



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas

Estado térmico-reológico de los Andes Centrales y su relación con los procesos de deformación activos

Tesis presentada para optar al título de

Doctor de la Universidad de Buenos Aires

en el área Ciencias Geológicas

Lic. Federico Ibarra

Directora de Tesis: Dra. Claudia Beatriz Prezzi

Consejera de Estudios: Dra. Silvana Geuna

Lugar de trabajo: Departamento de Ciencias Geológicas (FCEyN – UBA)

Fecha de defensa: 25 de Marzo de 2021

Buenos Aires, **2021**

Estado térmico-reológico de los Andes Centrales y su relación con los procesos de deformación activos

Resumen

La región de los Andes Centrales en Sudamérica presenta un complejo y heterogéneo sistema de deformación. La actividad sísmica registrada y las estructuras neotectónicas mapeadas indican que la deformación de intraplaca se ubica principalmente sobre los márgenes del orógeno, en las zonas de transición hacia el retroarco y el antearco. Por otro lado, las regiones con deformación activa en el antepaís exhiben estilos de deformación característicos que varían a lo largo del rumbo, así como distintivas distribuciones de sismicidad en profundidad. De norte a sur, se observa una progresión en el estilo de deformación de piel fina a piel gruesa y un incremento del espesor de la capa sismogénica. En base a observaciones geológicas y geofísicas, las causas generalmente invocadas para explicar el carácter heterogéneo de la región son los cambios en el espesor y composición de los sedimentos, la presencia de estructuras heredadas y los cambios en el ángulo de subducción de la placa de Nazca. Sin embargo, no existe aún ningún estudio comprensivo sobre la relación entre la composición litosférica de los Andes Centrales, su estado reológico y los procesos de deformación observados. Consecuentemente, el objetivo principal de esta tesis es explorar la existencia de una posible correlación entre el estado físico de la litosfera en la región y la ubicación de la deformación activa. El estudio de la composición litosférica mediante la integración de datos independientes constituye una base fundamental para la determinación del estado térmico y reológico de los Andes Centrales, los que a su vez establecen nuevas herramientas para entender los complejos procesos de deformación de la región. En esta línea, el flujo de trabajo principal de la tesis consiste en la construcción de un modelo gravimétrico tridimensional de la litosfera andina basado en datos, seguido de la simulación del campo termal conductivo en estado estacionario y el cálculo de la distribución de resistencia a la deformación permanente de las rocas. Adicionalmente, la respuesta dinámica del sistema orógeno-cuenca de antepaís a compresión de intraplaca es evaluada mediante el desarrollo de un modelo geodinámico.

Los resultados de los modelos sugieren que la composición litosférica heterogénea y heredada controla el estado térmico-reológico actual de los Andes Centrales, que a su vez influye en la ubicación y estilo de los procesos de deformación activos. La mayor parte de la actividad sísmica y las estructuras neotectónicas se encuentran espacialmente asociadas a regiones que presentan alto gradiente de resistencia integrada, en las zonas de transición de la litosfera frágil y débil en el orógeno, hacia la litosfera más rígida y resistente en el retroarco y antearco. Asimismo, los resultados de la simulación dinámica muestran una marcada localización de los segundos invariantes de la tasa de deformación deviatorica a lo largo de las mismas regiones, sugiriendo que el acortamiento es acomodado en zonas de transición entre dominios débiles y resistentes. La distribución vertical de la actividad sísmica parece también estar influenciada por el estado térmico-reológico de la litosfera. La profundidad a la que la frecuencia de hipocentros comienza a disminuir en las distintas unidades morfoestructurales presenta una correlación con la posición de las transiciones frágiles-dúctiles modeladas, en consecuencia, una fracción de los eventos sísmicos se posiciona dentro del campo de deformación dúctil de la corteza. Un análisis exhaustivo revela que prácticamente todos los hipocentros de la región se ubican por encima de la isoterma de 600°C, coincidiendo con el límite térmico superior para el comportamiento frágil de la olivina. Por consiguiente, la ocurrencia de sismos por debajo de las transiciones frágiles-dúctiles modeladas podría ser explicada por la presencia de rocas máficas resistentes, residuales de pasados eventos tectónicos. Otra potencial causa de sismos profundos es la existencia de zonas de cizalla heredadas, en las cuales el comportamiento frágil es favorecido mediante una reducción en la fricción interna de los materiales. Esta hipótesis es especialmente adecuada para el antepaís fragmentado del Sistema de Santa Bárbara y las Sierras Pampeanas, donde estudios geológicos indican una sucesiva reactivación de estructuras a lo largo del tiempo. Particularmente, en el Sistema de Santa Bárbara los resultados indican que para explicar la sismicidad profunda es necesario considerar la presencia de rocas máficas en conjunto con una reducción en la fricción interna.

Palabras clave: Andes Centrales - Modelado térmico - Modelado reológico - Deformación

The thermal and rheological state of the Central Andes and its relationship to active deformation processes

Abstract

The Central Andes region in South America is characterized by a complex and heterogeneous deformation system. Recorded seismic activity and mapped neotectonic structures indicate that most of the intraplate deformation is located along the margins of the orogen, in the transitions to the foreland and the forearc. Furthermore, the actively deforming provinces of the foreland exhibit distinct deformation styles that vary along strike, as well as characteristic distributions of seismicity with depth. The style of deformation transitions from thin-skinned in the north to thick-skinned in the south, and the thickness of the seismogenic layer increases to the south. Based on geological/geophysical observations and numerical modelling, the most commonly invoked causes for the observed heterogeneity are the variations in sediment thickness and composition, the presence of inherited structures, and changes in the dip of the subducting Nazca plate. However, there are still no comprehensive investigations on the relationship between the lithospheric composition of the Central Andes, its rheological state and the observed deformation processes. The central aim of this dissertation is therefore to explore the link between the nature of the lithosphere in the region and the location of active deformation. The study of the lithospheric composition by means of independent-data integration establishes a strong base to assess the thermal and rheological state of the Central Andes and its adjacent lowlands, which alternatively provide new foundations to understand the complex deformation of the region. In this line, the general workflow of the dissertation consists in the construction of a 3D data-derived and gravity-constrained density model of the Central Andean lithosphere, followed by the simulation of the steady-state conductive thermal field and the calculation of strength distribution. Additionally, the dynamic response of the orogen-foreland system to intraplate compression is evaluated by means of 3D geodynamic modelling.

