada latitud dentro del área de estudio, que corten de forma transversal a este cubo con resultados termo-mecánicos. De esta forma será posible evaluar la geometría de las estructuras de *detachment* a lo largo de los Andes del Sur, la que se construye a partir de la unión entre los puntos donde el máximo estrés diferencial disponible es igual a la envolvente de resistencia a la deformación dúctil (Figura 4.3), tal como lo proponen los trabajos de Giambiagi *et al.* (2015) y Echaurren *et al.* (2016). Lo anterior se asume considerando que estos mega despegues intracorticales ocurren en zonas de transición frágil-dúctil, siguiendo la idea de autores como Burchfiel *et al.* (1989), Lister & Davis (1989) o Brun *et al.* (1994), entonces si consideramos que en muchos casos el máximo estrés disponible no es suficiente para alcanzar esta transición, este contraste entre comportamientos ocurre cuando el máximo estrés corta a la envolvente de resistencia a la deformación permanente (Giambiagi *et al.*, 2014; Echaurren *et al.*, 2016).

En este sentido, para obtener dichos puntos en el modelo termo-mecánico, se buscará donde el estrés máximo disponible corta a la curva de resistencia a la deformación dúctil para cada nivel

de la litósfera (corteza superior, corteza inferior, manto litosférico). De esta forma, se analizará si existen regiones con más de un punto de intersección bajo las mismas coordenadas de (longitud, latitud), o, por el contrario, no presentan ninguno. En función a la ocurrencia de esta última situación, se dará una tolerancia de $\pm 5\text{MPa}$ al estrés diferencial máximo disponible impuesto.

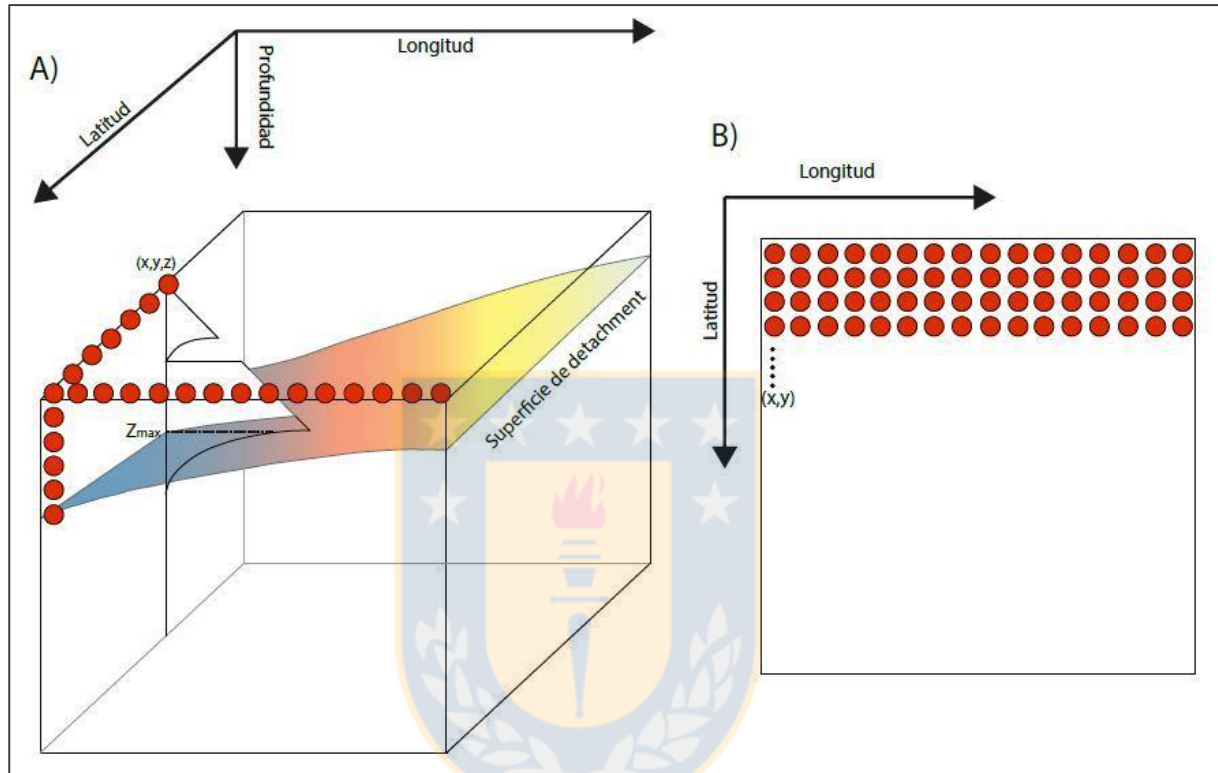


Figura 4.3: **A)** Matriz 3D, cada círculo anaranjado contiene la latitud, longitud y el valor de la YSE. Z máx. corresponde a la profundidad donde el máximo estrés disponible es igual a la curva de resistencia dúctil. **B)** Matriz 2D, cada círculo anaranjado tiene el valor de la profundidad de la superficie de *detachment*.

Ahora bien, si dicha estructura resulta ser continua a lo largo del orógeno, es decir, mantiene una geometría similar entre los diferentes perfiles termo-mecánicos, se interpolará para construir una superficie de *detachment* de origen termo-mecánico. Además, para incorporar la variabilidad de estos resultados en función al valor del máximo estrés disponible dentro de un contexto de subducción, se calcularán diversas superficies de *detachment* con distintos valores para este parámetro, las que serán comparadas con la superficie obtenida a partir de la interpolación hecha con el programa *Move3D*®. En otras palabras, se buscará el mejor ajuste para este nivel intracortical, en función a los datos y soluciones balanceadas obtenidas por diversos autores para esta estructura a lo largo de los Andes del Sur.

Todos los cálculos entre los sets de datos serán resueltos a partir de un código escrito en *Python 3.5* (Anexo 1.5), ocupando los módulos de análisis numérico que posee este lenguaje (*scipy*, *numpy*), ya que en general, es la forma más simple de ejecutar operaciones y seleccionar datos con *arrays* de una, dos o más dimensiones. Además, como los valores (longitud, latitud) de la grilla que resultará del modelo termo-mecánico, no coincidirán con aquellos obtenidos directamente del *software Move*®, será necesario interpolar el modelo mecánico en una grilla regular, lo que se realizará con el módulo *griddata* de *scipy* (*Scientific Computing Tools for Python*), en el que se escogerá una metodología de interpolación cúbica y cuyo resultado permitirá establecer las diferencias entre cada punto (longitud, latitud) de ambos modelos 2D.



5. RESULTADOS.

5.1. BASE DE DATOS GEOLÓGICA.

Como se puede observar en el mapa geológico del área de estudio (Figura 5.1), el desarrollo de las diferentes litologías a lo largo del margen andino no es al azar, si no que muestran un ordenamiento que es coherente con la clasificación hecha en este trabajo. De esta forma, las rocas Pre Jurásicas se ubican principalmente en la Cordillera de la Costa, lo que es consistente con la recopilación hecha por Hervé *et al.* (2007), de los diferentes complejos metamórficos e intrusivos del Paleozoico Superior, cuyo origen está relacionado con la dinámica de la subducción durante ese período. No obstante, también se observan afloramientos hacia el este del eje cordillerano, tanto en la Cordillera Frontal hacia el norte, como en el Macizo Norpatagónico hacia el sur, que corresponden al complejo magmático del Grupo Choiyoi (Kleiman & Japas, 2009), desarrollado en un contexto extensional (Llambías *et al.*, 2003; Giambiagi *et al.*, 2008), y al complejo magmático Río Chico o Mamil Choique (Pankhurst *et al.*, 2006), relacionado al amalgamiento de Patagonia al extremo sur de Gondwana (Pankhurst *et al.*, 2006; Ramos *et al.*, 2008) respectivamente.

Por su parte, las rocas Jurásicas son en su mayoría sedimentarias (Figura 5.1) a excepción de dos casos. El primero corresponde a cuerpos plutónicos ubicados en la Cordillera de la Costa, que son parte de la franja intrusiva del Jurásico Medio emplazada en rocas metamórficas del Paleozoico Tardío (Parada *et al.*, 2007), que están acompañadas por una serie de rocas volcánicas de la misma edad, representadas por la Formación Ajial (Bajociano) y Horqueta (Jurásico Superior) (Aguirre *et al.*, 1988). Ambos tipos de roca se relacionan con el arco volcanomagmático del Jurásico-Cretácico Inferior (Parada *et al.*, 2007). El segundo caso involucra pequeñas unidades en el extremo sur del área de estudio, a lo largo de la Cordillera Norpatagónica, donde restringidos pulsos magmáticos (Pankhurst *et al.*, 1999) y eruptivos (Echaurren *et al.*, 2016), son la manifestación de las consecuencias del proceso de subducción durante el Jurásico (Echaurren *et al.*, 2016).

Como se observa en la Figura 5.1, las rocas sedimentarias del Jurásico se ubican a lo largo de la precordillera y el antepaís, al este del eje cordillerano, lo que es consistente con la descripción de una serie de depocentros controlados por estructuras normales de orientación general NNW (Charrier *et al.*, 1979; Uliana *et al.*, 1989) y que corresponden a los depósitos que conforman la Cuenca Neuquina (Giambiagi & Ramos, 2003; Legarreta & Uliana, 1999). No obstante, hacia el sur, cercano a los 40° S, se observa que las unidades Jurásicas se disponen de forma E-W, lo que ocurre puesto que, a esta latitud, se encuentra el *ridge* de Huincul (Figura 3.2), el que se ha definido como un sistema de rifts generado por un colapso extensional del bloque colgante relacionado a la sutura que pudo haber separado a Gondwana del terreno de Patagonia (Mosquera & Ramos, 2006; Ramos, 2008). Finalmente, las últimas secuencias Jurásicas se ubican al sur del área de estudio y están concentradas en el Antepaís Patagónico (Figura 5.1). Éstas, son el manifiesto del desarrollo de la cuenca de Cañadón Asfalto, cuyo origen está relacionado al proceso de subducción durante ese período (Figari & Courtade, 1993; Figari, 2005). En particular, esta región se compone por la Formación Lonco Trapial (Jurásico Inferior-Jurásico Medio), constituida por rocas volcánicas con señales geoquímicas tanto mantélicas como corticales (Zaffarana & Somoza, 2012; Cúneo *et al.*, 2013; Zaffarana *et al.*, 2014), y por las Formaciones de Cañadón Asfalto y Cañadón Calcáreo, ambas se componen por rocas sedimentarias y tienen la misma edad que la secuencia volcánica anterior (Volkheimer *et al.*, 2009).

Las rocas del Cretácico muestran la misma distribución general que aquellas del Jurásico (Figura 5.1), es decir, se disponen a lo largo de la precordillera y del antepaís andino. No obstante, existen ciertas diferencias, como es el caso de los cuerpos intrusivos ubicados en la Cordillera de la Costa hacia el norte del área de estudio (Figura 5.1), que constituyen el cinturón plutónico Mesozoico más largo de Chile Central (Parada *et al.*, 2007), el que ha sido relacionado a un contexto extensional debido a un continuo ascenso astenosférico y una consecuente remoción litosférica que posiblemente acompañó la extensión (Parada *et al.*, 1999; Parada *et al.*, 2005). Además, hacia el sur, también se observa la aparición de un gran cinturón magmático ubicado principalmente en la Cordillera Norpatagónica (Figura 5.1) y que corresponde al pulso del Cretácico Inferior-Cretácico Superior del Batolito Norpatagónico (Pankhurst *et al.*, 1999; Parada *et al.*, 2007), emplazado en un contexto de alta velocidad de convergencia (Somoza & Zaffarana,

2008), el que se desarrolló luego del evento compresivo del Cretácico Superior (~ 100 a 80 Ma) (Cobbold *et al.*, 2007; Echaurren *et al.*, 2016).

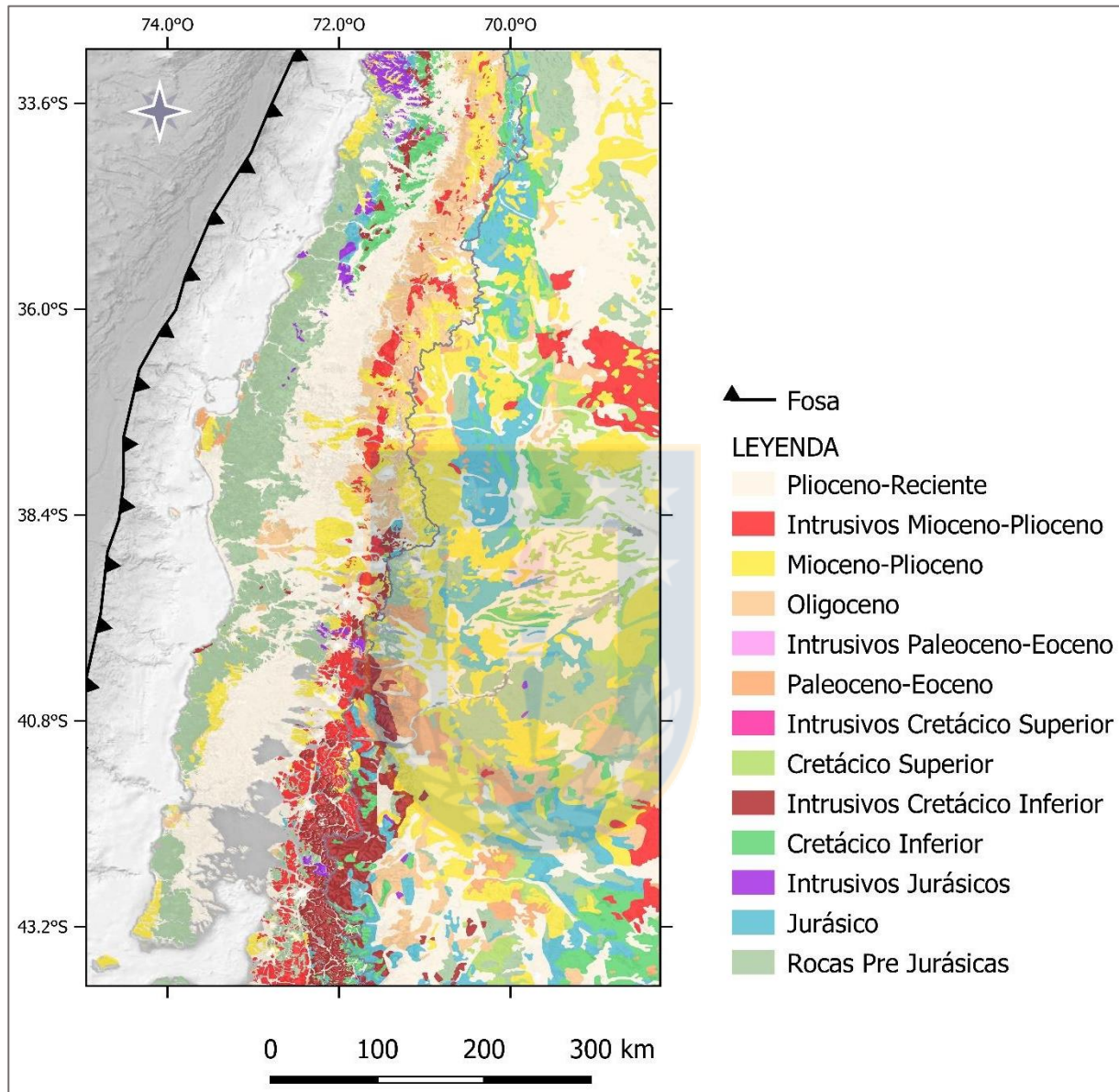


Figura 5.1: Mapa geológico del área de estudio.

Respecto a las rocas estratificadas para este período, estas abarcan desde el Cretácico Inferior hasta el Cretácico Superior (Figura 5.1). Pese a que su distribución está relacionada a la Cordillera de los Andes, al igual que para las rocas Jurásicas, se observa una serie de afloramientos al norte de la Cordillera de la Costa, descritos como secuencias volcánicas asociadas al episodio

volcánico del Jurásico Medio-Cretácico Inferior (Parada *et al.*, 2007). Por su parte, aquellas ubicadas al norte de los 40° S, entre la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina, corresponden a las últimas secuencias de sin-rift y post-rift de las cuencas extensionales de retro-arco generadas desde el Triásico Tardío (Charrier 1979; Uliana *et al.*, 1989; Legarreta & Uliana, 1991) y a depósitos generados a partir de la nueva transgresión marina del Tithoniano, los que presentan un cambio gradual de los sedimentos durante el Cretácico Tardío, desde secuencias de tras-arco a sucesiones de antepaís, evidenciando el primer episodio de exhumación Andina (Tunik *et al.*, 2010; García Morabito *et al.*, 2012; Mescua *et al.*, 2013). Al sur de los 40° S, las unidades Cretácicas se ubican principalmente hacia el Antepaís Patagónico y conforman en primera instancia, un nuevo ciclo sedimentario continental referido como el Grupo Chubut (Cretácico Inferior) (Lesta, 1968), el que se encuentra en discordancia angular con depósitos subyacentes del Neocomiano, lo que se ha interpretado generalmente como un gran evento compresional y/o transpresivo, que afectó la región del antepaís (Homoc & Constantini, 2001; Giacosa *et al.*, 2010; Ranalli *et al.*, 2011; Marquez & Navarrete, 2011). Más aún, el Grupo Chubut a lo ancho de toda el área del antepaís, está tapado por una nueva discordancia angular de carácter regional, la que ha sido interpretada como otro gran evento compresivo ocurrido durante el Cretácico Superior (Ramos, 1981; Anselmi *et al.*, 2000; Panza & Genini 2001; Thomson *et al.*, 2001; Ramos, 2002; Continanzia *et al.*, 2011; Micucci *et al.*, 2011), separando de esta forma las rocas del Cretácico Inferior y el Cretácico Superior, en función de dos eventos tectónicos diferentes.

A diferencia de las unidades anteriores, los afloramientos entre el Paleoceno y el Eoceno son restringidos a la parte sur del área de estudio, cubriendo principalmente pequeñas regiones de la Cordillera Norpatagónica (Figura 5.1). En particular, aquellas rocas entre los 40° y 41° S conforman el denominado cinturón de Pilcaniyeu (Rapela *et al.*, 1983; Rapela *et al.*, 1988), conformado por rocas volcánicas con una señal geoquímica calco-alcalina, típica de Los Andes (Rapela *et al.*, 1988) y cuya génesis ha sido interpretada como el derivado de una fuente astenosférica con características intermedias, entre volcanismo relacionado a un estilo de subducción como el actual y una serie de *plateaus* basálticos de tras-arco (Kay *et al.*, 2006; Aragón *et al.*, 2011). Más al sur, hacia el sistema del Antepaís Patagónico, también se observan rocas del Paleoceno-Eoceno, que corresponden a la manifestación más austral del cinturón Pilcaniyeu, donde se han descrito una serie de sucesiones ignimbríticas asociadas a las rocas volcánicas

félsicas de la Formación Huitrera (Mazzoni & Aragón, 1985; Rapela *et al.*, 1988; Aragón *et al.*, 2011). Cabe destacar que, hacia el norte de los 40° S, se observan pequeños afloramientos de unidades pertenecientes a este período (Figura 5.1), restringidas a la vertiente oriental de la Cordillera Principal y parte del antepaís andino, y que se encuentran en discordancia angular con flujos de lava e ignimbritas de las Formaciones Trapa Trapa, Charilehue y Cajón Negro, lo que implica un episodio de orogénesis durante el Mioceno Inferior a Medio (Rojas Vera *et al.*, 2014). Finalmente, cercano a los 37°30' S, se destacan una serie de unidades del Paleógeno pertenecientes al Grupo Lebu, relacionadas a un contexto de extensión y que se encuentra en discordancia angular tanto con la Formación Quiriquina (Campaniano-Maastrichtiano) hacia su base, como con la Formación Ranquil (Mioceno Medio-Plioceno Inferior) hacia su techo, lo que evidencia dos procesos tectónicos diferentes (Becerra *et al.*, 2013).

Las rocas Oligocenas afloran a lo largo de toda el área de estudio, sin embargo, su distribución tiene un comportamiento dual. De esta forma, desde los ~39° S hacia el norte, se disponen cercanas a la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes, mientras que, desde esa latitud hacia el sur, se ubican al este del eje cordillerano y asociados al Antepaís Patagónico (Figura 5.1). Es importante notar que no hay rocas intrusivas para este período y estas sólo vuelven a aparecer durante el Mioceno Inferior-Plioceno (Figura 5.1). Ahora bien, respecto a aquellas ubicadas al norte de los 39° S, en general están asociadas al desarrollo de un mismo evento extensional, relacionado con un adelgazamiento cortical con un alto gradiente termal de acuerdo con las señales geoquímicas de los minerales que las componen (Vergara *et al.*, 1999), lo que generó una serie de cuencas volcánicas extensionales (Charrier *et al.*, 2002) con posibles componentes transtensivas (Godoy *et al.*, 1999). De norte a sur, estas se conocen como: Abanico (cerca de Santiago y al sur de los 35° S), Coya-Machalí (Entre los 34° y 35° S) y Cura Mallín (al sur de los 36° S) (Tapia *et al.*, 2015). En particular, Cura Mallín también se ha interpretado como una cuenca de intra-arco generada durante una etapa extensional que afectó a gran parte de los Andes Norpatagónicos (Suárez & Emparan, 1995; Muñoz *et al.*, 2000; Radic, 2010). Cabe destacar, que algunas rocas que rellenan las cuencas antes mencionadas, tienen edades que llegan hasta el Mioceno Inferior, lo que no es consistente con la división hecha en este trabajo, no obstante, representan el mismo evento tectónico extensional descrito para este período y además, se han descrito una serie de disconformidades angulares entre estas rocas y aquellas con edades

menores al Mioceno Medio (Radic, 2010; García Morabito *et al.*, 2011; Orts *et al.*, 2012; Rojas Vera *et al.*, 2014), por lo tanto, es geológicamente correcto separarlas, puesto que representan eventos tectónicos diferentes.

Hacia el sur de los $\sim 39^\circ$ S, las rocas Oligocenas se han interpretado como secuencias volcánicas sin-extensionales (Orts *et al.*, 2012), representadas por la Formación Ventana (Rapela *et al.*, 1988), que es parte del denominado cinturón volcanomagmático El Maitén, ubicado al este del cinturón Pilcaniyeu (Orts *et al.*, 2012). Las estructuras que deforman esta unidad son del tipo extensional, pero han sido reactivadas durante el Mioceno Superior, para dar forma al Sistema Precordillera (Orts *et al.*, 2012). Además, hacia los límites del cinturón El Maitén, se han descrito una serie de geometrías típicas de secuencias de sin-rift, lo que es consistente con la hipótesis de un período extensional durante el Oligoceno (Orts *et al.*, 2012). Finalmente, cercano a los 45° S, aparecen unidades que son el manifiesto de la actividad magmática entre los ~ 27 a 22 Ma, y se ubican en la parte más distal del retroarco, al este del Macizo Norpatagónico. El conjunto de estas rocas se ha denominado Meseta de Somuncura (Kay *et al.*, 2007) y tienen señales geoquímicas bien complejas, las que en consecuencia, han resultado en una serie de hipótesis que vinculan el contexto geotectónico con la génesis de las rocas que las conforman: *detachment* del SLAB en la Placa Farallón (Muñoz *et al.*, 2000), ascenso mantélico por sobre la placa subductante (De Ignacio *et al.*, 2001), fusión astenosférica debido a la asimilación de raíces corticales máficas (Remesal *et al.*, 2012), ventana astenosférica en el SLAB asociada al *detachment* de la Placa Aluk (Aragón *et al.*, 2013) y ascenso de una pluma mantélica que interactuó con componentes derivados del SLAB (Kay *et al.*, 2007).

No sólo las rocas Oligocenas tienen gran relevancia en el área de estudio, las unidades del Mioceno, también se distribuyen a lo largo de toda la Cordillera de los Andes y son las que cubren la mayor área dentro de la región de interés, esto sin tomar en cuenta las unidades desde el Pleistoceno al Reciente (Figura 5.1). En particular, entre los $\sim 33^\circ$ a 35° S, se encuentra la Formación Farellones, que es una secuencia volcánica medianamente plegada, ubicada en la vertiente occidental de la Cordillera Principal y cuyos bordes se encuentran en discordancia angular o progresiva con la Formación Abanico (Charrier *et al.*, 2002; Charrier *et al.*, 2005). Hacia el este de la Cordillera Frontal, se disponen depósitos sin-orogénicos del Neógeno, que forman

parte de la cuenca de Cacheuta (Irigoyen *et al.*, 2000). Finalmente, una serie de plutones de edad Miocena, agrupados en el Cinturón Magmático del Mioceno Superior (Farías *et al.*, 2010), se encuentran intruyendo tanto a la Formación Abanico como a la Formación Farellones, representando así, la actividad magmática de ese período, la que sufrió una leve migración hacia el este de la Cordillera Principal entre los 13 y 7 Ma (Kurtz *et al.*, 1997; Charrier *et al.*, 2007).

Hacia el sur, entre los 36° y 38° S, se observan grandes afloramientos relativos a esta edad (Figura 5.1), que corresponden a secuencias ignimbríticas y lavas de las Formaciones Trapa Trapa, Charilehue y Cajón Negro (Niemeyer & Muñoz, 1983; Utge *et al.*, 2009), las que se encuentran en discordancia angular con los depósitos del Mesozoico al Paleoceno, lo que implica un proceso de orogénesis entre el Mioceno Inferior y Mioceno Medio (Rojas Vera *et al.*, 2014). Más aún, se han descrito una serie de secuencias piroclásticas y clásticas de carácter sin-orogénico para esta época, a ambos lados de la Cordillera de los Andes, lo que sustenta la hipótesis anterior (Melnick *et al.*, 2006; Zamora Valcarce *et al.*, 2006).

Por otra parte, cercano a los ~39° S, comienzan a aparecer las secuencias de la Cuenca de Collón Curá (Ramos *et al.*, 2014), conformadas por ignimbritas, tobas y depósitos fluviales retrabajados, los que han sido datados entre los 15 y 11 Ma (Mazzoni & Benvenuto, 1990). Las principales formaciones que constituyen esta cuenca en estas latitudes son la Formación Chimehuin y la Formación Río Negro, esta última de edad Pliocena (Ramos *et al.*, 2014). Respecto al contexto tectónico, diversos autores (Ramos *et al.*, 2011; García Morabito *et al.*, 2011; García Morabito & Ramos, 2012) han descrito discordancias progresivas en las cuñas superiores de la faja corrida y plegada Norpatagónica, lo que es consistente con ideas anteriores propuestas por Ramos & Cortés (1984) y Giacosa *et al.* (2005), referidas a que esta cuenca fue rellenada por sedimentos sin-orogénicos y luego deformadas por la migración del frente orogénico hacia el este.

Continuando hacia el sur del área de estudio (40° a 45° S), se observa una gran aparición de intrusivos Miocenos (Figura 5.1), que corresponden a los últimos pulsos del Batolito Norpatagónico, cuyas señales geoquímicas siguen siendo calco-alcalinas (Echaurren *et al.*, 2016). Además, hacia el este del eje cordillerano, se encuentran varias unidades pertenecientes a esta época (Figura 5.1), que corresponden a las secuencias continentales que rellenan la Cuenca de

Ñirihuau (Bechis *et al.*, 2014), donde se ha descrito que, hacia su base, los diferentes miembros que la rellenan tienen relaciones de *onlap* con el basamento Paleozoico del Complejo Río Chico y con los estratos Paleógenos de la Formación Huitrera (Bechis *et al.*, 2014). Varios autores han interpretado que la Cuenca de Ñirihuau tiene rasgos de cuenca de antepaís, que luego fue deformada durante el Mioceno Superior (Giacosa *et al.*, 2005; Bechis & Cristallini, 2006; Ramos *et al.*, 2011; Orts *et al.*, 2012; Bechis *et al.*, 2014), lo que es consistente con la disposición de lavas basálticas de la Formación El Mirador, que cubren las secuencias anteriores y sólo exhiben una leve deformación (Volkheimer, 1964; Turner, 1982), manifestando una discordancia angular. Es importante mencionar, que según Orts *et al.* (2012), el desarrollo del cinturón volcanomagmático es contemporáneo a las unidades en el antepaís y estas últimas son de carácter sin-orogénico y bimodal, lo que implica una potencial exhumación en los Andes occidentales al mismo tiempo en el que debió haber ocurrido la deformación en el antepaís. Lo anterior, sugiere que hubo un evento compresivo entre los 18 y 15 Ma, que levantó el Sistema de la Precordillera y reactivó las estructuras del Cretácico Superior en la Cordillera Norpatagónica (Orts *et al.*, 2012).

Las unidades más jóvenes que se observan en el área de estudio son aquellas que se han clasificado desde el Plioceno al Reciente (Figura 5.1) y que en general, se disponen en la Depresión Central, rellorando ciertas cuencas en la vertiente oriental de la Cordillera Principal y Cordillera Norpatagónica, y cubriendo las rocas del antepaís (Figura 5.1). En particular, en el sector norte (33° a 36° S), estas unidades corresponden a sedimentos e ignimbritas Cuaternarias (Araneda *et al.*, 2000), sin embargo, hacia el sur (37° a 39° S), estos depósitos tienen un rol fundamental en la caracterización de los últimos procesos tectónicos que modelaron la cordillera a estas latitudes. Es así como se han descrito una serie de secuencias Pliocenas a Cuaternarias, que rellenan diferentes fosas o cuencas de intramontana y que son el manifiesto de procesos extensionales en la parte oriental del orógeno andino (Ramos & Folguera, 2005; Folguera *et al.*, 2010; García Morabito *et al.*, 2011). De norte a sur, la primera depresión importante, es la Fosa de Las Loicas ($\sim 36^\circ$ S), que corresponde a una cuenca cuaternaria rellorada por lavas, ignimbritas y depósitos de caída, cuyos límites están controlados por estructuras extensionales de orientación NNW (Ramos & Folguera, 2005). Luego, se encuentra la Fosa de Loncopué, la que ha sido descrita como una depresión tectónica limitada por estructuras de orientación N-S y de carácter extensional (Muñoz & Stern, 1985; Folguera *et al.*, 2010), que controló las erupciones de conos monogénicos de composición

basáltica y alcalina y además generaron la acomodación para la depositación de lavas, ignimbritas, depósitos de caída y sedimentos lacustrinos y fluvioglaciares (Folguera *et al.*, 2010). Es importante mencionar que la unidad más relevante del Plioceno es la Formación Cola de Zorro, que está constituida por secuencias volcánicas generadas dentro de un contexto extensional y que se encuentran sobre las unidades del Mioceno Superior en discordancia angular a lo largo de toda la Cordillera Principal y Cordillera Norpatagónica (García Morabito & Folguera, 2005).

Si bien es cierto, las rocas relacionadas al eje cordillerano son las de mayor relevancia al momento de analizar los diferentes eventos tectónicos que han modelado el orógeno andino, se observan una serie de unidades paleógenas y neógenas ubicadas tanto al oeste como al este de la Cordillera de la Costa (Figura 5.1), y que son relevantes para unir la historia andina con los procesos de deformación en el ante-arco. De esta forma, de norte a sur se disponen tres depocentros importantes: la Cuenca de Navidad ($\sim 34^\circ$ S), la Cuenca de Arauco ($\sim 37^\circ$ a 38° S) y la Cuenca de Valdivia-Osorno ($\sim 40^\circ$ a 41° S). En general, todas las cuencas anteriores han sido rellenadas por depósitos que datan del Cretácico Superior al Mioceno Superior (Encinas *et al.*, 2006; Becerra *et al.*, 2013; Radic *et al.*, 2009), pero cuyas relaciones estratigráficas están marcadas en su mayoría por discordancias angulares que reflejan los diferentes contextos tectónicos en el cual se han originado. Ahora bien, según Radic *et al.* (2009) la historia de estos depocentros ubicados en la Cordillera de la Costa, es común, al menos desde la desembocadura del río Itata hasta Valdivia, por lo que la evolución tectónica propuesta por Becerra *et al.* (2013) para la Cuenca de Arauco, puede ser extrapolada hacia el sur, en otras palabras, tanto la Cuenca de Valdivia como la de Arauco, han sufrido los siguientes procesos: extensión durante el Cretácico Superior, extensión en el Eoceno, inversión de las estructuras extensionales durante el Eoceno Superior y Mioceno, estructuras sin-extensionales en el Mioceno Medio y finalmente una compresión entre el Plioceno y Cuaternario.

En función a todo lo anterior, es claro que la clasificación de las unidades geológicas hecha en este trabajo, responde a la evolución tectónica del margen andino desde el Mesozoico hasta el Reciente. Más aún, cuando se compara la distribución de las rocas con las estructuras regionales a lo largo del área de estudio (Figura 5.2), se observa una coincidencia de primer orden, lo que sugiere nuevamente que la división propuesta, tiene directa relación con la génesis de las

estructuras que modelaron el margen andino, por lo tanto, desde un punto de vista evolutivo, la clasificación geológica será coherente al momento de integrar esta información con los diferentes perfiles estructurales balanceados.

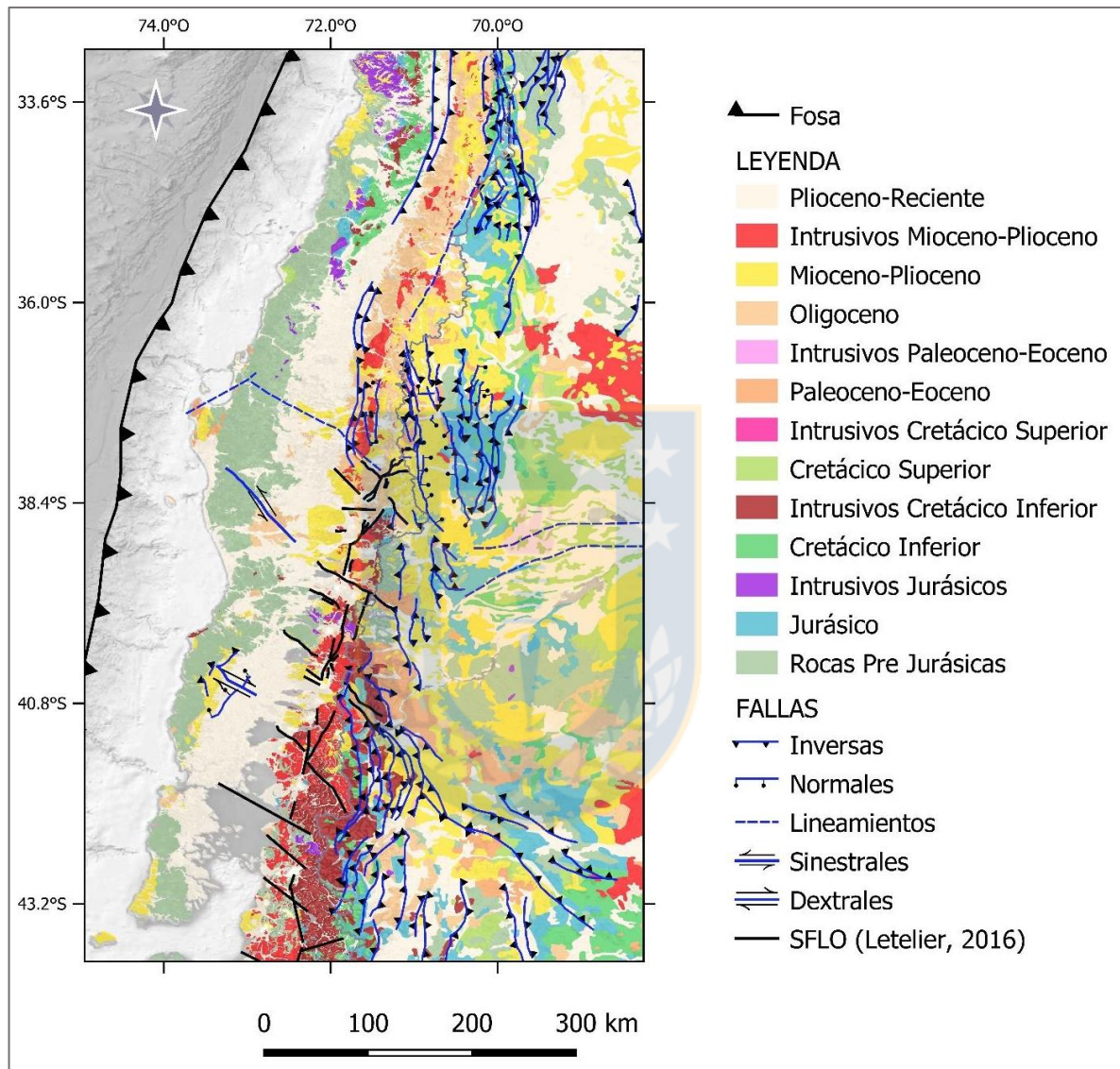


Figura 5.2: Mapa geológico y estructural del área de estudio. La geometría del Sistema de Fallas Liqueñe-Ofqui (SFLO) ha sido obtenida del trabajo de Letelier (2016), el que unifica una geometría para esta estructura a partir de una recopilación de varios trabajos.

Finalmente, a través de la descripción geológica hecha anteriormente, se construye la evolución tectónica de los Andes del Sur, la que también ha sido descrita por diferentes autores (Charrier *et al.*, 2002; Farías *et al.*, 2008; Giambiagi *et al.*, 2014; Rojas Vera *et al.*, 2014; Folguera *et al.*, 2005; Orts *et al.*, 2012; Orts *et al.*, 2015; Tapia *et al.*, 2012; Tapia *et al.*, 2015; Echaurren *et*

al., 2016; Gianni *et al.*, 2015; etc.) a lo largo del área de estudio y que, en este trabajo, ha sido segmentada de acuerdo con la latitud en la que cambian significativamente los estilos estructurales de las diferentes morfo-estructuras (Figura 3.2 y Figura 5.3).

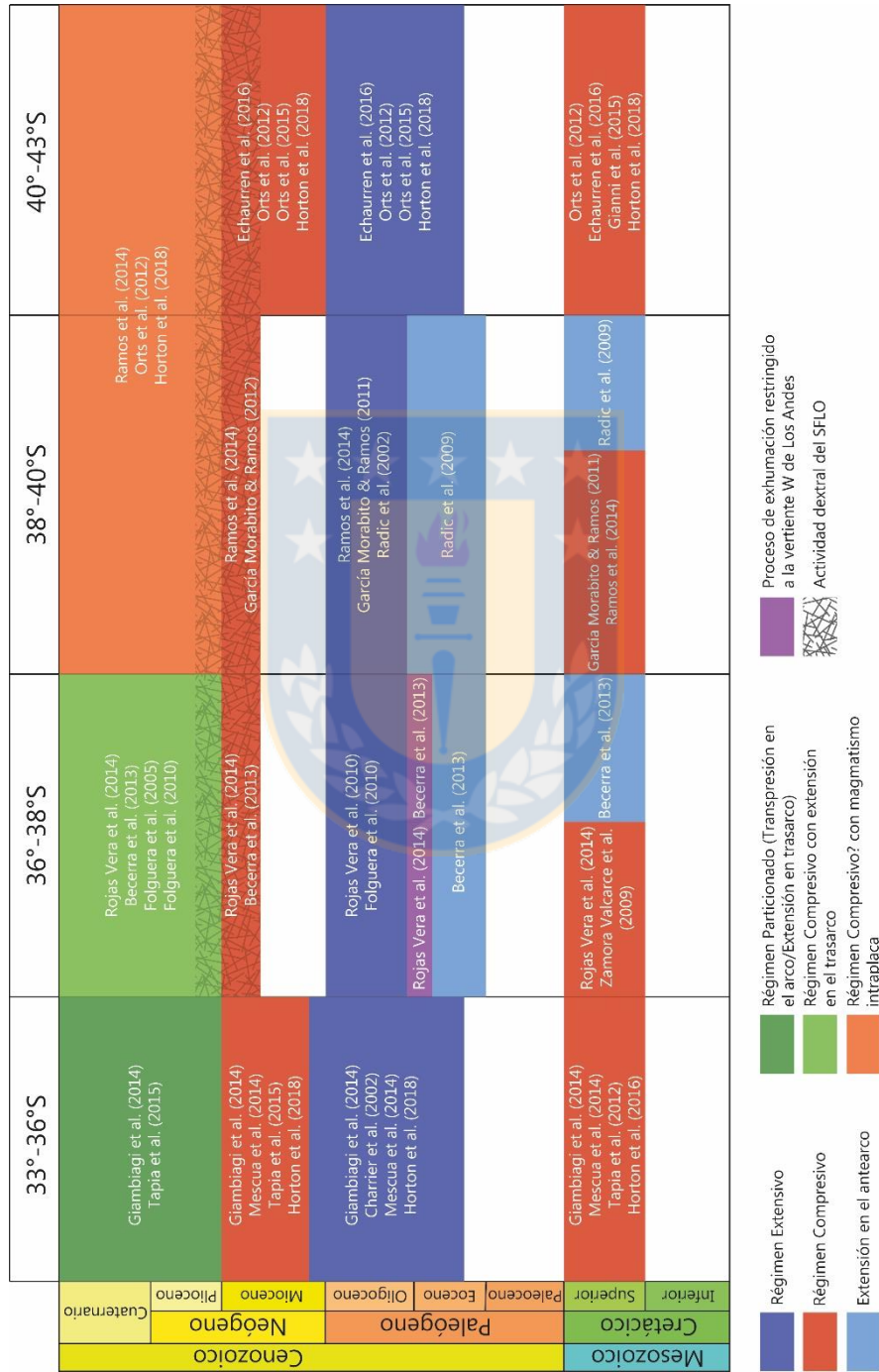


Figura 5.3: Cuadro con los procesos tectónicos a lo largo del área de estudio.

Como se observa en el cuadro cronoestratigráfico de la Figura 5.3, existe un consenso respecto al inicio del alzamiento en el orógeno andino, el que ha sido datado en función a discordancias y estructuras en el Cretácico Superior, marcando el comienzo del régimen compresivo y la inversión de las cuencas del Jurásico y Cretácico Inferior.

Posteriormente, hay un *hiatus* durante el Paleoceno, que es seguido por el desarrollo de múltiples cuencas y secuencias volcánicas del Eoceno-Oligoceno, que son la expresión de un régimen extensional en el margen andino. No obstante, también hay extensión en el ante-arco, pero que sólo ocurre durante el Eoceno y que para el del segmento entre los 36° y 38° S, es seguida de una leve exhumación durante el fin de Eoceno Superior, que según Rojas Vera *et al.* (2014), sería un evento restringido a la vertiente occidental de Los Andes (Figura 5.3).

Luego, durante el Mioceno, comienza según Horton *et al.* (2018), el máximo alzamiento del orógeno andino, invirtiendo tectónicamente las cuencas formadas en el período anterior. En particular, entre los distintos segmentos, existe diferencia respecto al inicio de este nuevo régimen compresivo (Figura 5.3), donde hacia los límites del área de estudio, se ha descrito que éste comienza en el Mioceno Inferior, mientras que en la parte central (36° a 40° S), sería un evento acotado sólo al Mioceno Superior. Es importante mencionar que, de acuerdo con ciertos autores (Giambiagi *et al.*, 2014; Tapia *et al.*, 2015; Rojas Vera *et al.*, 2014; Orts *et al.*, 2012), la deformación compresiva no ha cesado, si no que ha emigrado en primera instancia hacia el retro-arco (Plioceno Inferior), para luego volver a concentrarse en el arco (Reciente).

Finalmente, como se observa en la Figura 5.3, la deformación cuaternaria es la que muestra mayores diferencias entre las distintas subclasificaciones del área de estudio. De esta forma, para el primer segmento (33°-36°S), hay un régimen particionado, con transpresión en el arco, marcada por la reactivación del Sistema de Fallas El Fierro (Tapia *et al.*, 2015), y extensión en el retro-arco, representada por la Fosa de Las Loicas, aunque Tapia *et al.* (2015), menciona que no hay fallas normales que justifiquen dicha extensión. Por su parte, el segundo segmento (36° a 38° S), muestra un régimen compresivo, manifestado en la formación de la Faja Corrida y Plegada de Guañacos, y extensión tanto en el retro-arco, como al interior de la cuña orogénica (Fosa de Loncopué). Los dos últimos segmentos, tienen una evolución común, donde no es muy claro el régimen tectónico

actual, pero si se han descrito una serie de rocas volcánicas cuya señal geoquímica es afín con eventos de magmatismo intraplaca. En este sentido, Orts *et al.* (2015), propone que el empujamiento del SLAB durante los últimos 5 Ma sería el responsable de la formación de esas rocas, considerando que este proceso, se relaciona con extensión y magmatismo intraplaca debido al ascenso de la astenosfera hacia el manto litosférico (Kay and Coira, 2009).

5.2. MODELO TERMO-MECÁNICO Y SUPERFICIE DE *DETACHMENT*.

En primera instancia, la forma más clara de observar los resultados dentro de una matriz en tres dimensiones es visualizar secciones transversales. Por este motivo, se han obtenido perfiles termo-mecánicos por cada latitud dentro del área de estudio (Figura 5.4), los que han sido calculados a partir de la ecuación (10), considerando tanto el modelo litosférico de densidades propuesto por Tassara & Echaurren (2012), como el modelo termal elaborado por Tassara (en prep.), con un valor de γ (ecuación 11) que varía de acuerdo con la ICD (*Intra Crustal Discontinuity*). De esta forma, cada capa de la litósfera tiene características reológicas propias, las que se resumen en la Tabla 5.1. No obstante, se han calculado diversas matrices termo-mecánicas con diferentes composiciones litológicas para cada nivel litosférico, con el fin de evaluar la sensibilidad del modelo termo-mecánico (Anexo 1.3).

Como se observa en la Figura 5.4, en cada uno de los perfiles termo-mecánicos aparecen zonas transicionales entre un comportamiento frágil (azul) y otro dúctil (blanco), las que están representadas por un degradado entre los colores rojo, amarillo, verde y celeste. Son estos límites los que según Giambiagi *et al.* (2015) y Echaurren *et al.* (2016), definen la geometría de las estructuras de *detachment* y que corresponden a aquellos puntos donde el máximo estrés disponible ($\sigma_{\text{máx}}$) es igual a la envolvente de resistencia a la deformación dúctil. Debido a lo anterior, se asume que estas áreas en cada perfil son superficies de cizalle capaces de enraizar la deformación en superficie. Es importante mencionar, que, para obtener los contrastes de color mencionados anteriormente, los perfiles termo-mecánicos de la Figura 5.4 han sido saturados a un máximo de estrés disponible de 200 MPa, puesto que se han ocupado los resultados de Pardo *et al.* (2002) como referencia para constreñir este parámetro en el modelo inicial.

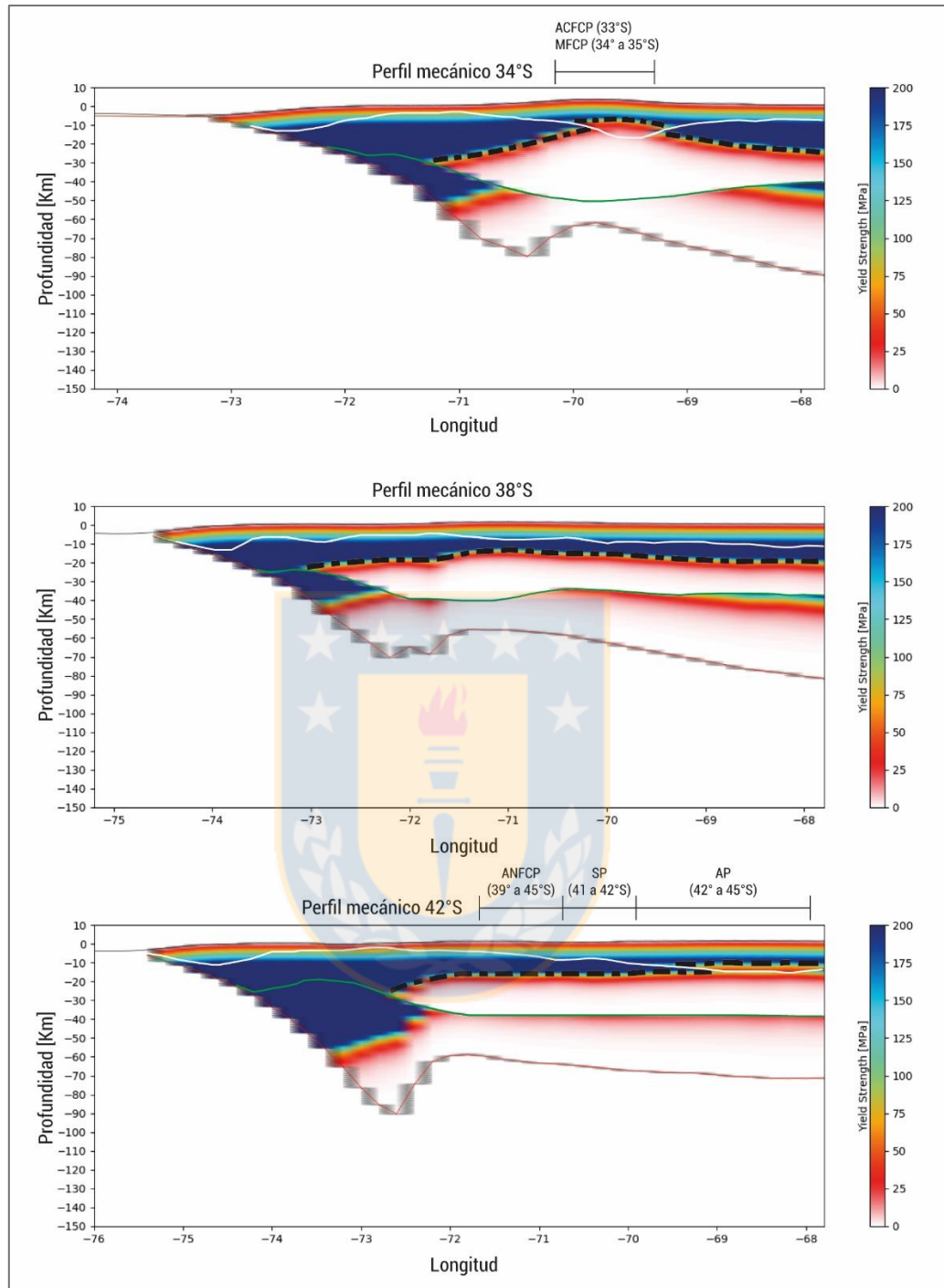


Figura 5.4: Perfiles termo-mecánicos al norte (34° S), centro (38° S) y sur (42° S) del área de estudio. El resto de los perfiles termo-mecánicos se encuentra en el capítulo 1.2 de Anexos. En línea negra discontinua se representa la transición frágil-dúctil y posible ubicación de la estructura de *detachment*. En líneas verdes y blancas se grafican el mocho y la ICD obtenidas del modelo de densidad de Tassara & Echaurren (2012).

Tabla 5.1: Características reológicas para cada nivel litosférico.					
Parámetro	Símbolo	Unidad	Corteza Superior	Corteza Inferior	Manto Litosférico
Composición.			Cuarcita	Diorita Húmeda	Dunita Húmeda
Exponente en ecuación de comportamiento dúctil (<i>power law</i>).	n		2,7	2,4	3,35
Razón del <i>strain</i> en comportamiento dúctil.	A	$\text{Pa}^{-N}\text{s}^{-1}$	6,0e-24	1,26e-16	7,94e-17
Energía de activación.	H	KJmol^{-1}	134	212	444
Referencia.			Porth <i>et al.</i> (2000)	Tesauro <i>et al.</i> (2007)	Evans & Kholstedt (1995)

Ahora bien, la finalidad de observar la matriz termo-mecánica a través de secciones transversales es analizar si existe variación en la geometría de las estructuras de *detachment* con respecto a la latitud y longitud, y si se desarrolla más de una superficie a una misma latitud. En este sentido, de norte a sur y desde un punto de vista general, el nivel de *detachment* no supera los 30 km (Figura 5.4) e incluso hay ciertas áreas, como es el caso entre los 33° y 35° S, en que, aparentemente, se traslapa con otro nivel más somero (línea negra discontinua en Figura 5.4), que nace a partir de la ICD, situándose cercano a los 10 km y bajo la ACFCP (Faja corrida y plegada de Aconcagua) y la MFCP (Faja corrida y plegada de Malargüe).

Distinto es el caso en la zona central del área de estudio (~38° S), donde sólo aparece una estructura maestra controlando la deformación, cuya profundidad varía entre los 30 y los 15 km (Figura 5.4), siendo más somera hacia el frente de deformación e incluso alcanzando regiones del tras-arco, para luego volver a una profundidad promedio de 25 km hacia el antepaís, lo que marca una evidente diferencia respecto a lo descrito anteriormente para la zona norte del área de estudio.

Por otra parte, hacia el sur del área de interés (entre los 40° y 45° S), aparece una segunda estructura de *detachment* más somera, cuya profundidad sólo alcanza los 10 km. En particular, esta se sitúa bajo el SP (Sistema de Precordillera) y la AP (Patagonia *broken foreland*), mucho más al este en comparación a lo que ocurre con el *detachment* que controla la deformación de la ACFCP, lo que permite inferir que, hacia el norte, es probable que la deformación este concentrada en la zona del arco, mientras que, en el sur, sea el tras-arco el que manifieste mayor acortamiento.

Los límites que definen las áreas donde la deformación se ubica en el arco, respecto de aquella en el tras-arco, coinciden con rasgos estructurales heredados del período pre andino, que cortan de forma NW o EW el orógeno sudamericano, como es el caso del lineamiento cortaderas, el *ridge* de Huinul y una serie de fallas de orientación NW que pertenecen al SFLO (Figura 5.2). Esto sugiere una cierta relación con la diferenciación respecto a dónde ocurre la deformación, que como se mencionó anteriormente, presenta un comportamiento variado de norte a sur. Por otra parte, el *detachment* principal relacionado al límite del moho, mantiene una profundidad constante cercana a los 25-30 km, similar a lo que ocurre a lo largo de toda la zona de estudio (Figura 5.4).

Un aspecto importante por mencionar es que no se consideran como *detachment* estructurales aquellas transiciones entre un comportamiento frágil y dúctil que se ubiquen bajo el límite del moho (Figura 5.4), puesto que no actúan como raíz cortical de las estructuras en superficie, si no que corresponden a zonas que controlan el acople o desacople entre la corteza y el manto litosférico (Burov & Diament, 1995; Tesauro *et al.*, 2007). En este sentido, el bloque de litósfera estudiado muestra un claro desacople entre la corteza y el manto (Figura 5.4), puesto que en general y especialmente bajo la latitud del eje cordillerano (entre 33° y 38°S), no existe una diferenciación entre un comportamiento frágil y dúctil, si no que todo el cuerpo presenta un comportamiento dúctil desde el arco hacia el trasarco, lo que se observa en la Figura 5.4 en aquellas zonas donde el límite del moho se ubica al interior de grandes áreas de color blanco, donde la *yield strenght* tiene valores muy cercanos a cero.

Finalmente, la estructura de *detachment* principal mantiene una arquitectura cercana a un par rampa-plano (*ramp-flat*) a lo largo de toda el área de interés, siendo esta estructura conjunta mucho más clara hacia el sur, puesto que, en el norte, la rampa tiende a presentar una mayor pendiente y extensión, alcanzando el frente de deformación y relegando al plano (*flat*) a la zona de tras-arco (Figura 5.4).

5.2.1. Análisis de la geometría y profundidad en la superficie de *detachment*.

En función a los resultados obtenidos en los perfiles termo-mecánicos, y siguiendo la metodología explicada en el capítulo anterior referente a la obtención de la superficie de

detachment, se han calculado estos niveles estructurales para cada capa de la litósfera considerando un rango de tolerancia para $\sigma_{\text{máx}}$ de ± 5 MPa, es decir, se obtuvieron dos secuencias de puntos, una desde la topografía hasta la ICD y otra desde este mismo límite hasta el moho (Figura 5.5).

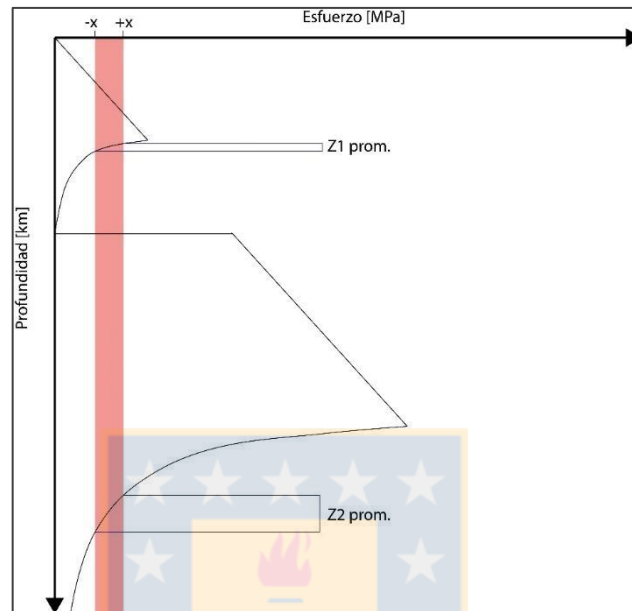


Figura 5.5: Gráfico de *yield strength envelope* que muestra el rango de tolerancia de $\sigma_{\text{máx}}$ (± 5 MPa), desde $-x$ hasta $+x$. En particular $Z1$ y $Z2$ corresponden a los puntos que satisfacen la condición para obtener la superficie de *detachment*.

De esta forma, se han caracterizado todas las superficies de *detachment* responsables de enraizar la deformación cortical al interior de la litósfera, diferenciando incluso aquellas regiones en donde actúa más de una de estas estructuras, como es el caso de la deformación en el trasarco a la latitud de los 43°S (Echaurren *et al.*, 2016). Además, se han estimado diversos modelos termo-mecánicos en función a la variación de $\sigma_{\text{máx}}$. Lo anterior debido a que en general, la sensibilidad en la obtención de la superficie de *detachment* es bastante grande de acuerdo con la variabilidad del parámetro anterior.

Cabe destacar, que más de un punto (x,y,z) en la matriz mecánica, satisface la condición para definir la estructura de *detachment* (Figura 5.5), es decir, que $\sigma_{\text{máx}}$ sea igual a la envolvente de resistencia a la deformación dúctil, por esta razón, se ha tomado el promedio de todos ellos al

momento de interpolar una superficie regional que la represente, dejando sólo un valor de profundidad para cada punto (x, y, z) en la matriz mecánica.

Los resultados de la Figura 5.6, consideran en primera instancia, aquellos puntos al interior de la porción de litósfera entre la ICD y el moho, donde el $\sigma_{\text{máx}}$ es igual a la resistencia a la deformación dúctil. En ellos, se observa una clara similitud en la geometría de la superficie de *detachment*, pese a las variaciones en el valor de $\sigma_{\text{máx}}$, lo que sugiere que, si bien es cierto, el comportamiento del régimen mecánico experimenta leves variaciones, que se ven reflejadas en la geometría de este nivel estructural, existen rasgos comunes a lo largo de los Andes del Sur, que se manifiestan de forma independiente a las condiciones del campo de estrés impuesto.

En este sentido, el primero de estos rasgos estructurales se observa entre los 33° y 37° S, donde la geometría de la superficie de *detachment* es relativamente somera, tomando valores cercanos a los 5 km de profundidad. Lo que resulta interesante y esperable, es que este comportamiento es acotado al eje de la cordillera, diferenciándose de lo que ocurre, por ejemplo, entre los 40° y 45° S, donde, si bien es cierto, la profundidad de este nivel estructural también alcanza valores someros (~5 km), estos se encuentran relacionados con la deformación en el trasarco (Figura 5.6).

Por otra parte, entre los 37° y 40° S, los resultados son más difusos, pero aun así se puede observar una leve tendencia en los valores de la profundidad de la superficie de *detachment*, los que se encuentran en un rango entre 10 y 15 km. De esta forma, esta área actúa como límite entre los dos comportamientos mencionados anteriormente, marcando una segmentación en la geometría de este nivel estructural a lo largo de los Andes del Sur.

Ahora bien, hay zonas en donde es posible encontrar más de un nivel de *detachment* en un punto (longitud, latitud). Tras observar los resultados de la Figura 5.4, es notorio ver que tanto en el perfil de los 34° S, como en el de los 42° S, hay una zona de transición de colores azules a rojos por sobre el límite de la ICD, lo que sugiere la ocurrencia de una estructura intracortical mucho más somera. En particular, para el caso de los 42° S, Echaurren *et al* (2016) propone que las estructuras entre la *Patagonia broken foreland* y la cuenca de Cañadón Asfalto, relacionadas al

Valle Central del Río Chubut, están enraizadas en un nivel de *detachment* más somero, que conecta con otro de mayor profundidad.

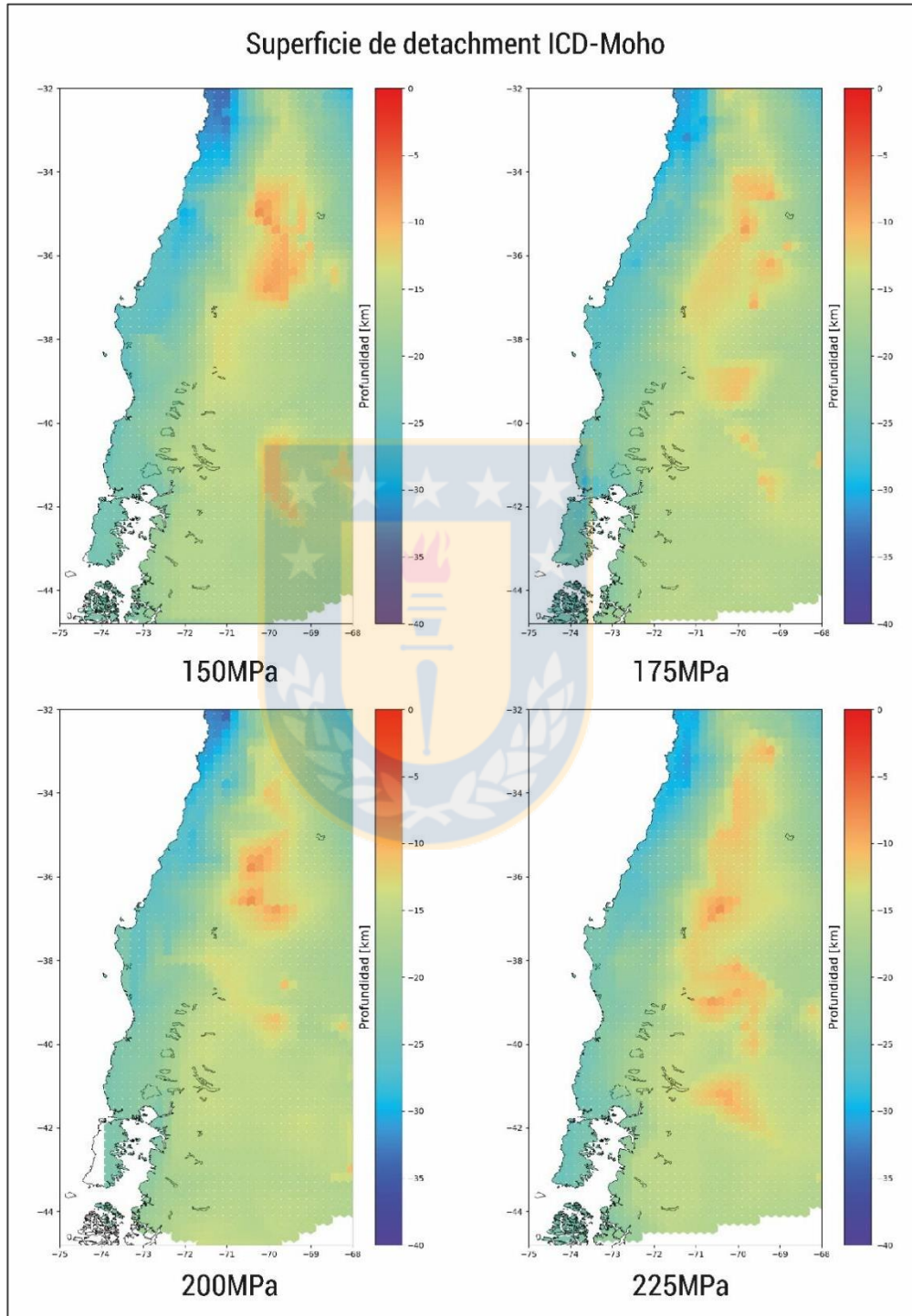


Figura 5.6: Mapas de profundidad de la superficie de *detachment*, considerando como límites la ICD y el mocho.

Otro caso similar, es lo que ocurre en la Faja Corrida y Plegada del Aconcagua, donde Giambiagi *et al.* (2014) modela una estructura de *detachment* principal que cada vez se hace más somera hacia el frente de deformación. Debido a lo anterior, es necesario evaluar si el modelo termo-mecánico es capaz de reproducir aquellos niveles de *detachment* de menor profundidad, tal como aparecen en los perfiles mecánicos de la Figura 5.4.

En este sentido, la Figura 5.7 muestra aquellos puntos en donde el $\sigma_{\text{máx}}$ es igual a la envolvente de deformación dúctil, pero en este caso, para la porción de la litósfera entre la topografía y la ICD. En otras palabras, se observan todas las áreas bajo las cuales probablemente se generen dos estructuras de *detachment*.

Como se observa en la Figura 5.7, los puntos obtenidos mantienen la tendencia del caso anterior, es decir, pese al valor de $\sigma_{\text{máx}}$ empleado, existen rasgos en los Andes del Sur que se mantienen constantes. En particular, hacia la zona de la ACFCP, se observa una pequeña zona donde la profundidad de los puntos estimados no supera los 10 km, siendo incluso cercana a 5 km en algunos casos, situación que es coincidente con lo propuesto por Giambiagi *et al.* (2015) en su perfil estructural balanceado. Ahora bien, hacia el sur, hacia el Macizo Norpatagónico y la Cuenca de Cañadón Asfalto (~42°S), vuelve a aparecer un área con puntos en donde la profundidad no supera los 10 km, situación que es consistente con el modelo estructural propuesto por Echaurren *et al.* (2016) en esa zona. En otras palabras, el modelo termo-mecánico es capaz de reproducir más de un nivel de *detachment* bajo un mismo punto (longitud, latitud).

Posteriormente y tras el análisis anterior, se construye la superficie de *detachment* final para los Andes del Sur, que considera el nivel de debilidad intracortical más somero entre los casos antes mencionados (Figura 5.8). Notar que cuando la ICD es más profunda, la profundidad del *detachment* es más somera (Figura 5.8).

De esta forma, quedarán bien representadas aquellas zonas en donde se desarrolle más de una estructura de *detachment*, por lo que será posible comparar estos resultados con aquella superficie obtenida tras la interpolación de las diferentes estructuras que se obtienen del balance estructural de los diferentes perfiles recopilados.

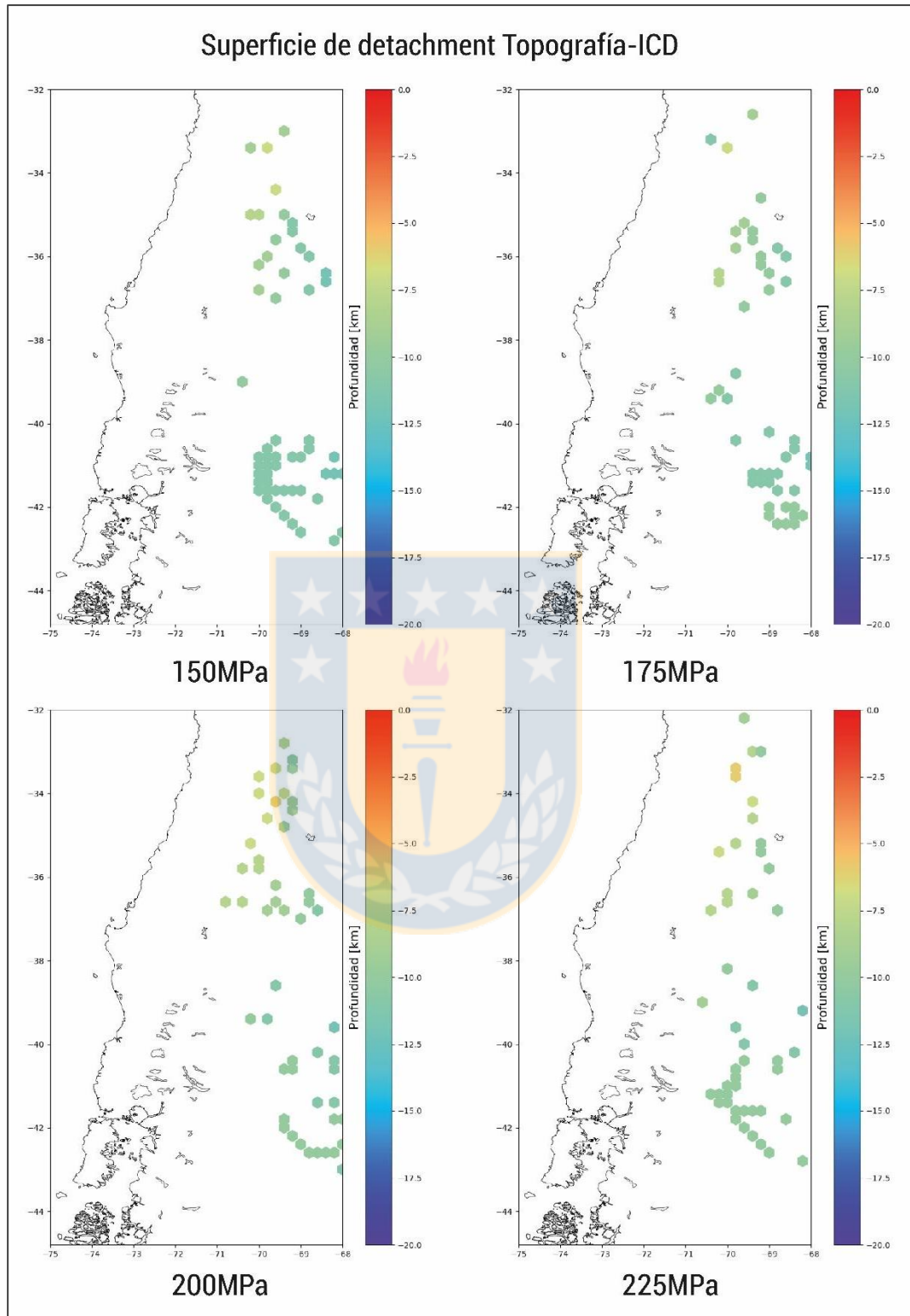


Figura 5.7: Mapas con los puntos en donde el máximo estrés disponible es igual a la envolvente a la deformación dúctil. Considera la porción de litósfera entre la topografía y la ICD.

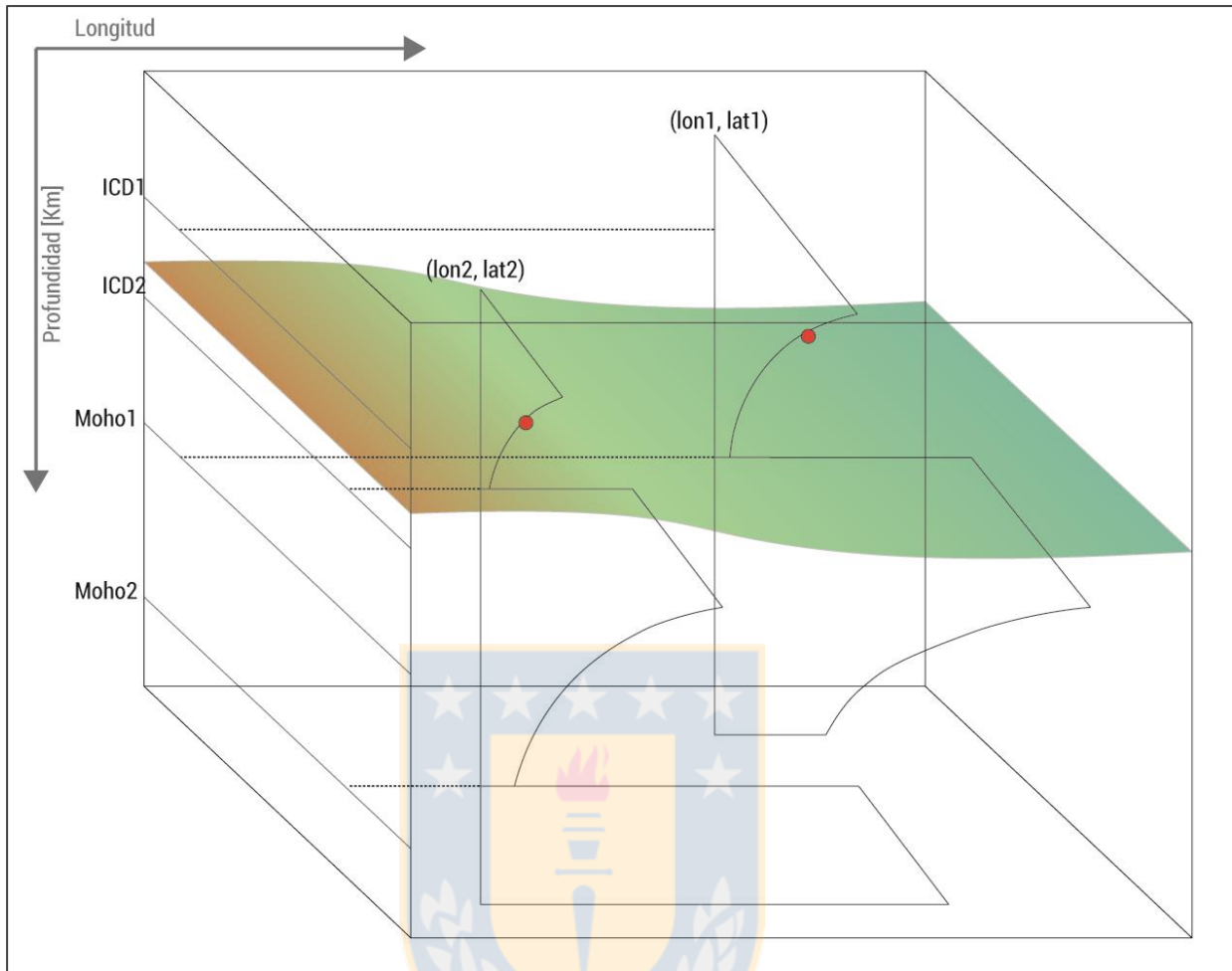


Figura 5.8: Gráficos de *yield strength envelope* para dos puntos diferentes y superficie resultante. En rojo queda representado el punto donde el $\sigma_{\text{máx}}$ es igual a la deformación dúctil.

Ahora bien, como muestran los resultados de la Figura 5.9, al igual que los dos casos anteriores, se mantienen y se hacen mucho más notorios los rasgos principales de esta superficie bajo los Andes del Sur, independiente del valor de $\sigma_{\text{máx}}$ aplicado. En este sentido, esta estructura sigue siendo más somera hacia la ACFCP, incluyendo esta vez a la MFCP. De esta forma, entre los 33° y 37° S, la mayor deformación, representada en la disminución de la profundidad de la superficie de *detachment*, se dispone a lo largo de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina.

Por otra parte, entre los 40° y 43° S, este nivel intracortical vuelve a tener una profundidad con valores que no superan los 10 km, pero esta vez, este comportamiento está relacionado con la deformación presente tanto en el trasarco de la Cordillera Norpatagónica, como en el antepaís argentino. En otras palabras, continúan las diferencias observadas en los dos casos anteriores,

respecto a donde ocurre la mayor deformación entre el norte y el sur de los Andes del Sur, ubicándose ésta al interior del orógeno entre los 33° y 37° S, y luego es desplazada al trasarco entre los 40° y 43° S.

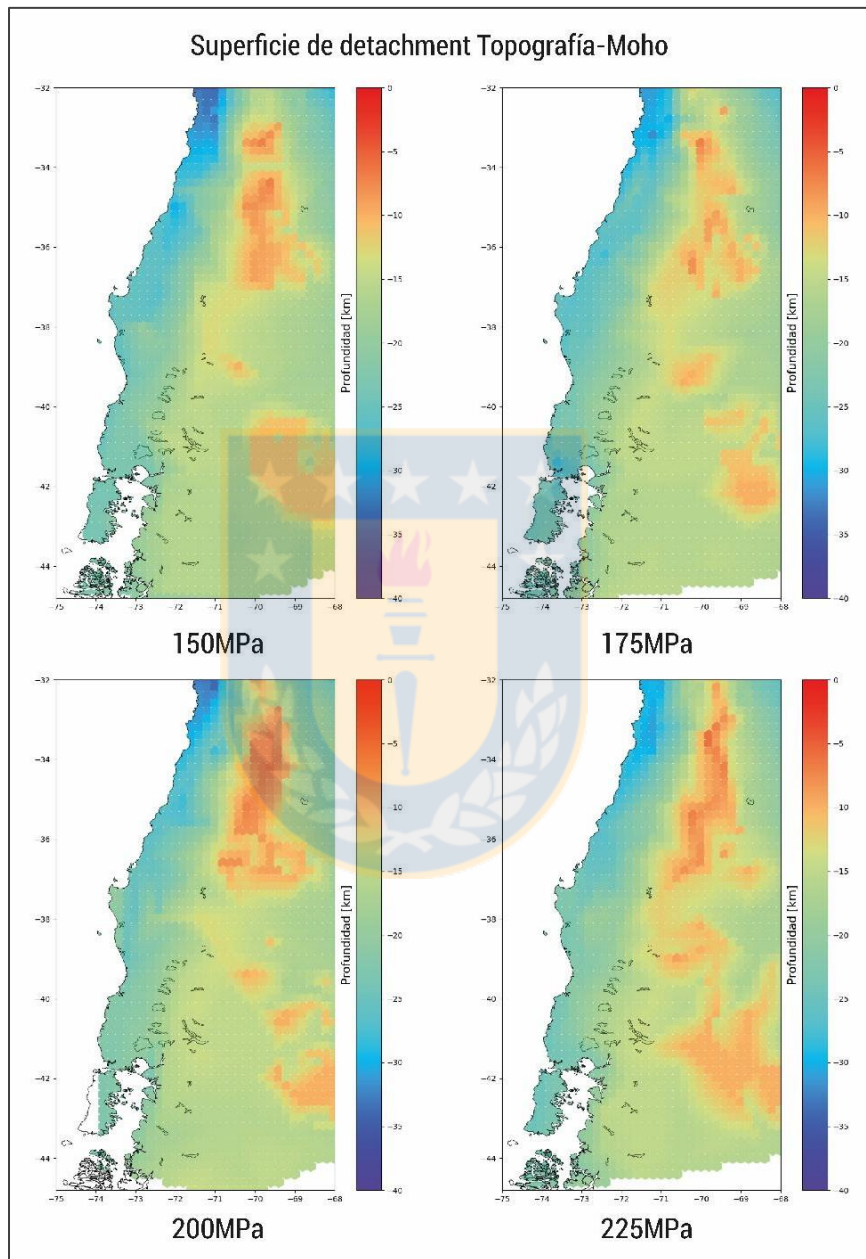


Figura 5.9: Mapas finales de profundidad de la superficie de *detachment*.

Finalmente, se observa de forma mucho más clara que el segmento entre los 37° y 40° S (Figura 5.9) representa el límite entre ambos comportamientos anteriores, puesto que la

profundidad de la superficie de *detachment* al interior del orógeno, toma valores cercanos a 15 km, haciendo un contraste con lo que se observa tanto al norte como al sur.

Es importante mencionar que la geometría de esta superficie, si bien es cierto no cambia mayormente con el valor de $\sigma_{\text{máx}}$ impuesto, si tiene gran sensibilidad respecto a la composición considerada en los diferentes niveles de la litósfera, es por esto por lo que se han estimado diferentes resultados considerando composiciones distintas (Anexo 1.3). Sin embargo, como se discutirá en el capítulo siguiente, las rocas escogidas como representación de los diferentes niveles litosféricos, son las que presentan un mayor ajuste respecto de los datos obtenidos, y, además, son las que toma Tassara *et al.* (2006) al momento de calcular su modelo de densidades litosféricas.

5.3. MODELO ESTRUCTURAL 3D.

Se han construido un total de doce secciones estructurales balanceadas a partir de la recopilación de publicaciones hechas por diferentes autores (Figura 4.2), donde el único aspecto a modificar, fue la clasificación de las unidades geológicas deformadas, las que han sido segmentadas en función a la edad de las diferentes fases tectónicas descritas y publicadas para el margen andino, por lo que el color que representa a cada una, es el mismo que el utilizado en la leyenda del mapa geológico del área de estudio. A cada uno de los perfiles se les ha definido la geometría de la superficie de *detachment* obtenida con el modelo termo-mecánico (amarillo), con el fin de comparar su forma respecto de aquellas estructuras modeladas a partir de la resolución del balance estructural en cada sección (rojo), el área de diferencia entre ellas está representada en azul oscuro.

En primer lugar, en el perfil de los 33,4° S (Figura 5.10), se observa que la geometría del *detachment* estructural, es similar a la obtenida con el modelo termo-mecánico, donde en ambos casos esta sólo es continua hasta la ACFP, por lo que el SFP está relacionado a otra estructura mayor, responsable de la deformación en la Cordillera Frontal (Giambiagi *et al.*, 2014). Respecto a las rocas deformadas, estas corresponden a las secuencias mesozoicas del Jurásico y Cretácico Inferior, además de aquellas que rellenan la Cuenca de Abanico cuya edad se encuentra entre el Oligoceno y el Mioceno. En particular, la actividad de las estructuras ubicadas en la vertiente

occidental del orógeno ha permitido el emplazamiento de cuerpos intrusivos de edad Miocena (Figura 5.10). Por su parte, el estilo estructural principal es de faja corrida y plegada de piel delgada, representado por la ACFCP.

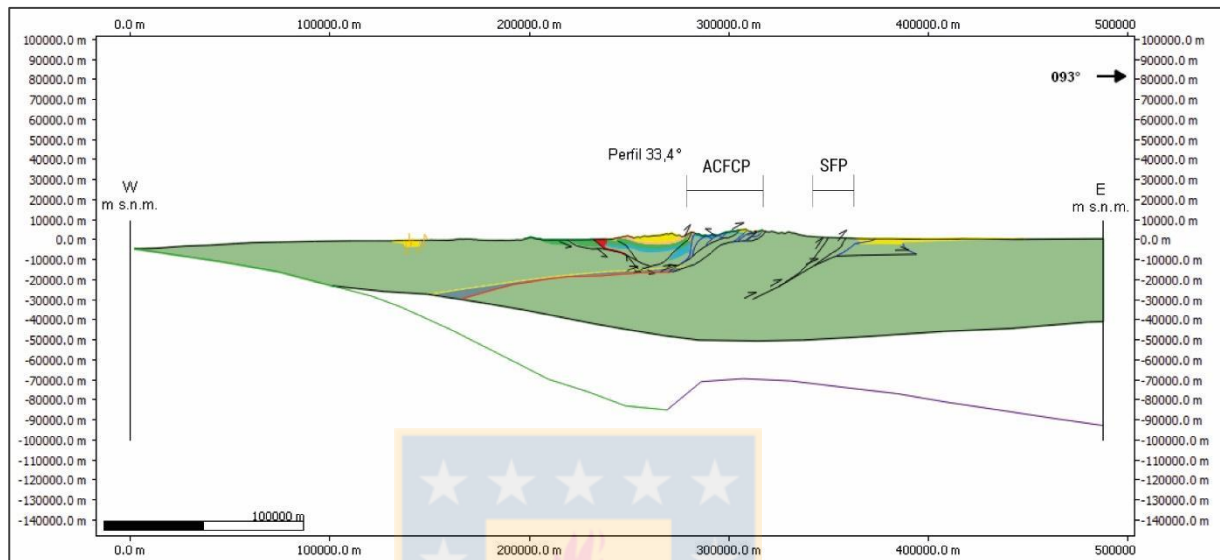


Figura 5.10: Perfil estructural balanceado a los 33,4° S. La línea verde corresponde a la geometría del SLAB, la morada es el LAB y la negra representa el moho. **ACFCP** Faja corrida y plegada del Aconcagua, **SFP** Sistema de fallas de Portillo.

Hacia el sur, la estructura interna principal de la corteza superior se mantiene (Anexo 1.4) hasta los 36 ° S. A estas latitudes (Figura 5.11) también existe coincidencia entre la superficie de *detachment* propuesta en la resolución del balance estructural y la obtenida a partir del modelo termo-mecánico. Las principales rocas deformadas son secuencias del Paleoceno-Eoceno ubicadas cercano al eje cordillerano, y unidades Mesozoicas y Miocenas de la Cuenca Neuquina. Al igual que el caso anterior, el emplazamiento de cuerpos intrusivos miocenos está relacionado a la actividad de estructuras que deforman la parte chilena de la Cordillera de los Andes. Respecto al estilo estructural, se observa una diferencia sustancial en comparación a lo que ocurre al norte, puesto que a estas latitudes predomina un estilo de faja corrida y plegada de piel gruesa e incluso hay ciertas provincias que además presentan una combinación entre estructuras de piel gruesa y delgada, como la GFCP. No obstante, hacia el tras-arco, las rocas mesozoicas de la Cuenca Neuquina son deformadas por estructuras cuyo estilo es de piel delgada y se agrupan en las fajas corridas y plegadas de Chos Malal y del Agrio (CMFCP y AFCP).

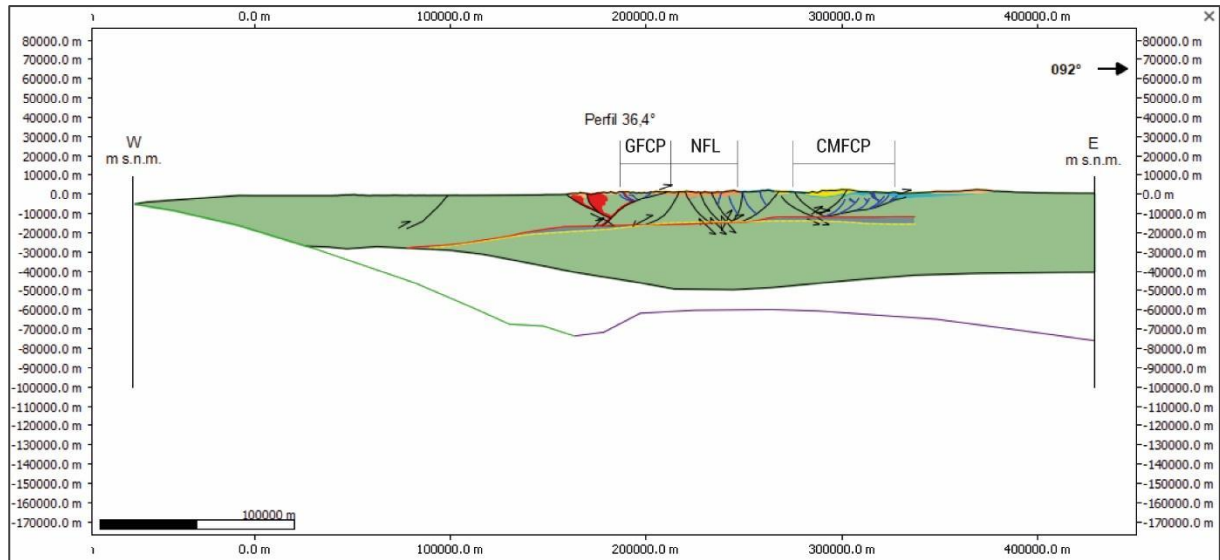


Figura 5.11: Perfil estructural balanceado a los 36° S. La línea verde corresponde a la geometría del SLAB, la morada es el LAB y la negra representa el moho. **GFCP** Faja corrida y plegada de Guañacos, **NFL** Fosa Loncopué zona norte, **CMFCP** Faja corrida y plegada de Chos Malal.

Continuando hacia el sur, a los 37,3° S se observa la primera discrepancia entre la estructura de *detachment* estimada a partir del modelo termo-mecánico y aquella resultante del balance estructural (Figura 5.12), siendo esta última mucho más profunda que la anterior. Respecto a las rocas deformadas, se mantiene la tendencia observada en las latitudes anteriores, donde secuencias Cenozoicas, esta vez ubicadas en la Cuenca de Cura Mallín, son afectadas por estructuras de la GFCP y de la FL. Por su parte, en el tras-arco, las unidades mesozoicas y cenozoicas de la Cuenca Neuquina, son deformadas por la CMFCP (Figura 5.12). Las rocas intrusivas miocenas son emplazadas a través de fallas que construyen la GFCP. Por último, el estilo estructural en esta región es variado, ya que aparece la FL, que corresponde a una depresión tectónica rellena principalmente por secuencias volcánicas del Neógeno y Cuaternario, entre la GFCP y la AFCP, ambas con un estilo de piel gruesa predominante.

A los 38° S (Figura 5.13), persiste la diferencia en la profundidad del *detachment* termo-mecánico respecto del resultante del balance estructural. Aparecen los primeros rasgos del SFLO, el que ha facilitado el emplazamiento de intrusivos miocenos (Lavenu & Cembrano, 1999). Las rocas deformadas corresponden a secuencias miocenas y cenozoicas que rellenan los últimos depocentros de las cuencas de Cura Mallín y Neuquén, ubicadas entre la Fosa de Loncopué y la Fosa de Biobío-Aluminé (Figura 5.13).

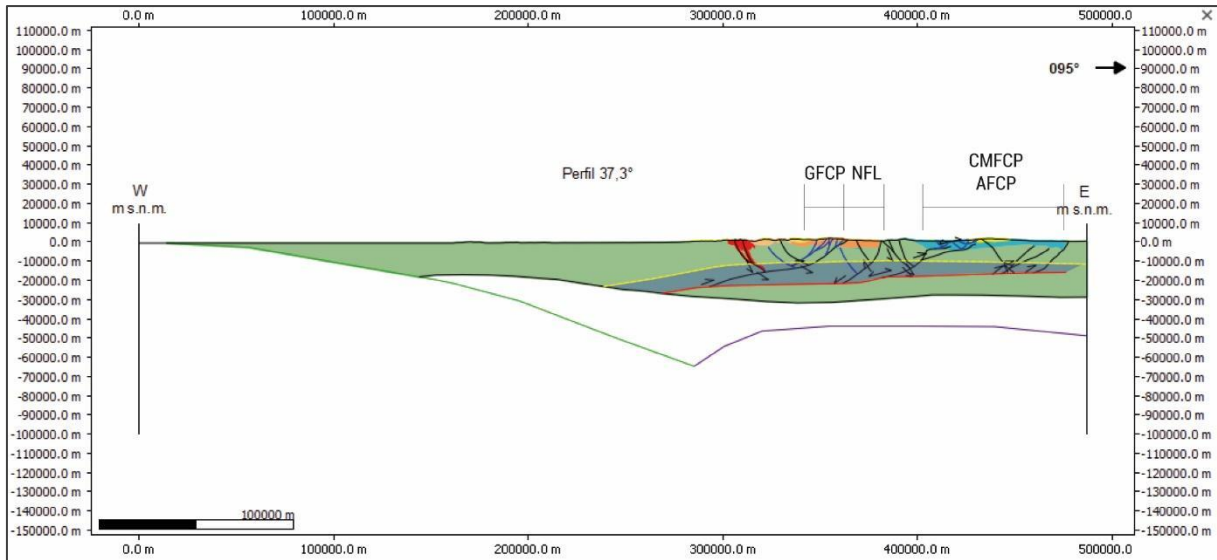


Figura 5.12: Perfil estructural balanceado a los 37,3° S. La línea verde corresponde a la geometría del SLAB, la morada es el LAB y la negra representa el moho. **GFCP** Faja corrida y plegada de Guañacos, **NFL** Fosa Loncopué zona norte, **CMFCP** Faja corrida y plegada de Chos Malal, **AFCP** Faja corrida y plegada del Agrío.

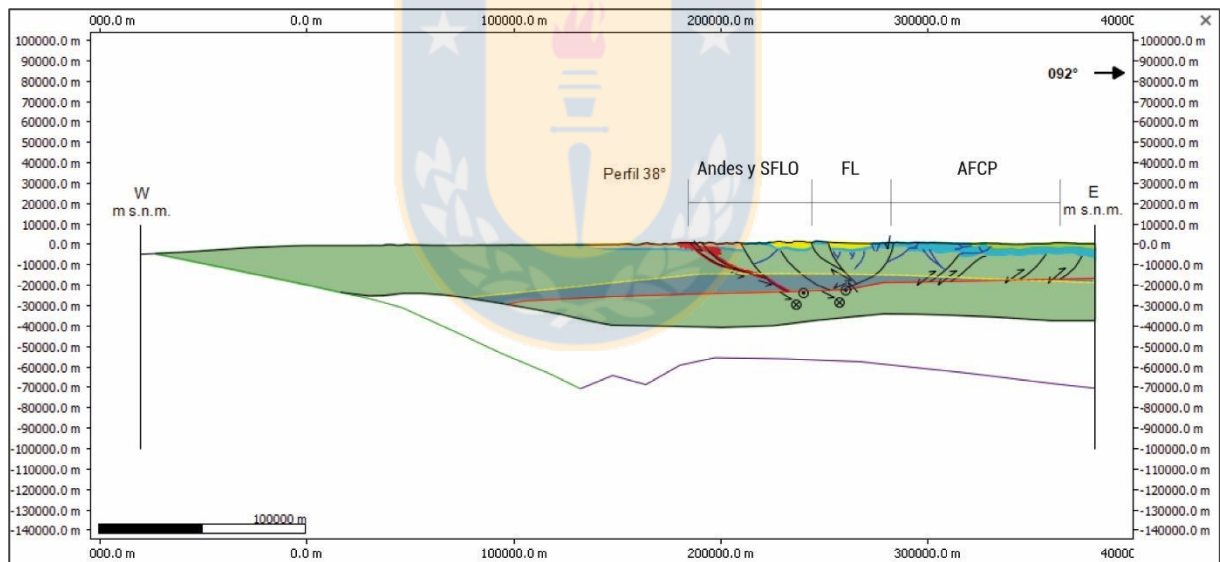


Figura 5.13: Perfil estructural balanceado a los 38° S. La línea verde corresponde a la geometría del SLAB, la morada es el LAB y la negra representa el moho. **SFLO** Sistema de fallas Liqueñe-Ofqui, **FL** Fosa Loncopué, **AFCP** Faja corrida y plegada del Agrío.

Las características estructurales se mantienen hasta los 39° S, donde la influencia del SFLO es mucho más notoria, deformando intrusivos mesozoicos y permitiendo el emplazamiento de grandes unidades ígneas miocenas (Figura 5.14). Por su parte, la Cuenca de Auca Pan, que es rellenada por unidades Paleocenas-Eocenas, es deformada por las primeras estructuras que componen el vasto sistema de fajas corridas y plegadas de los Andes Norpatagónicos, que, a su

vez, levantan rocas pre Jurásicas de basamento (Figura 5.14). Respecto a las diferencias entre el *detachment* termo-mecánico y el estructural, estas se mantienen y se acentúan aún más hacia el SFLO, donde para el primer caso, se observa que la rampa estructural está mucho más desarrollada, llegando incluso hasta el antearco (Figura 5.14).

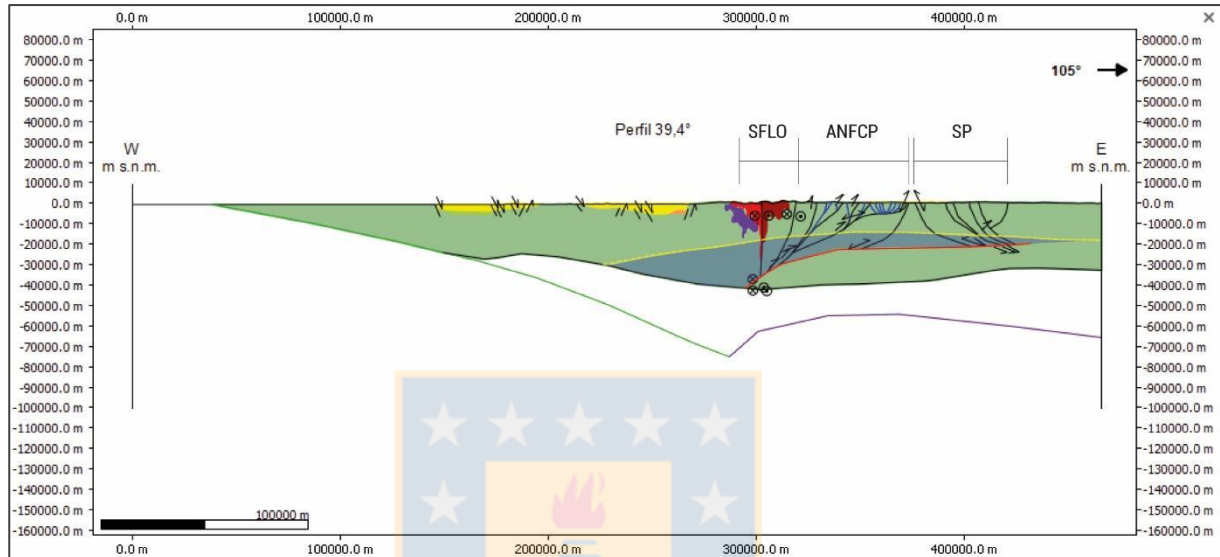


Figura 5.14: Perfil estructural balanceado a los 38° S. La línea verde corresponde a la geometría del SLAB, la morada es el LAB y la negra representa el moho. **SFLO** Sistema de fallas Liquiñe-Ofqui, **ANFCP** Faja corrida y plegada de Los Andes Norpatagónicos, **SP** Sistema de Precordillera.

Hacia el sur, el perfil de los 43° S incorpora los rasgos estructurales más característicos que definen las provincias de ANFCP, SP y AP. En él, persiste la influencia del SFLO sobre las rocas intrusivas que construyen la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes, deformando plutones cretácicos y permitiendo el emplazamiento de unidades miocenas (Figura 5.15). Las unidades sedimentarias son principalmente mesozoicas y son deformadas por las estructuras que componen el SP y el AP o Patagonia *broken foreland*. Además, Echaurren *et al.* (2016), propone dos niveles de *detachment* bajo el Macizo Norpatagónico, en función a sus resultados en el perfil mecánico o de resistencia a la deformación permanente, lo que es consistente con el modelo termo-mecánico calculado en este trabajo y con el resultado de la geometría de la superficie de *detachment* para estas latitudes.

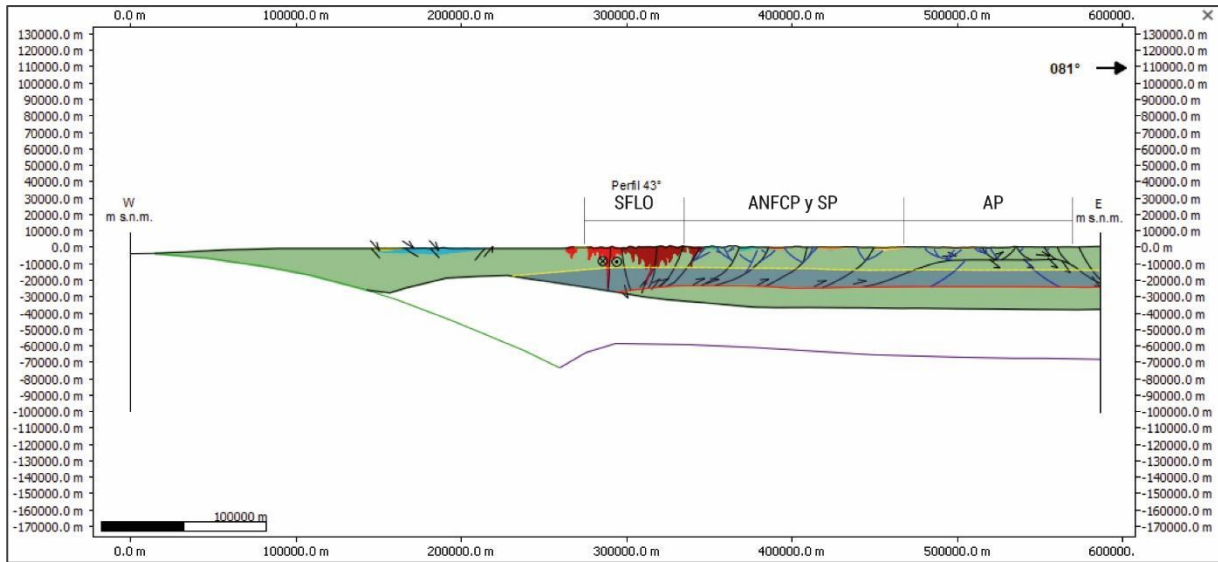


Figura 5.15: Perfil estructural balanceado a los 43° S. La línea verde corresponde a la geometría del SLAB, la morada es el LAB y la negra representa el moho. **SFLO** Sistema de fallas Liquiñe-Ofqui, **ANFCP** Faja corrida y plegada de Los Andes Norpatagónicos, **SP** Sistema de Precordillera, **AP** Antepaís de la Patagonia o Patagonia *broken foreland*.

Ahora bien, una vez que se tienen todas las secciones estructurales balanceadas (Anexo 1.4), es posible construir a partir de una interpolación lineal, la superficie de *detachment* resultante de todas las soluciones estructurales anteriores, las que han sido estimadas y constreñidas con datos sísmicos, gravimétricos y/o estructurales. De esta forma, se obtendrá un modelo en tres dimensiones que incorpore la deformación superficial y como esta se enraíza en profundidad (Figura 5.16).

A partir de este modelo, se obtiene el mapa de la superficie de *detachment* construida con la solución del balance estructural de los diferentes perfiles recopilados (Figura 5.17). En ella, se han mapeado las diferentes estructuras regionales del área de estudio, con el fin de evaluar si la geometría de este nivel intracortical, se ajusta a la deformación superficial, considerando que, para aquellas regiones con un estilo de piel delgada, lo esperable es que el *detachment* sea más somero, tomando en cuenta que este nivel de despegue se genera debido al contraste mecánico entre la cobertura y el basamento. Distinto a lo que ocurre en aquellas zonas con un estilo estructural de piel gruesa o bien relacionadas al SFLO, donde el *detachment* debiese ser un poco más profundo, puesto que su relación con el régimen termal es mucho más directa y por lo tanto está más influenciado por la geometría de la ICD (ecuación 11).

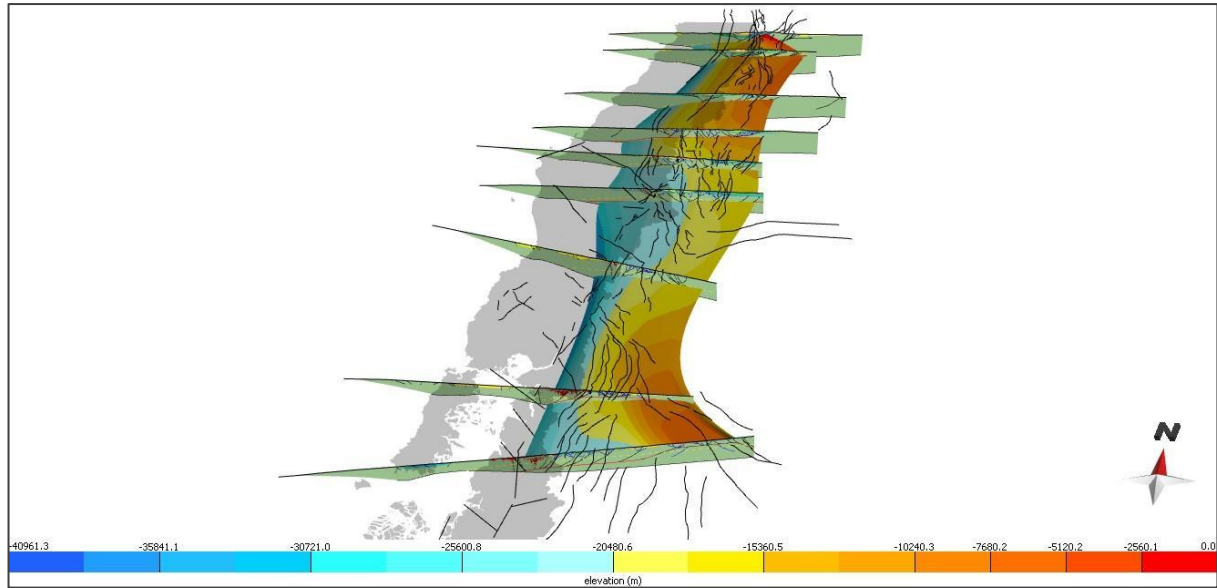


Figura 5.16: Modelo estructural 3D de la superficie de *detachment*. También se han dispuesto todas las secciones estructurales balanceadas de las que se obtuvo este nivel intracortical en 2D.

En este sentido, como se observa en la Figura 5.17, aquellas regiones donde esta superficie es más somera, es decir, entre 5 y 10 km de profundidad, coincidentemente se ubican la mayor parte de las fallas inversas y corrimientos relacionados con la inversión de las diferentes cuencas mesozoicas y cenozoicas, que dan paso a la formación de la mayoría de las fajas corridas y plegadas de piel delgada dentro del área de estudio. Lo anterior es observable para todas las provincias estructurales que mantienen este estilo en su deformación, y que se ubican a lo largo de la Cordillera Principal y en el trasarco de la Cordillera Norpatagónica.

Por otra parte, hacia el sur de los 39° S, cuando comienzan a aparecer los primeros ramales del SFLO en la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes, la estructura de *detachment* adquiere mayor profundidad (30 km), lo que está relacionado en primera instancia, a la falta de datos geofísicos al momento de restringir esta geometría bajo este sistema estructural, lo que da lugar a que simplemente se trace la rampa desde esta latitud hasta el moho (Figuras 5.15 y 5.14), y en segunda instancia, a que el estilo estructural en el SFLO, se ha desarrollado a partir de un nivel de despegue intracortical de mayor profundidad, similar a lo que propuso Thomson (2002), modelando este sistema como una flor positiva dentro de un contexto transpresivo.

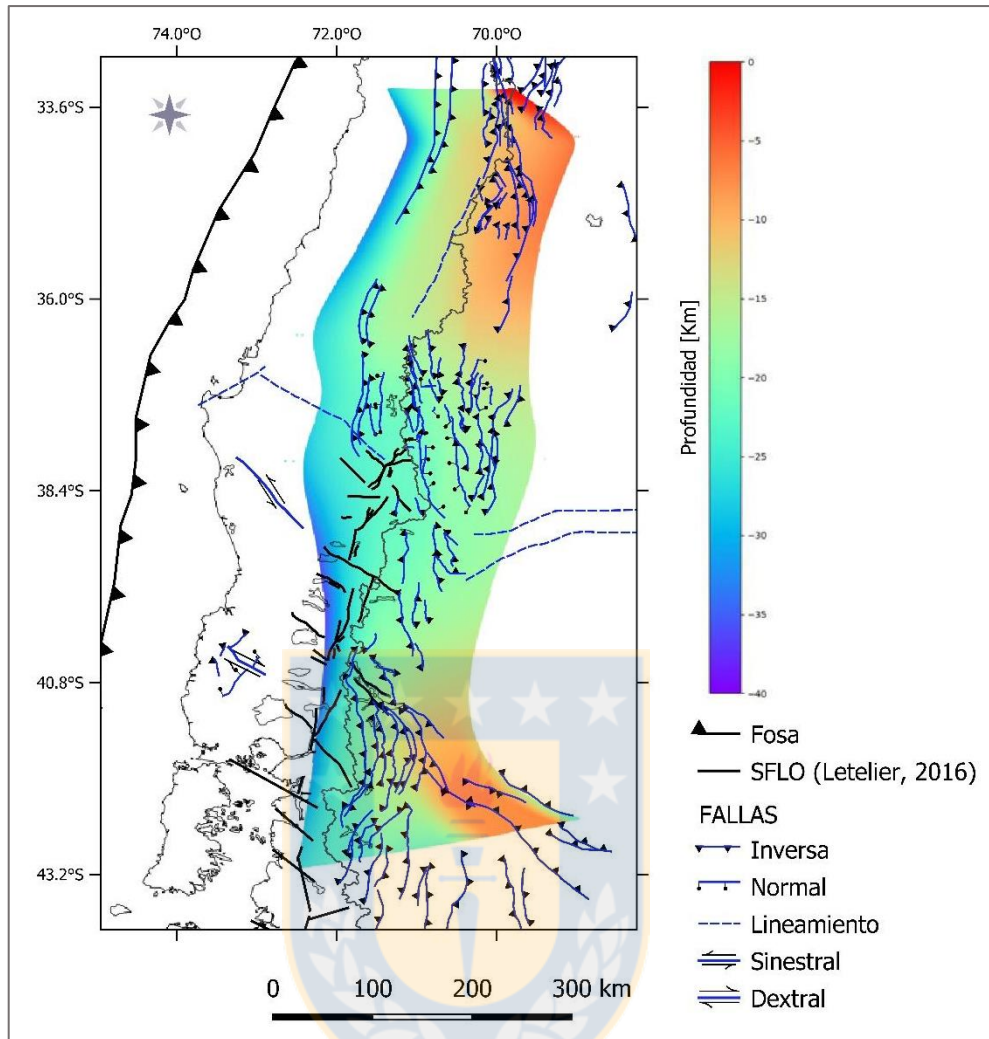


Figura 5.17: Mapa con la profundidad de la superficie de *detachment* obtenida a partir del modelo estructural 3D. También se disponen las diferentes estructuras y provincias estructurales a lo largo del área de estudio.

Ahora bien, hacia el este del ramal más septentrional del SFLO, se encuentra dispuesta la FL con una leve orientación NNW y limitada por fallas normales que se disponen sobre una zona donde la superficie de *detachment* se comporta de forma relativamente anómala, puesto que, pese a que se encuentra al interior de la cordillera principal, es una zona extensional relacionada a un *detachment* profundo (15 a 20 km) que se diferencia del estilo de fajas corridas y plegadas que presenta el orógeno andino en zonas aledañas.

Más aún, esta particularidad en el comportamiento de la superficie de *detachment* y en el estilo en la deformación de la Cordillera de los Andes, marca una diferencia entre dónde ocurre el mayor acortamiento cortical tanto al norte como al sur de esa latitud. En este sentido, entre los 33°

y 37° S, se observa que la mayor deformación está concentrada en el eje cordillerano, cercano al límite con Argentina (Figura 5.17), mientras que, entre los 39° y 45° S, esta se propaga hacia la zona de trasarco debido a la presencia del SFLO, que deforma con un régimen de *strike-slip* la zona del arco (Cembrano *et al.*, 2000; Thomson *et al.*, 2002; Rosenau *et al.*, 2006; Letelier, 2016). Dado lo anterior, resulta evidente que los Andes del Sur se encuentran segmentados en función a esta zona anómala al interior de la cordillera principal, lo que, en definitiva, está relacionado a que los resultados muestran que la geometría de la superficie de *detachment* tiene relación directa con estilo en la deformación superficial.

De esta forma, como se observa en la Figura 5.17, aquellas zonas con colores más cercanos al amarillo y rojo coinciden con provincias con un estilo estructural principalmente de fajas corridas y plegadas, marcado por el gran desarrollo de fallas inversas de bajo ángulo que se disponen en un arreglo sub paralelo. Mientras que aquellas áreas donde la superficie de *detachment* alcanza las mayores profundidades, están relacionadas con la presencia del SFLO, el que probablemente controla la geometría de este nivel intracortical en esas latitudes y además con la FL, que, en primera instancia, se observa como una transición entre el comportamiento desde los 36° S hacia el norte y los 40° S hacia el sur (Figura 5.17).

6. DISCUSIÓN.

6.1. ANÁLISIS COMPARATIVO ENTRE LAS SUPERFICIES DE *DETACHMENT*.

Con el fin de determinar si las superficies de *detachment* obtenidas con el modelo termo-mecánico tienen validez estructural, se han comparado los diferentes casos anteriores con la estructura intracortical generada a partir de la interpolación hecha para el modelo estructural 3D. Los resultados de esta comparación son los que se muestran en las Figuras 6.1, 6.2 y 6.3, a través de mapas que contienen la diferencia (ΔZ) entre la profundidad de la superficie de *detachment* obtenida con el modelo 3D ($Z_{estructural}$) respecto de las estimadas a partir del modelo termo-mecánico ($Z_{termo-mecánico}$), y gráficos de correlación que permiten establecer a través del índice de correlación y del valor del RMSE (raíz del error cuadrático medio), cuál es el modelo termo-mecánico que mejor se ajusta a los datos estructurales. La expresión matemática usada para calcular ΔZ es la siguiente:

$$Z_{estructural} - Z_{termo\ mecánico} = \Delta Z \quad (16)$$

Es importante mencionar que las estructuras de *detachment* en cada sección balanceada han sido modeladas con datos sísmicos, gravimétricos y/o estructurales, a excepción de los resultados de Giambiagi *et al.* (2014) y Echaurren *et al.* (2016), los que han ocupado un modelo termo-mecánico similar al de este trabajo para constreñir esta superficie.

De acuerdo con la ecuación (16), aquellas regiones de color rojo en las Figuras 6.1, 6.2 y 6.3, serán áreas donde la superficie de *detachment* se encuentre sobrestimada. Por su parte, las áreas azules serán provincias donde el modelo termo-mecánico subestime la profundidad de este nivel intracortical. Ahora bien, al analizar la variación del decaimiento radiogénico en la ecuación (11), se observa que mientras mayor sea su valor, más grande será la temperatura, por lo tanto, y de acuerdo con la ecuación (13), menor será la resistencia a la deformación permanente para ese punto en cuestión. En función a lo anterior, aquellas zonas donde el modelo se encuentra

subestimado corresponderán a provincias donde el modelo termo-mecánico esté más caliente que el modelo estructural, por el contrario, zonas sobrestimadas, serán regiones donde el modelo termo-mecánico sea más frío que el estructural.

En particular, se ha considerado como razonable un error máximo para el $|\Delta Z|$ de 2,5 km. Lo anterior debido a que el modelo termal depende directamente de la profundidad de la ICD (Tassara *in prep.*) dada en el modelo de densidades de Tassara & Echaurren (2012), los que asignan para este límite una incerteza de ± 2 km. De esta forma, aquellas regiones dentro del modelo termo-mecánico cuyo ΔZ esté dentro de los límites admisibles, representarán un buen ajuste entre este modelo y el originado a partir de los datos estructurales.

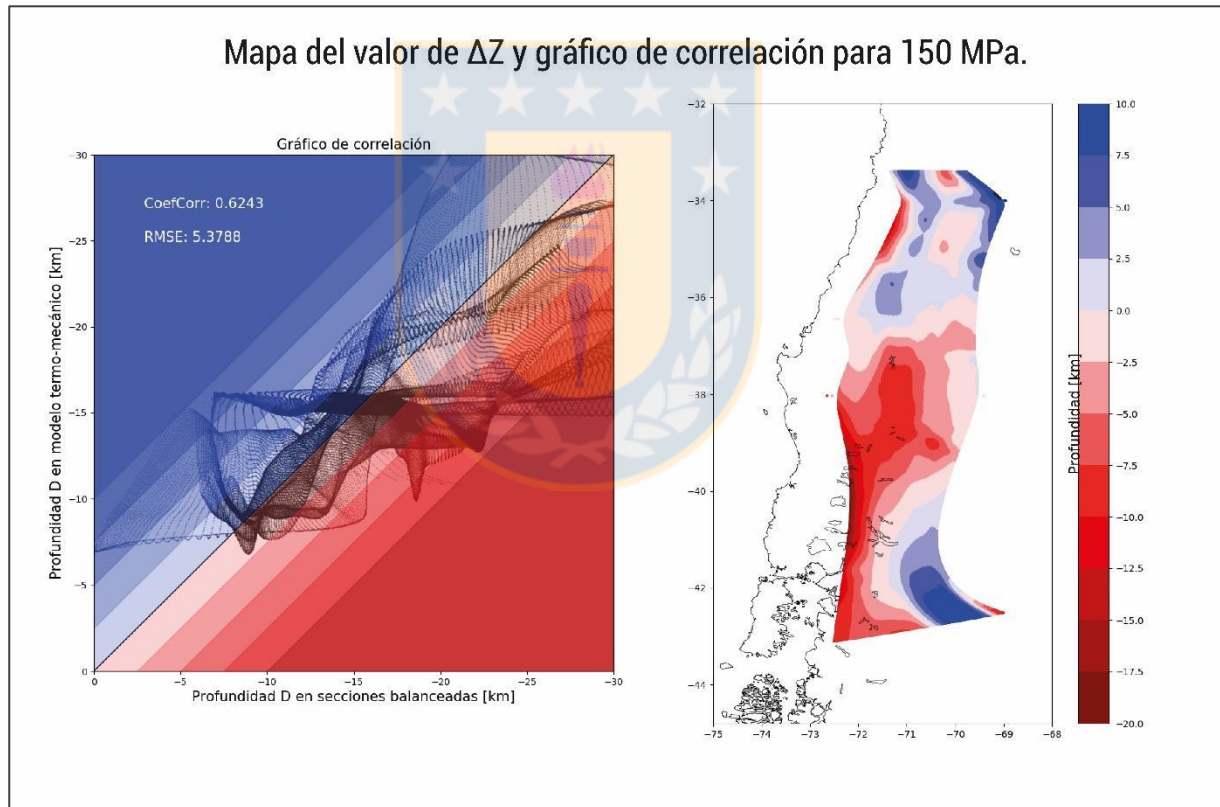


Figura 6.1: Mapa ΔZ y gráfico de correlación para 150 MPa. Este último también incorpora el valor del coeficiente de correlación y el RMSE. **D** corresponde a la superficie de *detachment*

En función a lo que se observa en las Figuras 6.1, 6.2 y 6.3, se concluye que, si bien es cierto, existen ciertas diferencias entre el modelo termo-mecánico y la superficie obtenida a partir de las secciones balanceadas, desde un punto de vista general, tienen una coincidencia relativa de

primer orden. Esto significa que ambos modelos tienen rasgos geométricos similares manifestados en las coincidencias en el cambio y magnitud de la profundidad a lo largo de ciertas regiones en particular. Por ejemplo, ambos modelos entre los 33° y 36° S, muestran bajas magnitudes del parámetro anterior a lo largo de la Cordillera Principal (Figuras 5.7 y 5.9), lo que se ve reflejado en un bajo valor de ΔZ en esta región (Figuras 6.1, 6.2 y 6.3). Más aún entre los 36° y 39° S, ambos modelos presentan un descenso en la profundidad de la superficie de *detachment* al interior de la Cordillera Principal y los Andes Norpatagónicos, para luego volver a aumentar hacia el trasarco argentino entre los 40° y 43° S (Figuras 5.7 y 5.9). No obstante, para estos dos últimos casos, si observamos el valor de ΔZ (Figuras 6.1, 6.2 y 6.3), resulta notorio que dichas similitudes no son tan evidentes puesto que el parámetro anterior, muestra sus mayores valores (absolutos) en esas áreas. En definitiva, si bien es cierto hay una correspondencia general en el comportamiento de la profundidad para ambas superficies de *detachment*, hay diferencias evidentes entre ambos modelos, representadas por los altos valores de ΔZ en cada una de esas regiones (Figuras 6.1, 6.2 y 6.3).

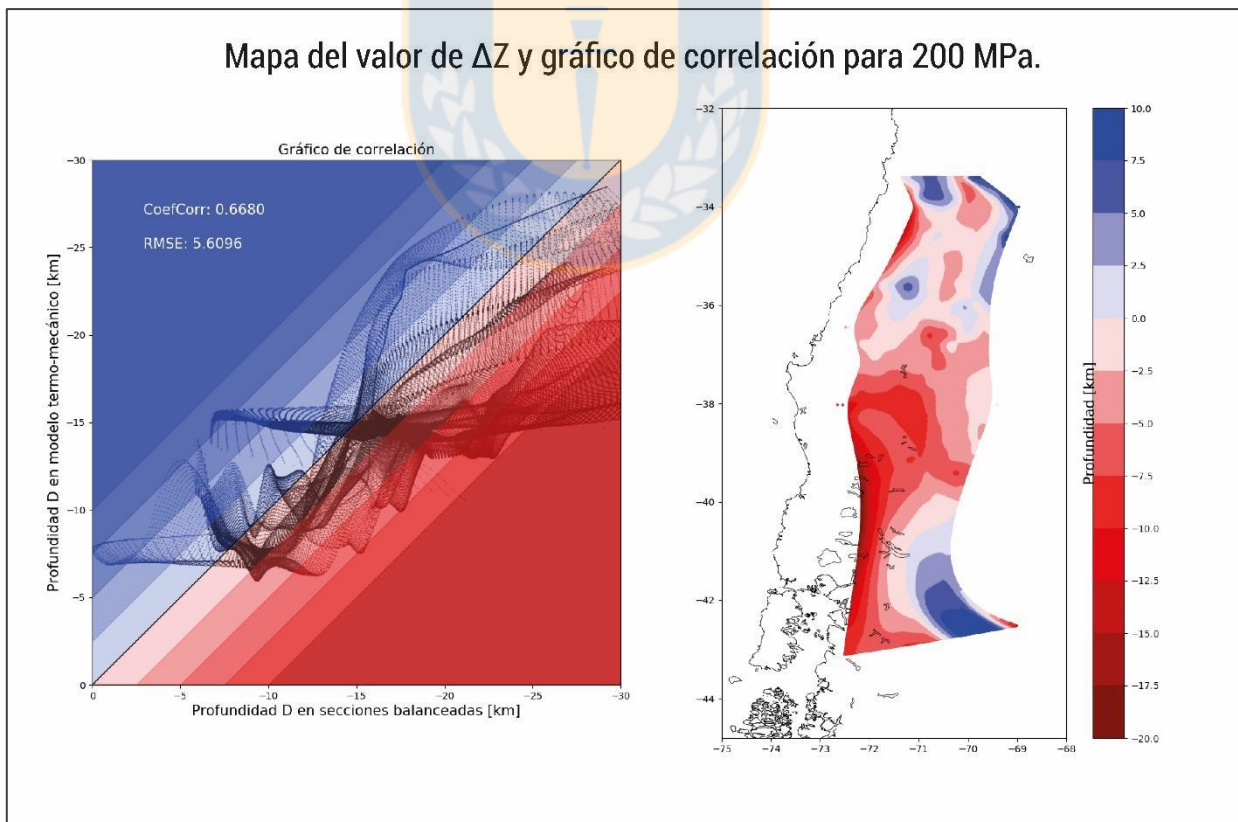


Figura: 6.2 Mapa ΔZ y gráfico de correlación para 200 MPa. Este último también incorpora el valor del coeficiente de correlación y el RMSE. **D** corresponde a la superficie de *detachment*.

En este sentido, aquellas provincias donde el valor absoluto de ΔZ resulta mayor son: hacia la Cordillera Norpatagónica, donde se encuentra el SFLO; en el segmento entre los 37° y 40° S; y hacia el trasarco de la Cordillera Norpatagónica, donde se encuentran las fajas corridas y plegadas relacionadas con la Cuenca del Cañadón Asfalto y del Río Chubut.

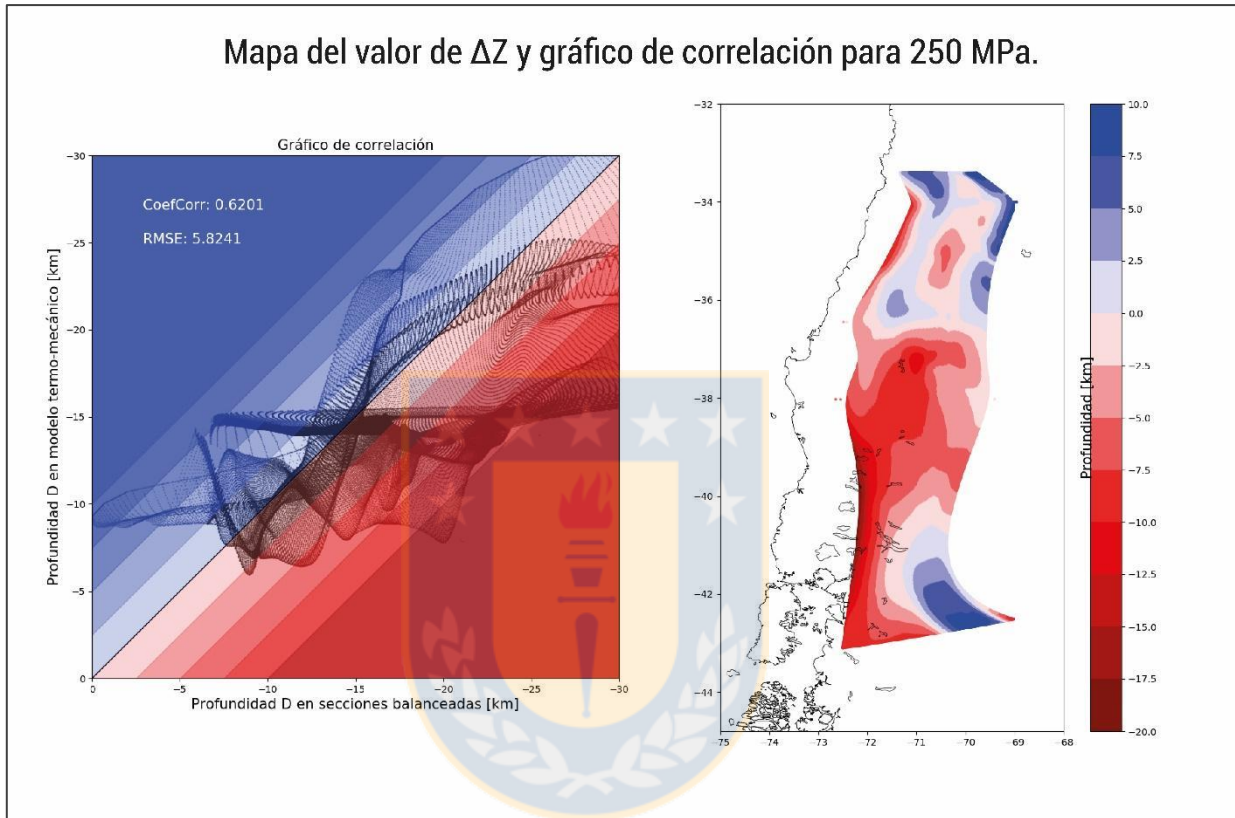


Figura 6.3: Mapa ΔZ y gráfico de correlación para 250 MPa. Este último también incorpora el valor del coeficiente de correlación y el RMSE. **D** corresponde a la superficie de *detachment*.

La causa de estas diferencias naturalmente tiene que ser distinta, puesto que involucran más de una provincia y estilo estructural. En este sentido, hacia el SFLO, se observan errores cercanos a los 20 km de profundidad, lo que evidentemente resulta muy significativo. No obstante, los datos estructurales obtenidos para estas latitudes provienen de la solución del balance estructural de las secciones publicadas en los trabajos de Ramos *et al.* (2014) y Orts *et al.* (2012). En particular, el primero de ellos menciona que los resultados de su modelo a la longitud de la Cordillera Norpatagónica no están realmente restringidos, puesto que los datos geofísicos obtenidos a partir de estas rocas de basamento, las que dada su naturaleza tienen una composición muy heterogénea, son muy ruidosos y por lo tanto no permiten definir de buena forma la geometría

que debiese tener el *detachment* bajo esa región. Dado lo anterior, es probable que la solución estructural en esta zona tenga un error de gran magnitud, debido a la composición de las rocas que constituyen la Cordillera Norpatagónica, por lo que no hay certeza de la profundidad de la superficie de *detachment* en estas latitudes. Más aún, los datos sísmicos que tanto Ramos *et al.* (2014) como Orts *et al.* (2012) ocupan en sus secciones balanceadas llegan a profundidades que no superan los 25 km, por lo que incluso es posible que este nivel intracortical sea mucho más somero que el obtenido en el modelo estructural.

Ahora bien, para el caso entre el segmento de los 37° y 40° S, el modelo estructural ha sido construido principalmente a partir del trabajo de Rojas Vera *et al.* (2014) y García Morabito *et al.* (2011). El primero, ha obtenido el nivel de *detachment* a través de las soluciones estructurales calculadas por el software *Move2D*® usando un algoritmo de deslizamiento por flexura. En este sentido no hay ninguna condición impuesta a partir de datos geofísicos, por lo que la profundidad del *detachment*, sólo se obtuvo como resultado del cálculo anterior. No obstante, las estructuras superficiales han sido contrastadas con perfiles sísmicos y datos magnéticos, de donde se infiere que bajo la Fosa de Loncopué, las fallas probablemente están enraizadas en estructuras que involucran el basamento, por lo que la solución del balance estructural define una geometría para la superficie de *detachment* que es consistente con lo observado en los datos anteriores.

Por otra parte, García Morabito *et al.* (2011) construye su estructura de *detachment* en función al trabajo de Zapata *et al.* (1999), que caracteriza la estructura de las fajas corridas y plegadas al E de la Fosa de Loncopué y su relación con el basamento. No obstante, no hay mayor certeza de a qué profundidad se encuentra el nivel intracortical en cuestión.

En definitiva, como ambos autores definen la superficie de *detachment* a partir de rasgos geométricos y estructurales que son consistentes con lo observado tanto en superficie como en datos sísmicos, es probable que la profundidad a la que se encuentra esta estructura en el modelo estructural esté bien caracterizada, por lo que la razón de las diferencias puede radicar o bien en el modelo de densidades de Tassara *et al.* (2006) o en las consideraciones reológicas en el modelo termo-mecánico. En este sentido, como se mencionó anteriormente, Tassara *et al.* (2006) estima un error de ± 2 km para la ICD, que finalmente controla desde el punto de vista termal, la geometría

de la superficie de *detachment*, por lo que no basta para explicar el por qué existen diferencias cercanas a 10 km entre ambos modelos. Dado lo anterior, es probable que la resolución del modelo gravimétrico de este autor, que corresponde a 1° en latitud, no permite observar variaciones litológicas dentro de este segmento, que modifiquen la estructura de la ICD y por lo tanto no sean reproducibles por el modelo termo-mecánico.

Otra opción, es que las características litológicas del modelo termo-mecánico para la corteza superior (Tabla 5.1), no sean representativas para este segmento, por lo que el comportamiento mecánico de las rocas en esta región, no reproduzcan los resultados obtenidos en el modelo estructural. En este sentido, Varekamp *et al.* (2010) describe que las características geoquímicas de los basaltos que cubren la depresión de Loncopué son afines a una fuente mantélica enriquecida (EM-1), similares a los que se ubican en los *plateau* de tras-arco en la Patagonia argentina, por lo que las rocas que rellenan esta gran depresión no representan lo modelado en los resultados termo-mecánicos. Ahora bien, la Figura 6.4 muestra los valores de ΔZ considerando que la composición de la corteza superior es más cercana a un basalto, de tal forma en que sea posible evaluar qué tan cercano son los valores en este caso respecto del modelo estructural.

Como muestran los resultados en la Figura 6.4, el segmento entre los 37° y 40° S queda mejor caracterizado cambiando la composición de la corteza superior, por lo que se concluye que es necesario tomar en cuenta las variaciones composicionales que pueda presentar la litósfera en extensas regiones que tengan un comportamiento particular, que en este caso, es distinto del observado en general en las rocas que cubren los Andes del Sur, puesto que al considerar una composición cuarcítica para la corteza superior, aquellas regiones que corresponden a cuencas sedimentarias siliciclásticas, volcánicas y volcanosedimentarias del mesozoico y cenozoico inferior, las que luego son invertidas durante el Mioceno Superior (Figura 5.3), quedan bien representadas en desmedro del segmento transicional en cuestión (Figura 6.4). Debido a lo anterior, el modelo termo-mecánico tendrá un mejor ajuste con el modelo estructural, evidenciado en un bajo valor de ΔZ , siempre y cuando se consideren las variaciones laterales en la composición de los diferentes niveles que constituyen la litósfera, que no han sido bien ajustadas por el proxy de la ICD (Tassara *et al.*, 2006).

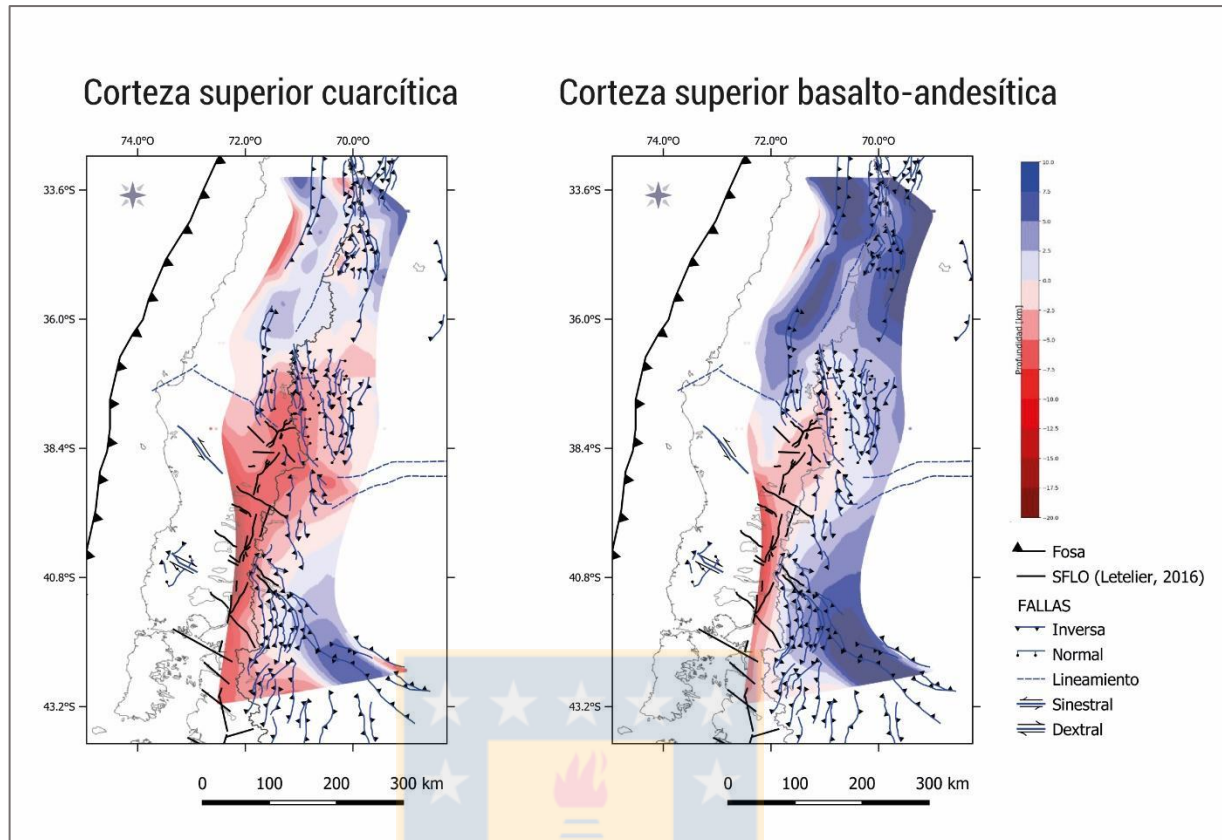


Figura 6.4: Mapa para un ΔZ considerando una composición para la corteza superior similar a un basalto o basalto-andesítico.

Para el caso de la deformación a la latitud de la Cuenca del Río Chubut y de Cañadón Asfalto, hacia el antepaís de la Cordillera Norpatagónica, las diferencias observables entre ambos modelos (Figuras 6.1, 6.2 y 6.3), probablemente se deben a que Echaurren *et al.* (2016) consideró otros parámetros termales y reológicos al momento de calcular el modelo termo-mecánico, por lo que los resultados obtenidos en este trabajo, subestiman lo que este autor determinó para la profundidad de la superficie de *detachment* en su sección balanceada.

Ahora bien, considerando los estimadores calculados para cada uno de los casos en las Figuras 6.1, 6.2 y 6.3, es decir, comparando los valores del coeficiente de correlación y del RMSE entre los tres modelos, se concluye que el mejor ajuste es obtenido con un esfuerzo máximo disponible de 150 MPa (Figura 6.5), lo que difiere de los resultados obtenidos por Pardo *et al.* (2002), que estiman a través del análisis de datos GPS, un valor cercano a los 250 MPa para este parámetro dentro del área de estudio. Lo anterior debido a que ambos estimadores, evalúan las

similitudes que existen entre los dos modelos en cuestión, donde para el caso del coeficiente de correlación, son los valores cercanos a 1 los que representan una mayor correlación entre ambas poblaciones de puntos, mientras que para el caso del RMSE, mientras más cercano a 0 sea el valor, menor error habrá entre ambos modelos.

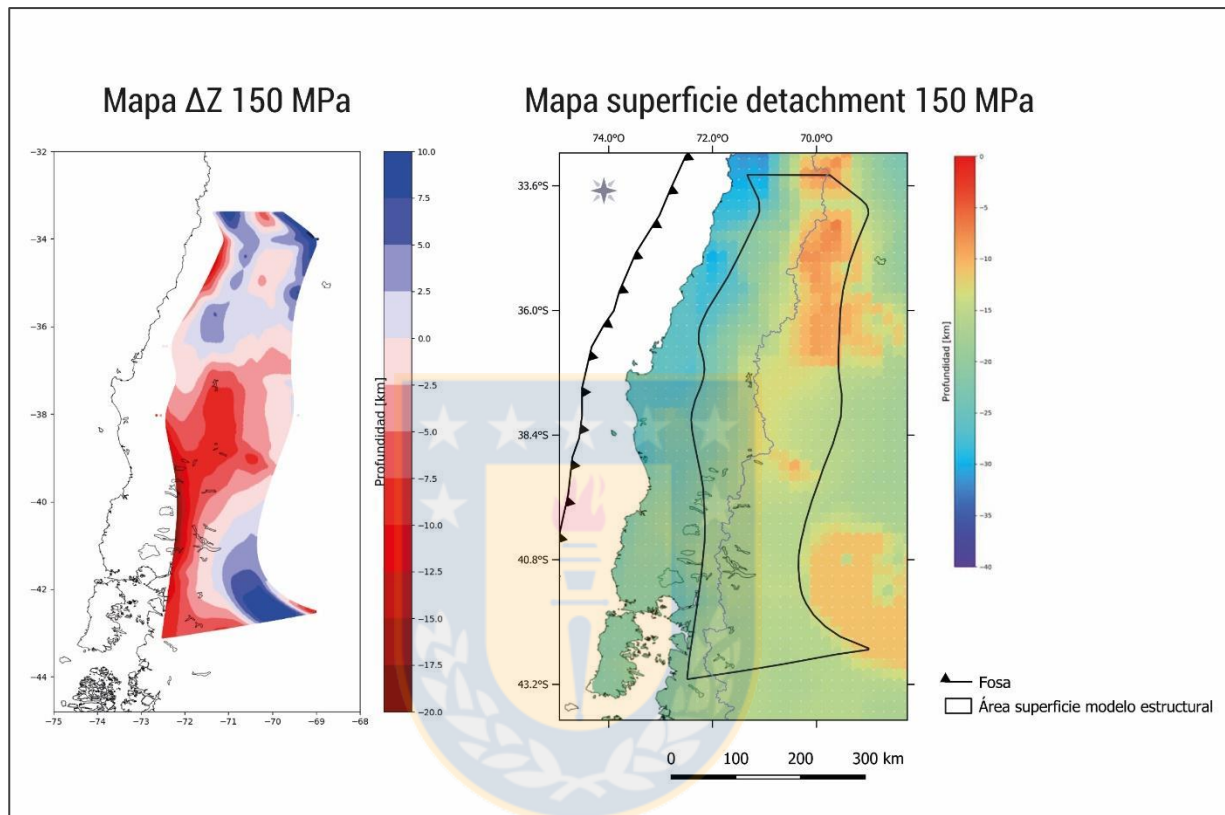


Figura 6.5: Mapas de la superficie de *detachment* y ΔZ para el caso de mejor ajuste (150 MPa).

En definitiva, resulta claro que la utilización de modelos termo-mecánicos para el ajuste de las superficies de *detachment* en secciones estructurales balanceadas será válido, siempre y cuando las características reológicas utilizadas al momento de calcular el régimen mecánico del área en cuestión sean representativas de la composición de las rocas en superficie. De lo contrario, es necesario aislar regiones problemáticas y modelar una matriz cuya resistencia a la deformación permanente incorpore las características reológicas particulares de esa zona. Además, el régimen termo-mecánico es capaz de describir las variaciones en la distribución de la deformación a lo largo de los Andes del Sur, puesto que reproduce una serie de rasgos regionales que han sido descritos previamente por otros autores (Rojas Vera *et al.*, 2014; Orts *et al.*, 2012; Mescua *et al.*, 2014, etc.), que se ajustan bien a la geometría que este mega despegue adopta cuando es modelado

a partir de este régimen, lo que es respaldado por un valor razonable en el coeficiente de correlación, en el valor de ΔZ y en la magnitud del RMSE.

Finalmente, la superficie de *detachment* se ajusta bien a la distribución de las diferentes provincias estructurales a lo largo de los Andes del Sur (Figura 6.6), siendo capaz de reproducir la geometría esperada en función al estilo estructural dentro de estas regiones y a la composición de las rocas que las constituyen. Lo anterior ocurre puesto que aquellas morfoestructuras con un estilo de fajas corridas y plegadas y cuyas unidades son en su mayoría secuencias sedimentarias mesozoicas que rellenan una serie de cuencas de la misma edad, las que posteriormente son invertidas durante el Mioceno (Figura 5.3), se disponen en áreas donde el valor de ΔZ tiende a ser más bajo (Figura 6.5). Esto sugiere que aquellas regiones donde la ICD es más profunda (Figura 6.9), al ser más caliente, debido a que el valor de γ es mayor (ecuación 11), generará superficies de *detachment* más someras y que debido a la ocurrencia de las rocas antes mencionadas, reproducen bien el estilo estructural de fajas corridas y plegadas. Por otro lado, ciertas provincias cuyo comportamiento estructural es particular, como lo es la Fosa de Loncopué (entre los 37° y 39° S), y que es conformada por rocas con una composición poco diferenciada (Varekamp *et al.*, 2010), se disponen en regiones donde este nivel intracortical alcanza sus mayores profundidades, puesto que la ICD es mucho más profunda respecto al caso anterior (Figura 6.9), la misma situación composicional ocurre con el SFLO (Figura 6.5).

6.3. ROL DE LOS PARÁMETROS TERMALES EN EL RÉGIMEN TERMAL Y EN LA SUPERFICIE DE *DETACHMENT*.

Para evaluar la sensibilidad del modelo termo-mecánico frente a la variación de alguno de los parámetros en el modelo termal de Tassara (*in prep.*), se han estimado dos casos adicionales (Figuras 6.7 y 6.8) considerando diferentes valores de producción de calor radiogénico, que de acuerdo con la ecuación (11), es el parámetro que más influencia debiese tener al estimar la superficie de *detachment*.

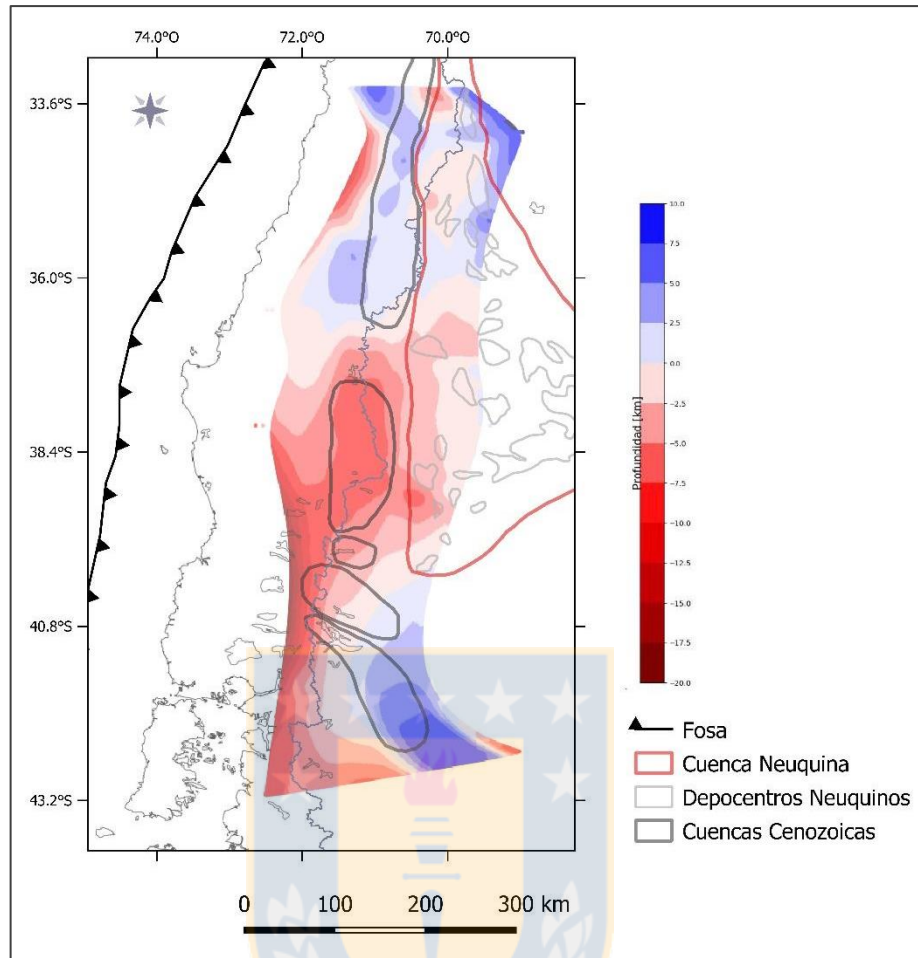


Figura 6.6: Mapa con los valores de ΔZ para el caso de 150 MPa. Además, se encuentran representadas las cuencas mesozoicas y cenozoicas a lo largo de los Andes del Sur.

Como se muestra en la Figura 6.7, cuando la producción de calor radiogénico es más baja, es decir, cuando la corteza genera menos calor que lo estimado en el subcapítulo anterior ($2,5 \text{ W/m}^3$), la influencia de la ICD decrece, puesto que el decaimiento radiogénico en el modelo termal depende de ella y por lo tanto el régimen termal es mucho más frío, generando una superficie de *detachment* de mayor profundidad. Lo anterior produce un menor ajuste en zonas donde el modelo termo-mecánico presenta bajos valores de ΔZ con un $H = 2,5 \text{ W/m}^3$, que coinciden con regiones donde la superficie de *detachment* es más somera, en comparación con áreas donde este nivel intracortical adquiere mayor profundidad, puesto que en estos casos el ajuste mejora. En otras palabras, una corteza superior más fría, también puede reproducir ciertos comportamientos anómalos que ocurran en un área determinada, como lo es el segmento entre los 37° y 39° S .

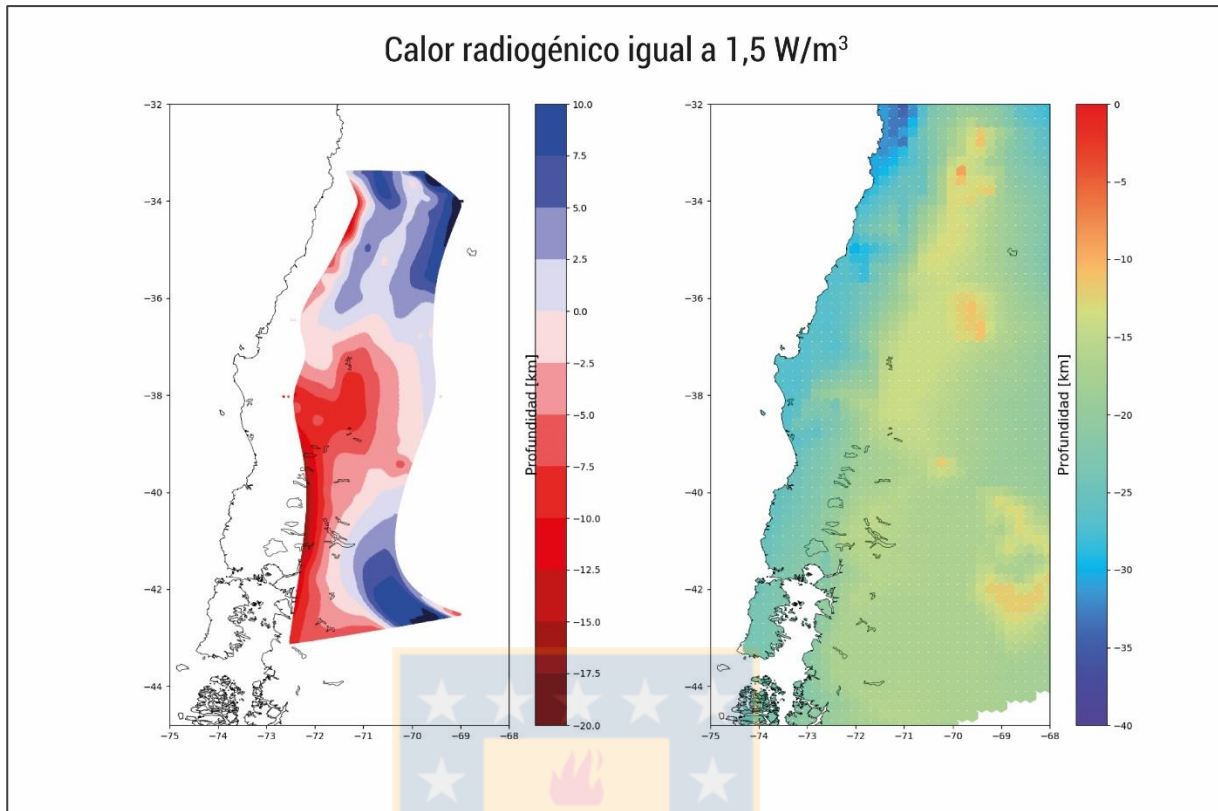


Figura 6.7: Mapas de ΔZ y de profundidad para la superficie de detachment considerando una producción de calor radiogénico de $3,5 \text{ W/m}^3$.

Por otro lado, la Figura 6.8 muestra el caso de una corteza superior con mayor producción de calor radiogénico ($3,5 \text{ W/m}^3$) que el caso de mejor ajuste en el capítulo anterior. En ella se observa que las zonas con bajo ΔZ , considerando un $H = 2,5 \text{ W/m}^3$, presentan un menor error, es decir, el modelo termo-mecánico en este caso reproduce de mejor forma la geometría que adquiere el *detachment* en la mayor parte de fajas corridas y plegadas a lo largo de los Andes del Sur. Sin embargo, para aquellas regiones donde el ΔZ es mayor y además esta superficie es más profunda, como es el caso del segmento entre los 37° y 39° S , tienen un mayor error y por lo tanto el régimen termo-mecánico no es capaz de reproducir la geometría de esta estructura puesto que el modelo termal es muy caliente, por lo tanto, su geometría estará sobreestimada.

Ahora bien, es relevante notar que los rasgos generales de la superficie de *detachment* a lo largo de los Andes del Sur, no cambian con la variabilidad de los parámetros termal, por lo tanto, el control de estas características no está directamente ligado al régimen termal, si no que este último sólo regula la magnitud de sus expresiones en la deformación superficial. En otras palabras,

que tan profunda o somera se encontrará la superficie de *detachment*, en función al valor de la temperatura bajo un punto (longitud, latitud) dado. Ahora bien, otro punto importante a destacar es que la producción de calor radiogénico a lo largo de los Andes del Sur no es homogénea, por esta razón, hay mejor o peor ajuste en determinadas zonas dado un mayor o menor valor de calor radiogénico. En este sentido, al igual que para la composición de las rocas en la litósfera, es necesario incorporar las variaciones laterales que pueda tener este parámetro termal, para obtener un modelo termo-mecánico que sea capaz de reproducir eficazmente la geometría de la superficie de *detachment* dentro de un área determinada.

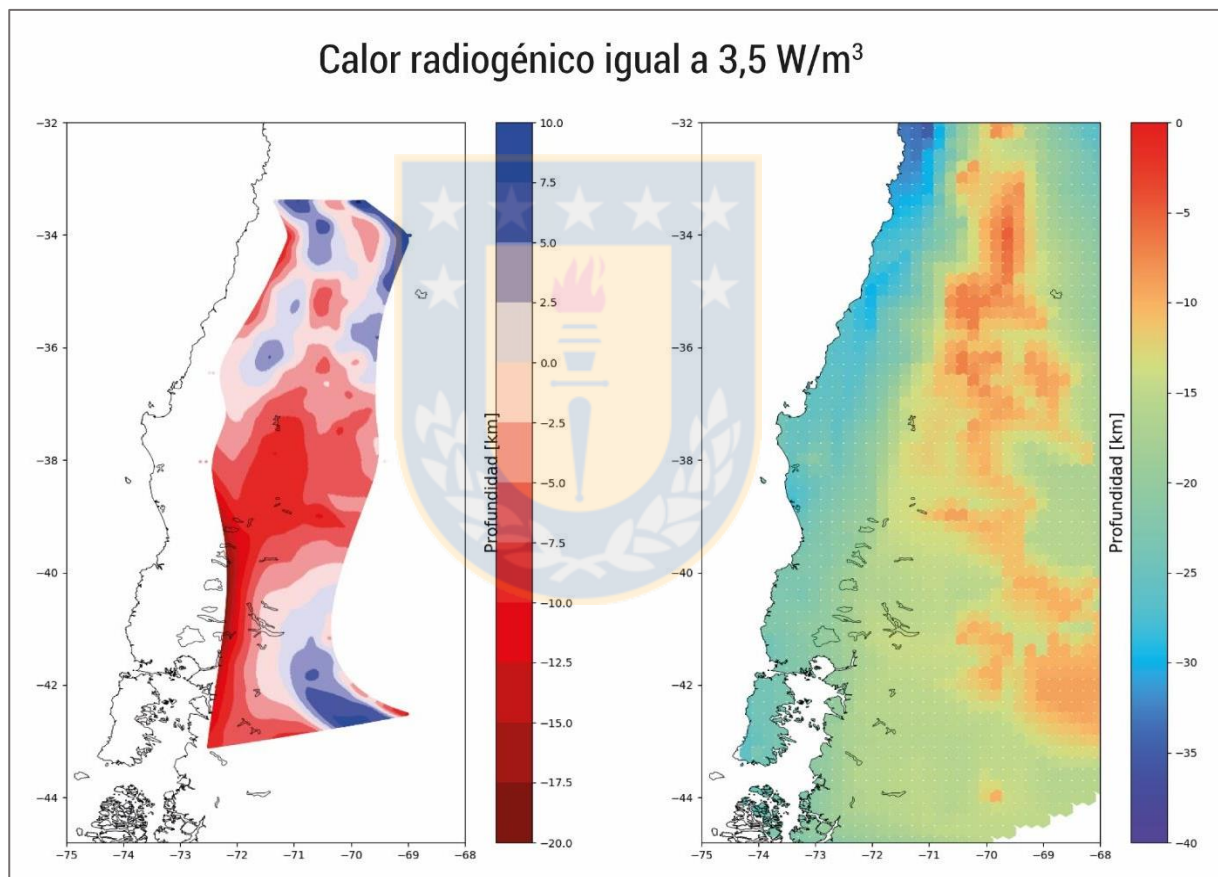


Figura 6.8: Mapas de ΔZ y de profundidad para la superficie de *detachment* considerando una producción de calor radiogénico de 3,5 W/m³.

6.4. SEGMENTACIÓN DE SEGUNDO ORDEN EN LOS ANDES DEL SUR.

Tras analizar y discutir los resultados anteriores respecto al ajuste del modelo termo-mecánico y cómo, pese a la variabilidad de los parámetros que involucran el cálculo de dicho

modelo, se mantienen ciertos rasgos regionales a lo largo de los Andes del Sur, es claro notar que existe una segmentación en el comportamiento y ubicación de la deformación superficial a lo largo de la cordillera, el que cómo se observa en las Figuras 6.9 y 6.10, también se ve reflejado tanto en la geometría de los diferentes límites litosféricos (ICD, moho y LAB), como en las variaciones en la topografía. En este sentido, el segmento entre los 37° y 40° S es crítico para analizar el por qué ocurren las diferencias anteriores, puesto que tanto en el modelo estructural como en el termomecánico, representa una transición entre la distribución de la deformación al norte del área de estudio (entre los 33° a 37° S), la que se concentra mayoritariamente a lo largo de la Cordillera Principal y de la Cuenca Neuquina (Figura 5.18), respecto del comportamiento en el sur (entre los 40° y 43° S), donde el frente de deformación se encuentra restringido al trasarco y antepaís de la Cordillera Norpatagónica, hacia la Precordillera y las cuencas del Río Chubut y Cañadón Asfalto (Figura 5.18).

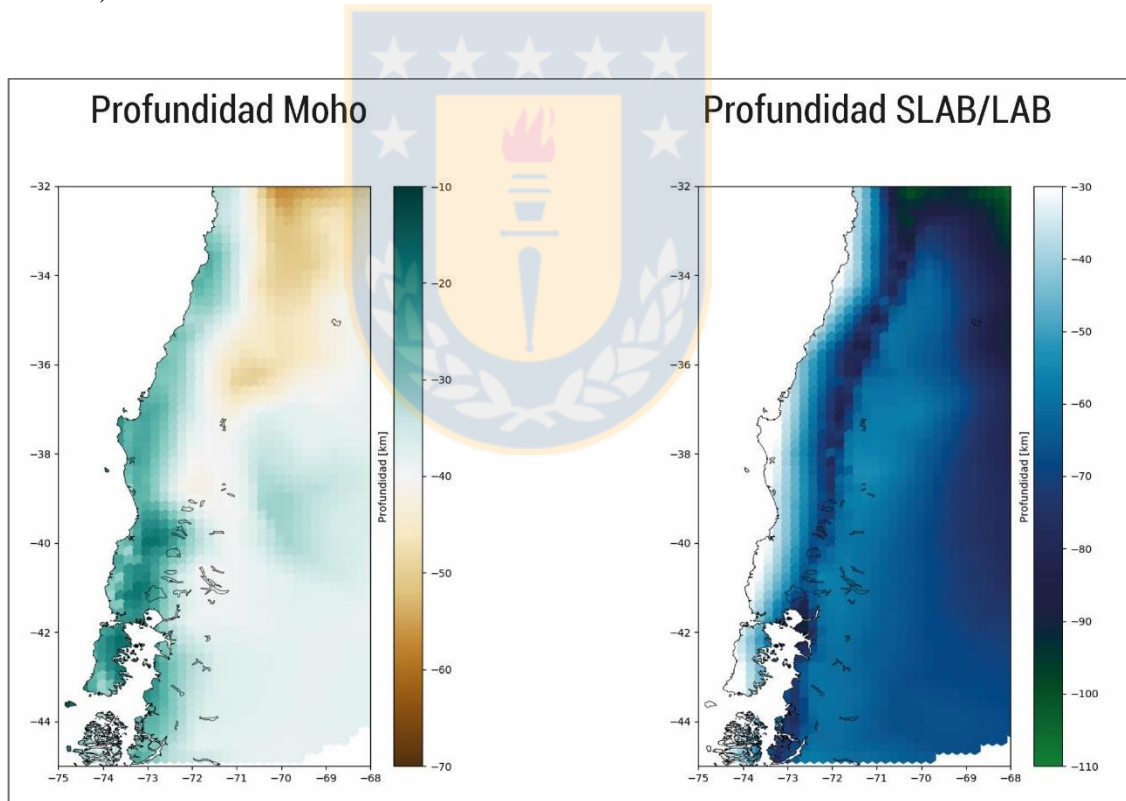


Figura 6.9: Mapas de profundidad para el moho y el LAB. Ambas geometrías han sido obtenidas del modelo de densidades de Tassara & Echaurren (2012).

Ahora bien, diversos autores se han encargado de explicar este comportamiento transicional a lo largo de los Andes del Sur. Uno de ellos es Rojas Vera *et al.* (2014), quien propone que la expansión del arco volcánico durante el Neógeno generó el contraste que se observa en la

deformación compresiva a lo largo del orógeno andino dentro del área de estudio, remarcando que, hacia el norte, las rocas miocenas relacionadas al arco volcánico cubren toda la zona de trasarco, mientras que, en el sur, sólo se restringen a la divisoria de aguas continental. Lo anterior, según el mismo autor, dio paso a que el acortamiento cortical durante esa edad generase diferentes estructuras y morfologías a lo largo del rumbo en este segmento de los Andes. No obstante, también atribuye cierto rol a estructuras heredadas del ciclo pre andino, que probablemente influyeron en el estilo de la deformación que se observa en este segmento actualmente.

Por otra parte, resulta claro el efecto que tiene el SFLO en restringir la deformación al sur de los 38° S, donde, además, el acortamiento cortical disminuye notablemente respecto de lo que ocurre al norte de los Andes del Sur (Horton *et al.*, 2018). En este sentido, la última expresión de deformación compresiva a lo largo de la cordillera propiamente tal es la GFCP (Rojas Vera *et al.*, 2014), puesto que, hacia el sur, el desarrollo de este estilo estructural sólo ocurre hacia el trasarco y antepaís (Orts *et al.*, 2012; Echaurren *et al.*, 2016).

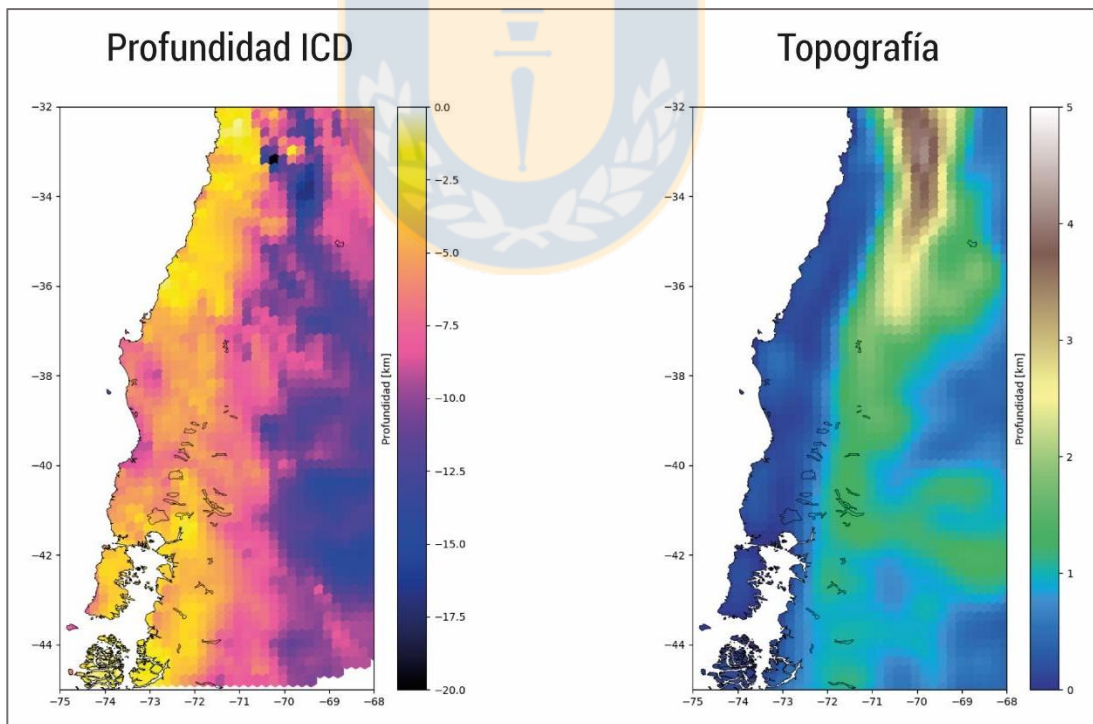


Figura 6.10: Mapas de la topografía y profundidad de la ICD obtenidas del modelo de densidades de Tassara & Echaurren (2012).

En función a lo anterior, si bien es cierto la compresión desde el Neógeno hasta hoy no ha sido homogénea a lo largo de este segmento de cordillera (Figura 5.3), lo que pudiese generar una diferenciación en la deformación, es la herencia de las estructuras pre andinas de orientación principalmente NNW-NW, la que finalmente limita el desarrollo de ciertas provincias estructurales en esta porción de Los Andes (Rojas Vera *et al.*, 2014; Orts *et al.*, 2015). Más aún, como se observa en las Figuras 6.9 y 6.10, tanto el moho como la topografía, manifiestan el contraste dado por estas estructuras, dando paso a una relación directa entre profundidad y elevación entre ambos, la que está ligada a la presencia de estructuras preexistentes en la corteza y a su evolución tectónica a través del tiempo (Mescua *et al.*, 2014).

En este sentido, no sólo la herencia pre andina queda registrada en las características estructurales de la corteza, sino que además es observable en el desarrollo de potentes secuencias sedimentarias que rellenan cuencas tanto mesozoicas como cenozoicas y que son la razón del desarrollo de todas las fajas corridas y plegadas a lo largo de los Andes del Sur, puesto que su distribución está sujeta a la presencia de los rasgos estructurales pre andinos, siendo las cuencas de la Figura 6.6 claros ejemplos de lo anterior. Ahora bien, como se discutió anteriormente, el régimen termo-mecánico es capaz de reproducir los rasgos más importantes de esta porción de Los Andes, como lo son todos los sistemas de fajas corridas y plegadas, y los rasgos particulares generados tanto por la influencia del SFLO hacia la Cordillera Norpatagónica (Cembrano & Lara, 2009), como por la dinámica del SLAB hacia la Fosa de Loncopué (Rojas Vera *et al.*, 2014; Sagripanti *et al.*, 2017), por lo tanto, resulta claro que las características termales y mecánicas que controlan el estilo de la deformación actual en este segmento de Los Andes, son la manifestación de una historia tanto andina como pre andina, que finalmente ejerce el mayor control en la segmentación que se observa a lo largo de los Andes del Sur, puesto que la deformación se ha distribuido en función a estas zonas de debilidad intracortical. Lo anterior, sin dejar de lado los procesos tectónicos que se puedan estar desarrollando actualmente, como, por ejemplo, la influencia del ciclo sísmico de subducción en el desarrollo de la actual extensión observable entre los 37° y 39° S (García *in prep.*).

Finalmente, se pueden definir tres segmentos importantes en esta zona de estudio (Figura 6.11): el primero (A) entre los 33° y 37° S, caracterizado por un mayor acortamiento cortical

(Horton *et al.*, 2018) y un amplio desarrollo de la deformación, tanto en la Cordillera Principal como en la Cuenca Neuquina; el segundo (B) entre los 37° y 39° S, marcado por eventos extensivos tanto miocenos como pliocenos (Folguera *et al.*, 2010; Rojas Vera *et al.*, 2014; Horton *et al.*, 2018), que dan paso al desarrollo de cuencas al interior del orógeno, como lo es la Fosa de Loncopué, y que actúan como transición entre el comportamiento al norte y al sur de los Andes del Sur; y un tercero (C), entre los 39°S y 45°S, que si bien es cierto mantiene una historia geológica similar con el segmento más septentrional respecto a la inversión de cuencas mesozoicas y cenozoicas, también experimenta un amplio desarrollo de volcanismo extensional relacionado a la Cuenca del Ñirihuau (Bechis *et al.*, 2014) y además está influido por la dinámica del SFLO, generando un menor acortamiento cortical en estas latitudes (Horton *et al.*, 2018).

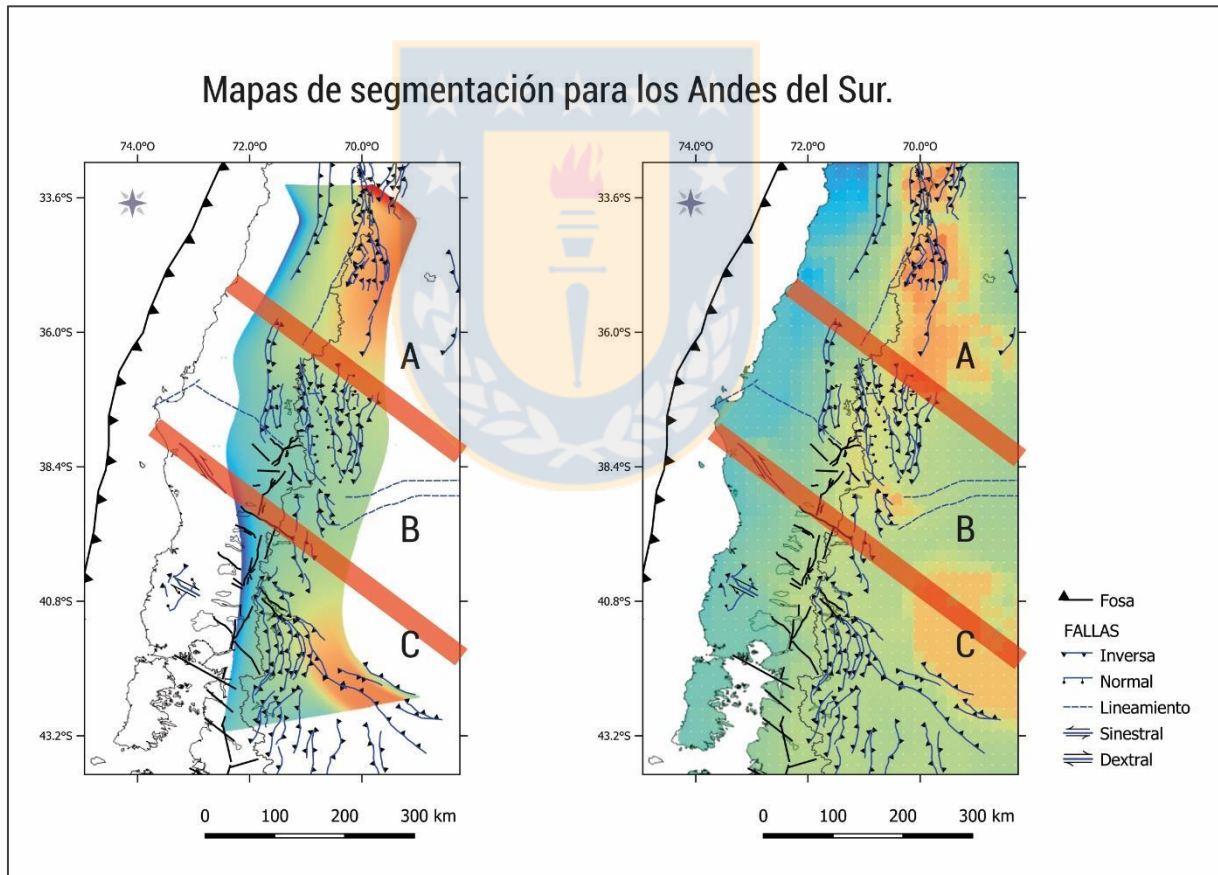


Figura 6.11: Mapa de segmentación de los Andes del Sur. En las áreas rectangulares de color rojo se marcan los límites de los segmentos A, B y C.

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

- i. El régimen termal no incide de forma directa en la geometría de la superficie de *detachment* en una provincia en particular, sino que, como resultado del modelamiento termal, acentúa o atenúa el comportamiento de esta estructura en función al aumento o descenso de la temperatura respectivamente, manteniendo ciertos rasgos de carácter regional que vienen dados por una historia geológica particular, manifestada en las variaciones composicionales y estructurales de la litósfera. Los parámetros cinemáticos representados en la magnitud de $\sigma_{\text{máx}}$ tienden a cumplir el mismo rol.
- ii. El régimen mecánico, a diferencia del caso anterior, tiene un fuerte control en el estilo de la deformación dentro de una provincia estructural particular, debido a que, en ocasiones, se genera un fuerte contraste en la resistencia a la deformación de las rocas en cuestión. Un claro ejemplo de lo anterior es el comportamiento particular que toma la superficie de *detachment* a la altura de la Fosa de Loncopué, al ser modelada con rocas que se asemejan a los basaltos que rellenan dicha depresión, o el buen ajuste del modelo termo-mecánico en regiones de fajas corridas y plegadas de piel delgada, donde hay un dominio de la cobertura por sobre un basamento cristalino.
- iii. De acuerdo con lo anterior, la utilización de modelos termo-mecánicos para ajustar superficies de *detachment* será válida, siempre y cuando las características reológicas y termales de la litósfera representen lo más cercano posible las condiciones a las que las diferentes rocas se encuentran en la naturaleza. En este sentido, provincias con comportamientos particulares, considerando el régimen tectónico prevalente en dicha región, como es el caso de la Fosa de Loncopué, que corresponde a una zona extensional inmersa en un contexto compresivo, será mejor tratarlas de forma aislada, puesto que el ajuste final puede resultar sobrestimado o subestimado, dependiendo del modelo reológico y termal empleado. Por esta razón, se recomienda utilizar métodos que incorporen las variaciones laterales tanto en la composición como en los parámetros termales de las rocas dentro del área de interés.
- iv. Debido a que la segmentación a lo largo de los Andes del Sur es respuesta a la herencia de los rasgos estructurales generados en el ciclo pre andino, y a que el régimen termo-mecánico es capaz de reproducir las características estructurales más importantes de la

superficie de *detachment* dentro del área de estudio, resulta claro que el estilo en la deformación de las diversas provincias estructurales que constituyen el sistema cordillerano, depende también de los rasgos heredados del ciclo pre andino, que se manifiestan directamente en el régimen termo-mecánico que presenta la litósfera en la actualidad.



8. REFERENCIAS.

ALLMENDINGER, R. W. & GUBBELS, T. 1996. Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia. *Tectonophysics*. No. 1-3, Vol. **259**: 1-13.

ALLMENDINGER, R. W. & JUDGE, P. 2013. Stratigraphic uncertainty and errors in shortening from balanced sections in the North American Cordillera. *GSA Bulletin*. No. 9-10, Vol. **125**: 1569-1579.

ALLMENDINGER, R. W. & ZAPATA, T. R. 2000. The footwall ramp of the Subandean decollement, northernmost Argentina, from extended correlation of seismic reflection data. *Tectonophysics*. No. 1, Vol. **321**: 37-55.

ALLMENDINGER, R. W., ZAPATA, T., MANCEDA, R., & DZELALIJA, F. 2004. Trishear Kinematic Modeling of Structures, with Examples from the Neuquén Basin, Argentina. Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir 82. K. R. McClay: 356-371 pp.

ALLMENDINGER, R. W., FIGUEROA, D., SNYDER, D., BEER, J., MPODOZIS, C., & ISACKS, B. L. 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30 S latitude. *Tectonics*. No. 4, Vol. **9**: 789-809.

ALLMENDINGER, R. W., JORDAN, T. E., KAY, S. M., & ISACKS, B. L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual review of earth and planetary sciences*. No. 1, Vol. **25**: 139-174.

ANSEMI, G., PANZA, J. L., CORTÉS, J. M., RAGONA, D., & GENINI, A. 2000. Hoja Geológica 4569-II El Sombrero. *Servicio Geológico de Minería. Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín*. Vol. **271**: 92.

ARAGÓN, E., D'ERAMO, F., CASTRO, A., PINOTTI, L., BRUNELLI, D., RABBIA, O., & CAVAROZZI, C. E. 2011. Tectono-magmatic response to major convergence changes in the

North Patagonian suprasubduction system; the Paleogene subduction–transcurrent plate margin transition. *Tectonophysics*. No. 3-4, Vol. **509**:218-237.

ARAGÓN, E., PINOTTI, L., FERNANDO, D., CASTRO, A., RABBIA, O., CONIGLIO, J., & 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*. No. 4, Vol. **4**: 377-388.

ARANEDA, M., AVENDAÑO, M., & MERLO, C. 2000. Modelo gravimétrico de la Cuenca de Santiago, etapa III final. *Congreso Geológico Chileno*. No. 9: 404-408.

ARMIJO, R., RAULD, R., THIELE, R., VARGAS, G., CAMPOS, J., LACASSIN, R., & KAUSEL, E. 2010. The West Andean thrust, the San Ramon fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*. No. 2, Vol. **9**.

BECERRA, J., CONTRERAS-REYES, E., & ARRIAGADA, C. 2013. Seismic structure and tectonics of the southern Arauco Basin, south-central Chile (~ 38 S). *Tectonophysics*. Vol. **592**: 53-66.

BECHIS, F., & CRISTALLINI, E. O. 2006. Inflexiones en estructuras del sector norte de la faja plegada y corrida de Ñirihuau, provincia de Río Negro. *Rev Asoc Geol Argentina, Publicación Especial*. Vol. **6**: 18-25.

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. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **52**: 72-93.

BIRD, P. 1991. Lateral extrusion of lower crust from under high topography in the isostatic limit. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. No. B6, Vol. 96: 10275-10286.

BRUN, J. P., SOKOUTIS, D., & VAN DEN DRIESSCHE, J. 1994. Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes. *Geology*. No. 4, Vol. **22**: 319-322.

BURCHFIEL, B. C., QUIDONG, D., MOLNAR, P., ROYDEN, L., YIPENG, W., PEIZHEN, Z., & WEIQI, Z. 1989. Intracrustal detachment within zones of continental deformation. *Geology*. No. 8, Vol. **17**: 748-752.

BURD, A. I., BOOKER, J. R., MACKIE, R., FAVETTO, A., & POMPOSIELLO, M. C. 2014. Three-dimensional electrical conductivity in the mantle beneath the Payún Matrú Volcanic Field in the Andean backarc of Argentina near 36.5 S: Evidence for decapitation of a mantle plume by resurgent upper mantle shear during SLAB steepening. *Geophysical Journal International*. No. 2, Vol. **198**: 812-827.

BURNS, W. M. 2002. Tectonics of the Southern Andes from stratigraphic, thermochronologic, and geochemical perspectives.

BUROV, E. B., & DIAMENT, M. (1995). The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: what does it really mean?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. No. B3, Vol. **100**: 3905-3927.

BYERLEE, J. 1978. Friction of rocks. *Rock friction and earthquake prediction*: 615-626. Birkhäuser, Basel.

CEGARRA, M. I., & RAMOS, V. A. 1996. La faja plegada y corrida del Aconcagua. *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza, (Ramos, VA)*: 387-422.

CEMBRANO, J., & HERVE, F. 1993. The Liquine Ofqui Fault Zone: A major Cenozoic strike slip duplex in the southern Andes. *ORSTOM*: 175-178.

CEMBRANO, J., & LARA, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*. No. 1-2, Vol. **471**: 96-113.

CEMBRANO, J., HERVÉ, F., & LAVENU, A. 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*. No. 1-3, Vol. **259**: 55-66.

CEMBRANO, J., SCHERMER, E., LAVENU, A., & SANHUEZA, A. 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe–Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*. No. 2, Vol **319**: 129-149.

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*. No. 3-4. Vol **354**: 289-314.

CHARRIER, R., LINARES, E., NIEMEYER, H., & SKARMETA, J. 1979. K-Ar ages of basalt flows of the Meseta Buenos Aires in southern Chile and their relation to the southeast Pacific triple junction. *Geology*: No. 9, Vol. **7**: 436-439.

CHARRIER, R., BAEZA, O., ELGUETA, S., FLYNN, J. J., GANS, P., KAY, S. M., & ZURITA, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-SLAB segment, southern Central Andes, Chile (33–36 SL). *Journal of South American Earth Sciences*. No. 1, Vol. **15**: 117-139.

CHARRIER, R., BUSTAMANTE, M., COMTE, D., ELGUETA, S., FLYNN, J. J., ITURRA, N., & WYSS, A. R. (2005). The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*. No. 1-2, Vol. **236**: 43-77.

CHARRIER, R., PINTO, L., & RODRÍGUEZ, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The geology of Chile*. Geological Society of London: 94 pp. London.

CHEN, W. P., & MOLNAR, P. 1983. Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. No. B5, Vol. **88**: 4183-4214.

COBBOLD, P. R., ROSSELLO, E. A., ROPERCH, P., ARRIAGADA, C., GÓMEZ, L. A., & LIMA, C. 2007. Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America. *Geological Society, London, Special Publications*. No. 1, Vol. **272**: 321-343.

COBLENTZ, D. D., & RICHARDSON, R. M. 1996. Analysis of the South American intraplate stress field. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. No. B4, Vol. **101**: 8643-8657.

CONTINANZIA, J., MANCEDA, R., COVELLONE, G. M., & GAVARRINO, A. S. 2011. Cuencas de Rawson y Valdés: Síntesis del Conocimiento Exploratorio—Visión actual. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio Cuencas Argentinas Visión Actual: 47-64. Mar de La Plata, Buenos Aires.

COOK, F. A., & VARSEK, J. L. 1994. Orogen-scale decollements. *Reviews of Geophysics*. No. 1, Vol. **32**: 37-60.

CRISTALLINI, E. O., & RAMOS, V. A. 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32 SL). *Tectonophysics*. No. 3-4, Vol. **317**: 205-235.

CUCCHI, R., & LEANZA, H. 2005. Hoja geológica 3972-IV, Junín de los Andes, provincia del Neuquén. SEGEMAR. *Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina*, escala, 1:250.000.

CÚNEO, R., RAMEZANI, J., SCASSO, R., POL, D., ESCAPA, I., ZAVATTIERI, A. M., & BOWRING, S. A. 2013. High-precision U–Pb geochronology and a new chronostratigraphy for the Cañadón Asfalto Basin, Chubut, central Patagonia: Implications for terrestrial faunal and floral evolution in Jurassic. *Gondwana Research*. No. 3-4, Vol. **24**: 1267-1275.

D'ELIA, L., MURAVCHIK, M., FRANZESE, J. R., & BILMES, A. 2012. Volcanismo de sin-rift de la Cuenca Neuquina, Argentina: relación con la evolución Triásico Tardía-Jurásico Temprano del margen Andino. *Andean geology*. No. 1, Vol. **39**: 106-132.

DAHLSTROM, C. D. A. 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*. No. 4, Vol. **6**: 743-757.

DE IGNACIO, C., LÓPEZ, I., OYARZUN, R., & MÁRQUEZ, A. 2001. The northern Patagonia Somuncura plateau basalts: a product of SLAB-induced, shallow asthenospheric upwelling?. *Terra Nova*. No. 2, Vol. **13**: 117-121.

DUHART, P., & ADRIASOLA, A. C. 2008. New time-constraints on provenance, metamorphism and exhumation of the Bahía Mansa Metamorphic Complex on the Main Chiloé Island, south-central Chile. *Andean Geology*. No. 1, Vol. **35**.

ECHAURREN, A., FOLGUERA, A., GIANNI, G., ORTS, D., TASSARA, A., ENCINAS, A., & VALENCIA, V. 2016. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41–44 S) through recognition of syntectonic strata. *Tectonophysics*. Vol. **677**: 99-114.

EGAN, S. S., BUDDIN, T. S., KANE, S. J., & WILLIAMS, G. D. 1997. Three-dimensional modelling and visualisation in structural geology: new techniques for the restoration and balancing of volumes. Proceedings of the 1996 Geoscience Information Group Conference on Geological Visualisation. *Electronic Geology Special Volume*. Vol. **1**: 67-82.

EGAN, S. S., KANE, S., BUDDIN, T. S., WILLIAMS, G. D., & HODGETTS, D. 1999. Computer modelling and visualisation of the structural deformation caused by movement along geological faults. *Computers & Geosciences*. No. 3, Vol. **25**: 283-297.

ELLIOTT, D. (1983). The construction of balanced cross-sections. *Journal of structural geology*. Vol. **5**: 101-101.

ENCINAS, A., LE ROUX, J. P., BUATOIS, L. A., NIELSEN, S. N., FINGER, K. L., FOURTANIER, E., & LAVENU, A. 2006. Nuevo esquema estratigráfico para los depósitos

marinos mio-pliocenos del área de Navidad (33°00'-34°30'S), Chile central. *Revista geológica de Chile*. No.2, Vol. **33**: 221-246.

ENGLAND, P., & WILKINS, C. 2004. A simple analytical approximation to the temperature structure in subduction zones. *Geophysical Journal International*. No. 3, Vol. **159**: 1138-1154.

ERSLEV, E. A. 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology*. No. 6, Vol. **19**: 617-620.

FARÍAS, M., CHARRIER, R., CARRETIER, S., MARTINOD, J., FOCK, A., CAMPBELL, D., & COMTE, D. (2008). Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33–35 S). *Tectonics*. No. 1, Vol. **27**.

FARÍAS, M., COMTE, D., CHARRIER, R., MARTINOD, J., DAVID, C., TASSARA, A., & FOCK, A. 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*. No. 3, Vol. **29**.

FIGARI, E. G., & COURTADE, S. F. 1993. Evolución tectosedimentaria de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 66-77.

FIGARI, EDUARDO G. 2005. Evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto (Zona del valle medio del río Chubut). Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires (inédito): 177 pp.

FOCK, A., CHARRIER, R., FARÍAS, M., & MUÑOZ, M. 2006. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33-34 S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial*. Vol. **6**: 48-55.

FOLGUERA, A., ZAPATA, T., & RAMOS, V. A. 2006. Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes. *Special papers-geological society of america*. Vol. **407**: 267.

FOLGUERA, A., RAMOS, V. A., ZAPATA, T., SPAGNUOLO, M., & MIRANDA, F. 2005. Pliocene to Quaternary retro-arc extension in the Andes at 35–37 30' S. 6th International

Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2002): 277-280. Univ. de Barcelona, Inst. Geol. y Minero de España.

FOLGUERA, A., VERA, E. R., BOTTESI, G., VALCARCE, G. Z., & RAMOS, V. A. 2010. The Loncopué Trough: A Cenozoic basin produced by extension in the southern Central Andes. *Journal of Geodynamics*. No. 5, Vol. **49**: 287-295.

FORTUNATTI, N., & DIMIERI, L. 2002. Zonación estructural entre los arroyos Blanco y Malo en el área del río Atuel, Mendoza, Argentina. 15 Cong. Geol. Argentino. Actas 3: 206-213.

FRANZESE, J. R., & SPALLETTI, L. A. 2001. Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*. No. 3, Vol. **14**: 257-270.

FRANZESE, J. R., D'ELIA, L., BILMES, A., MURAVCHIK, M., & HERNÁNDEZ, M. 2011. Superposición de cuencas extensionales y contraccionales oligo-miocenas en el retroarco andino norpatagónico: la Cuenca de Aluminé, Neuquén, Argentina. *Andean geology*. No. 2, Vol. **38**: 319-334.

GARCIA MORABITO, E., & FOLGUERA, A. 2005. El alto de Copahue-Pino Hachado y la fosa de Loncopué: un comportamiento tectónico episódico, Andes neuquinos (37°-39°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. No. 4, Vol. **60**: 742-761.

GIACOSA, R. E., AFONSO, J. C., HEREDIA, N., & 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*. No. 3, Vol. **20**: 157-170.

GIACOSA, R., HEREDIA, N., CÉSARI, O., ZUBIA, M., GONZÁLEZ, R., & FAROUX, A. 2001. Descripción geológica de la Hoja 4172-IV, San Carlos de Bariloche, Provincias de Río Negro y Neuquén. *Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín*. Vol. **279**: 61.

GIACOSA, R., ZUBIA, M., SÁNCHEZ, M., & ALLARD, J. 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: Structural evolution and implications for Au–Ag veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*. No. 3-4, Vol. **30**: 134-150.

GIAMBIAGI, L. & MESCUA, J. 2017. Modelos Cinemáticos. Curso de Geología Estructural Avanzada. Universidad de San Juan, Argentina.

GIAMBIAGI, L. B., & RAMOS, V. A. 2002. Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33 30'–33 45' S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. No. 1, Vol. **15**: 101-116.

GIAMBIAGI, L. B., RAMOS, V. A., GODOY, E., ALVAREZ, P. P., & ORTS, S. 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33 and 34 south latitude. *Tectonics*. No. 4, Vol. **22**.

GIAMBIAGI, L. B., ALVAREZ, P. P., GODOY, E., & RAMOS, V. A. 2003. The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics*. No. 1-2, Vol. **369**: 1-19.

GIAMBIAGI, L., TASSARA, A., MESCUA, J., TUNIK, M., ALVAREZ, P. P., GODOY, E., & TAPIA, F. 2015. Evolution of shallow and deep structures along the Maipo–Tunuyán transect (33 40' S): from the Pacific coast to the Andean foreland. *Geological Society, London, Special Publications*. No. 1, Vol. **399**: 63-82.

GIAMBIAGI, L., BECHIS, F., LANÉS, S., TUNIK, M., GARCÍA, V., SURIANO, J., & MESCUA, J. 2008. Formación y evolución triásico-jurásica del depocentro Atuel, Cuenca Neuquina, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. No. 4, Vol. **63**: 520-533.

GIAMBIAGI, L., TUNIK, M., BARREDO, S., BECHIS, F., GHIGLIONE, M., ALVAREZ, P., & DROSINA, M. 2009. Cinemática de apertura del sector norte de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. No. 2, Vol. **65**: 278-292.

GIANNI, G., NAVARRETE, C., ORTS, D., TOBAL, J., FOLGUERA, A., & GIMÉNEZ, M. 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics*. Vol. **649**: 81-99.

GLODNY, J., ECHTLER, H., COLLAO, S., ARDILES, M., BURÓN, P., & FIGUEROA, O. 2008. Differential late paleozoic active margin evolution in south-central Chile (37 s–40 s)—the Lanahue fault zone. *Journal of South American Earth Sciences*. No. 4, Vol. **26**: 397-411.

GODOY, E., YÁÑEZ, G., & VERA, E. 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*. No. 2, Vol. **306**: 217-236.

GONZÁLEZ, E., 1989. Hydrocarbon resources in the coastal zone of Chile. En: Ericksen, G., et al. (Ed.), *Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Circumpac. *Counc. for Energy and Miner. Resour, Houston, Tex*: 383–404.

HARDY, S. Y FORD, M. 1997. Numerical modeling of trishear fault-propagation folding. *Tectonics*. Vol. **16**: 841-854.

HERVÉ, M. (1976). Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: Antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). Congreso Geológico Chileno. Vol. 1.

HERVE, 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*. No. 1, Vol. **16**: 107-123.

HERVÉ, F., FAUNDEZ, V., CALDERÓN, M., MASSONNE, H. J., & WILLNER, A. P. 2007. Metamorphic and plutonic basement complexes. The geology of Chile. Geological Society of London: 94 pp. London.

HOMOVC, J. F., & CONSTANTINI, L. 2001. Hydrocarbon exploration potential within intraplate shear-related depocenters: Deseado and San Julian basins, southern Argentina. *AAPG bulletin*. No.10, Vol. **85**: 1795-1816.

HORTON, B. K. (2018). Tectonic regimes of the central and southern Andes: responses to variations in plate coupling during subduction. *Tectonics*. No. 2, Vol. **37**: 402-429.

IRIGOYEN, M. V., BUCHAN, K. L., & BROWN, R. L. 2000. Magnetostratigraphy of neogene Andean foreland-basin strata, lat 33 S, Mendoza Province, Argentina. *Geological Society of America Bulletin*. No. 6, Vol. **112**: 803-816.

ISACKS, B. L. (1988). Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. No. B4, Vol. **93**: 3211-3231.

JORDÁN, T. E., ISACKS, B. L., ALLMENDINGER, R. W., BREWER, J. A., RAMOS, V. A., & ANDO, C. J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*. No. 3, Vol. **94**: 341-361.

JORDAN, T. E., BURNS, W. M., VEIGA, R., PÁNGARO, F., COPELAND, P., KELLEY, S., & MPODOZIS, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*. No.3, Vol. **20**: 308-324.

JUDGE, P. A., & ALLMENDINGER, R. W. 2011. Assessing uncertainties in balanced cross sections. *Journal of Structural Geology*. No. 4, Vol. **33**: 458-467.

KAY, S. M. 2002. Tertiary to Recent transient shallow subduction zones in the Central and Southern Andes. *Congreso Geológico Argentino*. No. 3, Vol. **15**: 282-283.

KAY, S. M., BURNS, W. M., COPELAND, P., & MANCILLA, O. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. *Special papers-geological society of america*. Vol. **407**: 19.

KAY, S. M., ARDOLINO, A. A., GORRING, M. L., RAMOS, V. A. 2007. The Somuncura Large Igneous Province in Patagonia: Interaction of a Transient Mantle Thermal Anomaly with a Subducting SLAB. *Journal of Petrology*. Vol. **48**: 43–77.

KLEIMAN, L. E., & JAPAS, M. S. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34 S–36 S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics*. No. 3-4, Vol. **473**: 283-299.

KLEY, J., MONALDI, C. R., & SALFITY, J. A. 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics*. No. 1-2, Vol. **301**: 75-94.

KOZLOWSKI, E., MANCEDA, R. AND RAMOS, V.A. 1993. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1996. Relatorio 18: 235-256.

KURTZ, A. C., KAY, S. M., CHARRIER, R., & FARRAR, E. 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34-35 8). *Andean Geology*. No. 1, Vol. **24**: 75-90.

KUSZNIR, N. J., & PARK, R. G. 1987. The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness. *Geological Society, London, Special Publications*. No. 1, Vol. **28**: 35-52.

KUSZNIR, N. J. 1991. The distribution of stress with depth in the lithosphere: thermo-rheological and geodynamic constraints. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*. No. 1645, Vol. **337**: 95-110.

LEGARRETA, L., & ULIANA, M. A. 1991. Sea level changes at active plate margins: Process and product. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*. Vol. **12**: 429.

LEGARRETA, L., & ULIANA, M. A. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. *Geología Argentina*. Caminos, R. Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 16, Vol. **29**: 399-416.

LAMB, S. 2006. Shear stresses on megathrusts: Implications for mountain building behind subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. No. B7, Vol. **111**.

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*. No. 1-4, Vol. **455**: 14-24.

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*. No. 12, Vol. **21**: 1669-1691.

LESTA, P. J. 1968. Estratigrafía de la cuenca del Golfo San Jorge. *Jornadas Geológicas Argentinas*. Actas 3, Vol. **1**: 251-289.

LETELIER, F. 2016. Estructuración tectónica de los andes del sur (37°-46°s) al corto y largo plazo: análisis de información geológica, sismológica y geodética. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 91 pp. Concepción.

LLAMBÍAS, E. J., QUENARDELLE, S., & MONTENEGRO, T. 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences*. No. 4, Vol. **16**: 243-257.

LISTER, GORDON S., DAVIS, GREGORY A. 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA. *Journal of Structural Geology*. No 1-2, Vol. **11**: 65-94.

LOBKOVSKY, L. I. 1988. Geodynamics of Spreading and Subduction Zones and Two-Level Plate Tectonics: 253.

LOBKOVSKY, L. I., & KERCHMAN, V. I. 1991. A two-level concept of plate tectonics: application to geodynamics. *Tectonophysics*. No. 2-4. Vol. **199**: 343-374.

LÓPEZ-ESCOBAR, L., PARADA, M. A., HICKEY-VARGAS, R., FREY, F. A., KEMPTON, P. D., & MORENO, H. 1995. Calbuco volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui fault zone, Chile (41–42 S): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. No. 4, Vol. **119**: 345-361.

MANCEDA, R., & FIGUEROA, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina: 369-382.

MARQUEZ, M., & NAVARRETTE, C. 2011. La tectónica compresiva pre-Aptiana-Albiana en la sierra de Pichiñañez, Chubut, Argentina. XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Acta: 105-106.

MARSHAK, S., & WOODWARD, N. 1988. Introduction to cross section balancing. Basic methods of structural geology. Marshak S., Mitra G: 1770. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall.

MAULE, C. F., PURUCKER, M. E., OLSEN, N., & MOSEGAARD, K. 2005. Heat flux anomalies in Antarctica revealed by satellite magnetic data. *Science*. No. 5733, Vol. **309**: 464-467.

MAZZONI, M. M., & ARAGÓN, E. 1985. El complejo volcánico piroclástico de la Formación Huitrera (Paleoceno-Eoceno), en el área del Río Chubut medio, República Argentina. *Actas 4u Congreso Geológico Chileno*. Vol. **3**: 275-300.

MAZZONI, M., & BENVENUTO, A. 1990. Radiometric ages of Tertiary ignimbrites and the Collón Cura Formation, northwestern Patagonia. Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires. Acta 9: 87-90.

MCDONOUGH, M., DUHART, P., & CRIGNOLA, P. 1997. Naturaleza del alzamiento del basamento costero y la apertura de la cuenca Osorno-Llanquihue, X Región: nuevos antecedentes sísmicos y observaciones de terreno. Congreso Geológico Chileno. Vol. 8: 164-168.

MCQUARRIE, N., EHLERS, T. A., BARNES, J. B., & MEADE, B. 2008. Temporal variation in climate and tectonic coupling in the central Andes. *Geology*. No. 12, Vol. **36**: 999-1002.

MELNICK, D., ROSENAU, M., FOLGUERA, A., ECHTLER, H., KAY, S. M., & RAMOS, V. 2006. Neogene tectonic evolution of the Neuquén Andes western flank (37°-39° S). *Special papers-geological society of America*. Vol **407**: 73.

MELNICK, D., & ECHTLER, H. P. 2006. Inversion of forearc basins in south-central Chile caused by rapid glacial age trench fill. *Geology*. No. 9, Vol. **34**: 709-712.

MESCUA, J. F., & GIAMBIAGI, L. B. 2012. Fault inversion vs. new thrust generation: A case study in the Malargüe fold-and-thrust belt, Andes of Argentina. *Journal of Structural Geology*. Vol. **35**: 51-63.

MESCUA, J. F., GIAMBIAGI, L. B., & RAMOS, V. A. 2013. Late Cretaceous Uplift in the Malargüe fold-and-thrust belt (35 S), southern Central Andes of Argentina and Chile. *Andean Geology*. No. 1, Vol. **40**.

MICUCCI, E. M., CONTINANZIA, J., MANCEDA, R., & GAVARRINO, A. S. 2011. Cuenca de San Julián: Síntesis del conocimiento exploratorio—visión actual. Kozlowski E. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio Cuencas Argentinas Visión Actual: 17-46.

MOLNAR, P., & ENGLAND, P. 1990. Temperatures, heat flux, and frictional stress near major thrust faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. No. B4, Vol. **95**: 4833-4856.

MORABITO, E. G., & 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*. Vol. **38**: 13-30.

MORABITO, E. G., GÖTZE, H. J., & RAMOS, V. A. 2011. Tertiary tectonics of the Patagonian Andes retro-arc area between 38 15' and 40 S latitude. *Tectonophysics*. No. 1-4, Vol. **499**: 1-21.

MOSQUERA, A., RAMOS, V. A., & KAY, S. M. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. *Special papers-geological society of america*. Vol. **407**: 97.

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*. No. 4, Vol. **63**: 481-497.

MUNIZAGA, F., HERVÉ, F., DRAKE, R., PANKHURST, R. J., BROOK, M., & SNELLING, N. 1988. Geochronology of the Lake Region of south-central Chile (39–42 S): preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences*. No. 3, Vol. **1**: 309-316.

MUÑOZ, J., & STERN, C. R. 1988. The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38 S and 39 S. *Journal of South American Earth Sciences*. No. 2, Vol. **1**: 147-161.

MUÑOZ, J., TRONCOSO, R., DUHART, P., CRIGNOLA, P., FARMER, L., & STERN, C. R. 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista geológica de Chile*. No. 2, Vol. **27**: 177-203.

NIEMEYER, H., & MUÑOZ, J. 1983. Hoja Laguna de La Laja: región de Bio Bio: carta geológica de Chile 1: 250.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería*.

NOVOA, E., SUPPE, J., & SHAW, J. H. 2000. Inclined-shear restoration of growth folds. *AAPG bulletin*. No. 6, Vol. **84**: 787-804.

ONCKEN, O., HINDLE, D., KLEY, J., ELGER, K., VICTOR, P., & SCHEMMANN, K. 2006. Deformation of the central Andean upper plate system—Facts, fiction, and constraints for plateau models. *The Andes*. Springer: 3-27. Berlin, Heidelberg.

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*. No. 3, Vol. **31**.

ORTS, D. L., FOLGUERA, A., GIMÉNEZ, M., RUIZ, F., VERA, E. A. R., & KLINGER, F. L. 2015. Cenozoic building and deformational processes in the North Patagonian Andes. *Journal of Geodynamics*. Vol. **86**: 26-41.

PANKHURST, R. J., HERVÉ, F., ROJAS, L., & CEMBRANO, J. 1992. Magmatism and tectonics in continental Chiloé, Chile (42–42 30' S). *Tectonophysics*. No. 1-3, Vol. **205**: 283-294.

PANKHURST, R. J., WEAVER, S. D., HERVÉ, F., & LARRONDO, P. 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian batholith in Aysén, southern Chile. *Journal of the Geological Society*. No. 4, Vol. **156**: 673-694.

PANKHURST, R. J., RAPELA, C. W., FANNING, C. M., & MÁRQUEZ, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*. No. 3-4, Vol. **76**: 235-257.

PANZA, J. L., & GENINI, L. 2001. Hoja Geológica 4769-IV, Monumento Natural Bosques Petrificados, Provincia de Santa Cruz. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín*. Vol. **258**: 1-110.

PARADA, M. A., NYSTRÖM, J. O., & LEVI, B. 1999. Multiple sources for the Coastal Batholith of central Chile (31–34 S): geochemical and Sr–Nd isotopic evidence and tectonic implications. *Lithos*. No. 3, Vol. **46**: 505-521.

PARADA, M. A., FÉRAUD, G., FUENTES, F., AGUIRRE, L., MORATA, D., & LARRONDO, P. 2005. Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu pluton: testimony of a switch from a rifted to a compressional continental margin in central Chile. *Journal of the Geological Society*. No. 2, Vol. **162**: 273-287.

PARADA, M. A., LÓPEZ-ESCOBAR, L., OLIVEROS, V., FUENTES, F., MORATA, D., CALDERÓN, M., & FIGUEROA, O. 2007. Andean magmatism. The geology of Chile. Geological Society Special Publication: 115-146.

PEACOCK, S. M. 1996. Thermal and petrologic structure of subduction zones. *Subduction: top to bottom*. Vol. **96**: 119-133.

POLANSKI, J. 1964. Carta Geológico Económica de la República Argentina escala 1: 200 000. *Hoja Geológica*. Vol. **25**.

RADIC, J. P., ALVAREZ, P., ROJAS, L., CZOLLAK, C., PARADA, R., & ORTIZ, V. 2009. La cuenca de Valdivia como parte del sistema de antearco de la plataforma continental de Chile Central entre los 36 y los 40 S. XII Congreso Geológico Chileno, Asociación Geológica de Chile.

RADIC, J. P. 2010. Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36-39 S). *Andean geology*, 37(1), 220-246.

RAMOS, V. 1978. Los arrecifes de la Formación Cotidiano (Jurásico Superior) en la cordillera patagónica y su significado paleoclimático. *Ameghiniana*. No. 1-2, Vol. **15**: 97-109.

RAMOS, V. A., & CORTÉS, J. M. 1984. Estructura e interpretación tectónica. *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro*. Vol. **1**: 12.

RAMOS, V. A., JORDAN, T. E., ALLMENDINGER, R. W., MPODOZIS, C., KAY, S. M., CORTÉS, J. M., & PALMA, M. 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*. No. 6, Vol. **5**: 855-880.

RAMOS, V. A., CEGARRA, M., & CRISTALLINI, E. 1996. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30–36 S latitude). *Tectonophysics*. No. 1-3, Vol. **259**: 185-200.

RAMOS, V. A., ZAPATA, T., CRISTALLINI, E., & INTROCASO, A. 2004. The Andean Thrust System—Latitudinal Variations in Structural Styles and Orogenic Shortening. *AAPG Memoir*. Vol. **82**: 30-50.

RAMOS, V. A., & FOLGUERA, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. *Geological Society, London, Special Publications*. No. 1, Vol. **252**: 15-35.

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). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **51**: 59-75.

RAMOS, V. A. 1981. Descripción Geológica de la Hoja 47 Ab-" Lago Fontana", Provincia Del Chubut: Carta Geológico-económica de la República Argentina, Escala 1: 200.000 (No. 183). Servicio Geológico Nacional.

RAMOS, V. A. 1988. The tectonics of the Central Andes; 30° to 33° S latitude. *Processes in continental lithospheric deformation*. Vol. **218**: 31.

RAMOS, V. A., DALLMEYER, R. D., & VUJOVICH, G. 1998. Time constraints on the Early Palaeozoic docking of the Precordillera, central Argentina. *Geological Society, London, Special Publications*. No. 1, Vol. **142**: 143-158.

RAMOS, V. A. 2002. El magmatismo neógeno de la Cordillera Patagónica. In Relatorio XV Congreso Geológico Argentino, el Calafate: Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz: 187-199. Buenos Aires, Argentina.

RAMOS, V. A. 2008. Patagonia: a Paleozoic continent adrift?. *Journal of South American Earth Sciences*. No. 3, Vol. **26**: 235-251.

RAMOS, V. A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. Vol. **204**: 31-65.

RANALLI, J. N., PERONI, G. O., BOGGETTI, D. A., & MANONI, R. 2011. Cuenca Cañadón Asfalto. Modelo tectosedimentario. Congreso de exploración y desarrollo de hidrocarburos. No. 2011, Vol. 8: 185-215.

RAPELA, C. W., SPALLETTI, L., & MERODIO, J. 1983. Evolución magmática y geotectónica de la "Serie Andesítica" andina (Paleoceno–Eoceno) en la Cordillera Norpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. No. 3-4, Vol. **38**: 469-484.

- RAPELA, C. W., SPALLETTI, L. A., MERODIO, J. C., & ARAGÓN, E. 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40 S–42 30' S). *Journal of South American Earth Sciences*. No. 1, Vol. **1**: 75-88.
- RAULD, R., VARGAS, G., ARMIJO, R., ORMEÑO, A., VALDERAS, C., & CAMPOS, J. 2006. Cuantificación de escarpes de falla y deformación reciente en el frente cordillerano de Santiago. Congreso Geológico Chileno, No. 11: 447-450.
- REMESAL, M. B., SALANI, F. M., & CERREDO, M. E. 2012. Petrología del complejo volcánico Barril Niyeu (Mioceno inferior), Patagonia Argentina. *Revista mexicana de ciencias geológicas*. No. 2, Vol. **229**: 463-477.
- REYNOLDS, S. J., & LISTER, G. S. 1987. Structural aspects of fluid-rock interactions in detachment zones. *Geology*. No. 4, Vol. **15**: 362-366.
- RODRÍGUEZ, M. P., LINCOÑIR, L. P., & ENCINAS, A. 2012. Cenozoic erosion in the Andean forearc in Central Chile (33–34 S): Sediment provenance inferred by heavy mineral studies. *Geological Society of America Special Papers*. Vol. **487**: 141-162.
- ROJAS VERA, E., FOLGUERA, A., ZAMORA VALCARCE, G., & RAMOS, V. A. 2008. The Loncopué Trough: a major orogenic collapse at the western Agrio fold and thrust belt (Andes of Neuquén, 36°40-38°40S). 7th International Symposium on Andean Geodynamics Nize: 609-612.
- VERA, E. A. R., FOLGUERA, A., VALCARCE, G. Z., GIMÉNEZ, M., RUIZ, F., MARTÍNEZ, P., & RAMOS, V. A. 2010. Neogene to Quaternary extensional reactivation of a fold and thrust belt: the Agrio belt in the Southern Central Andes and its relation to the Loncopué trough (38–39 S). *Tectonophysics*. No. 1-4, Vol. **492**: 279-294.
- VERA, E. A. R., FOLGUERA, A., VALCARCE, G. Z., BOTTESI, G., & RAMOS, V. A. 2014. Structure and development of the Andean system between 36 and 39 S. *Journal of Geodynamics*. Vol. **73**: 34-52.

ROLLERI, E. O. 1975. Provincias geológicas bonaerenses. Relatorio VI Congreso Geológico Argentino: 29-54.

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*. No. 4, Vol. **25**.

ROSENAU, M. R. 2004. Tectonics of the Southern Andean intra-arc zone (38-42 S).

RUEGG, J. C., RUDLOFF, A., VIGNY, C., MADARIAGA, R., DE CHABALIER, J. B., CAMPOS, J., & DIMITROV, D. 2009. Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. No. 1-2, Vol. **175**: 78-85.

SAGRIPANTI, L., COLAVITTO, B., JAGOE, L., FOLGUERA, A., & COSTA, C. 2017. A review about the Quaternary upper-plate deformation in the Southern Central Andes (36–38° SL): a plausible interaction between mantle dynamics and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **30**.

SANDIFORD, M., & MCLAREN, S. 2002. Tectonic feedback and the ordering of heat producing elements within the continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*. No. 1-2, Vol. **204**: 133-150.

SDROLIAS, M., & MÜLLER, R. D. 2006. Controls on back-arc basin formation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. No. 4, Vol. **7**.

SEGEMAR, 1995. Mapa Geológico Argentino, escala 1:2.500.000.

SELLÉS, D., & GANA, P. 2001. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal: región metropolitana de Santiago y del Libertador general Bernardo O'Higgins. *Servicio Nacional de Geología y Minería*.

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA. 2002. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, Santiago, 7, pp. 1-20.

SHEFFELS, B. M. 1990. Lower bound on the amount of crustal shortening, in the central Bolivian Andes. *Geology*. No. 9, Vol. **18**: 812-815.

SOMOZA, R., & ZAFFARANA, C. B. 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera. *Earth and Planetary Science Letters*. No. 1-4, Vol. **271**: 267-277.

SUÁREZ, M., & EMPARAN, C. 1995. The stratigraphy, geochronology and paleophysiography of a Miocene fresh-water interarc basin, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. No. 1, Vol. **8**: 17-31.

TAPIA, F., FARÍAS, M., & ASTABURUAGA, D. 2012. Deformación cretácica-paleocena y sus evidencias en la cordillera de los Andes de Chile Central (33.7–36° S). XI Congreso Geológico de Chile: 232-234. Antofagasta.

TAPIA, F. 2015. Evolución tectónica y configuración actual de los Andes Centrales del sur (34 45-35 30'S). Tesis para optar al Grado de Doctor, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

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*. No. 1, Vol. **189**: 161-168.

TASSARA, A., & MORALES, D. 2013. 3D temperature model of south-western South America. *EGU General Assembly Conference Abstracts*. Vol. 15.

TASSARA, A., & YÁÑEZ, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47 S). *Revista geológica de Chile*. No. 2, Vol. **30**: 159-186.

TASSARA, A., GÖTZE, H. J., SCHMIDT, S., & HACKNEY, R. 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. No. B9, Vol. **111**.

TESAURO, M., KABAN, M. K., CLOETINGH, S. A., HARDEBOL, N. J., & BEEKMAN, F. 2007. 3D strength and gravity anomalies of the European lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*. No. 1-2, Vol. **263**: 56-73.

TESAURO, M., KABAN, M. K., & CLOETINGH, S. A. 2009. A new thermal and rheological model of the European lithosphere. *Tectonophysics*. No. 3-4, Vol. **476**: 478-495.

THOMSON, S. N. 2002. Late cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the patagonian andes between latitudes 42 s and 46 s: an appraisal based on fission-track results from the transpressional intra-arc liquiñe-ofqui fault zone. *Geological society of america bulletin*. No. 9, Vol. **114**: 1159-1173.

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*. No. 2, Vol. **29**: 255-271.

THOMSON, S. N., HERVÉ, F., & STÖCKHERT, B. 2001. Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes. *Tectonics*. No. 5, Vol. **20**: 693-711.

TICHELAAR, B. W., & RUFF, L. J. 1993. Depth of seismic coupling along subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. No. B2, Vol. **98**: 2017-2037.

TUNIK, M., FOLGUERA, A., NAIPAUER, M., PIMENTEL, M., & RAMOS, V. A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics*. No. 1-4, Vol. **489**: 258-273.

TURNER, J.C. 1982. Descripción geológica de la Hoja 44c, Tecka, Provincia del Chubut. *Servicio Geológico Nacional, Boletín*. Vol. **180**: 1-92.

ULIANA, M. A., BIDDLE, K. T., & CERDAN, J. 1989. Chapter 39: Analogs. Mesozoic Extension and the Formation of Argentine Sedimentary Basins: 599-614.

UTGÉ, S., FOLGUERA, A., LITVAK, V., & RAMOS, V. A. 2009. Geología del sector norte de la Cuenca de Cura Mallín en las Lagunas de Epulaufquen, Neuquén. *Revista de la asociación geológica argentina*. No. 2, Vol. **64**: 231-248.

VALCARCE, G. Z., ZAPATA, T., DEL PINO, D., & ANSA, A. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. *Special papers-geological society of America*. Vol. **407**: 125.

VAREKAMP, J. C., HESSE, A., & MANDEVILLE, C. W. 2010. Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquén, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. No. 1, Vol. **197**: 313-328.

VERGARA, M., MORATA, D., HICKEY-VARGAS, R., LOPEZ-ESCOBAR, L., & BECCAR, I. 1999. Cenozoic tholeiitic volcanism in the Colbún area, Linares Precordillera, central Chile (35°35'-36°S). *Revista geológica de Chile*. No. 1, Vol. **26**: 23-41.

VOLKHEIMER, W. 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42 y 42 30'y los meridianos 70 y 71. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. No. 2, Vol. **19**: 85-107.

VOLKHEIMER, W., GALLEGO, O. F., CABALERI, N. G., ARMELLA, C., NARVAEZ, P. L., NIETO, D. G. S., & PÁEZ, M. A. 2009. Stratigraphy, palynology, and conchostracans of a Lower Cretaceous sequence at the Cañadón Calcáreo locality, Extra-Andean central Patagonia: age and palaeoenvironmental significance. *Cretaceous Research*. No. 1, Vol. **30**: 270-282.

WALL, R., GANA, P., & GUTIÉRREZ, A. 1996. Mapa geológico del área de Valparaíso-Curacaví, regiones de Valparaíso y Metropolitana. *Servicio Nacional de Geología y Minería*.

WHITE, N. J., JACKSON, J. A., & MCKENZIE, D. P. 1986. The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layers in their hanging walls. *Journal of Structural Geology*. No. 8, Vol. **8**: 897-909.

WILLIAMS, G., & VANN, I. 1987. The geometry of listric normal faults and deformation in their hangingwalls. *Journal of Structural Geology*. No. 7, Vol. **9**: 789-795.

ZAFFARANA, C. B., & SOMOZA, R. 2012. Palaeomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating from Lower Jurassic rocks in Gastre, central Patagonia: further data to explore tectonomagmatic events associated with the break-up of Gondwana. *Journal of the Geological Society*. No. 4, Vol. **169**: 371-379.

ZAFFARANA, C. B., POMA, S., GREGORI, D., SOMOZA, R., BUSTEROS, A., SILVA NIETO, D., & GIACOSA, R. 2014. Petrogénesis de las volcanitas Lonco Trapial, magmatismo del Jurásico temprano de Patagonia Central. XIX Congreso Geológico Argentino.

ZAPATA, T. R., BRISSÓN, I., & DZELALIJA, F. 1999. La estructura de la faja plegada y corrida andina en relación con el control del basamento de la Cuenca Neuquina. *Boletín de informaciones Petroleras*. No. 2, Vol. **60**: 112-121.

ZEHNDER, A. T., & ALLMENDINGER, R. W. 2000. Velocity field for the trishear model. *Journal of Structural Geology*. No. 8, Vol. **22**: 1009-1014.

ZOBACK, M. D., PRESCOTT, W. H., & KRUEGER, S. W. 1985. Evidence for lower crustal strain localization in elastic thickness of continental thrust belts. *Nature*. Vol. **317**: 7705-7707.