The results of the modelling approach suggest that the inherited heterogeneous composition of the lithosphere controls the present-day thermal and rheological state of the Central Andes, which in turn influence the location and depth of active deformation processes. Most of the seismic activity and neotectonic structures are spatially correlated to regions of modelled high strength gradients, in the transition from the felsic, hot and weak orogenic lithosphere to the more mafic, cooler and stronger lithosphere beneath the forearc and the foreland. Moreover, the results of the dynamic simulation show a strong localization of deviatoric strain rate second invariants in the same region suggesting that shortening is accommodated at the transition zones between weak and strong domains. The vertical distribution of seismic activity appears to be influenced by the rheological state of the lithosphere as well. The depth at which the frequency distribution of hypocenters starts to decrease in the different morphotectonic units correlates with the position of the modelled brittle-ductile transitions; accordingly, a fraction of the seismic activity is located within the ductile part of the crust. An exhaustive analysis shows that practically all the seismicity in the region is restricted above the 600°C isotherm, in coincidence with the upper temperature limit for brittle behavior of olivine. Therefore, the occurrence of earthquakes below the modelled brittle-ductile could be explained by the presence of strong residual mafic rocks from past tectonic events. Another potential cause of deep earthquakes is the existence of inherited shear zones in which brittle behavior is favored through a decrease in the friction coefficient. This hypothesis is particularly suitable for the broken foreland provinces of the Santa Barbara System and the Pampean Ranges, where geological studies indicate successive reactivation of structures through time. Particularly in the Santa Barbara System, the results indicate that both mafic rocks and a reduction in friction are required to account for the observed deep seismic events.

Keywords: Central Andes - Thermal modelling - Rheological modelling - Deformation

A Claudio, María José, Nahuel, Camila, Martín y “Pechocho”

Índice

Resumen	iii
Abstract	v
Índice	ix
Lista de Figuras	xiii
Lista de Tablas	xvii
Capítulo 1. Introducción	1
1.1. Tema de investigación e incógnitas a resolver	1
1.2. Flujo de trabajo y estructura de la tesis.....	5
Capítulo 2. Marco geológico	7
2.1. Evolución tectónica	10
2.2. Compresión andina	13
Capítulo 3. Modelo de densidades de los Andes Centrales en tres dimensiones a escala litosférica	17
3.1. Introducción.....	17
3.2. Métodos y datos	21
3.2.1. Geometría del modelo inicial.....	21
3.2.2. Determinación de densidades corticales.....	24
3.2.3. Determinación de densidades en el manto.....	28
3.2.4. Modelado gravimétrico.....	29
3.3. Resultados.....	32
3.4. Discusión	38
3.5. Resumen y conclusiones	41

Capítulo 4. Estado térmico de los Andes Centrales	43
4.1. Introducción	43
4.2. Métodos y datos	47
4.2.1. <i>Modelado del campo termal conductivo en estado estacionario</i>	<i>47</i>
4.2.2. <i>Cálculo de profundidad a la base de la capa magnetizada</i>	<i>51</i>
4.2.3. <i>Cálculo de flujo térmico superficial a partir de la base de la capa magnetizada</i>	<i>54</i>
4.3. Resultados.....	55
4.3.1. <i>Campo termal conductivo en estado estacionario.....</i>	<i>55</i>
4.3.2. <i>Profundidad de la isoterma de Curie y flujo térmico superficial asociado</i>	<i>59</i>
4.4. Discusión	61
4.4.1. <i>Validación del campo termal conductivo</i>	<i>61</i>
4.4.2. <i>El rol de la corteza.....</i>	<i>65</i>
4.4.3. <i>Profundidad a la base de la capa magnetizada y campo termal</i>	<i>67</i>
4.5. Resumen y conclusiones	69
Capítulo 5. Estado reológico de los Andes Centrales	71
5.1. Introducción.....	71
5.2. Métodos y datos	77
5.2.1. <i>Modelado reológico de la distribución de resistencia a la deformación permanente</i>	<i>77</i>
5.2.2. <i>Modelado directo del espesor elástico efectivo</i>	<i>79</i>
5.2.3. <i>Determinación del espesor elástico equivalente</i>	<i>81</i>
5.2.4. <i>Modelado geodinámico del sistema orógeno-cuenca de antepaís.....</i>	<i>82</i>
5.3. Resultados.....	85
5.3.1. <i>Modelo reológico de distribución de resistencia a la deformación permanente.....</i>	<i>85</i>
5.3.2. <i>Espesor elástico</i>	<i>88</i>
5.2.3. <i>Modelo geodinámico del sistema orógeno-cuenca de antepaís</i>	<i>90</i>

5.4. Discusión	92
5.5. Resumen y conclusiones	99
Capítulo 6. Discusión. El estado termo-mecánico de los Andes Centrales y su relación con la sismicidad y la deformación activa	101
Capítulo 7. Conclusiones.....	113
Apéndice A	117
Apéndice B.....	119
Apéndice C.....	121
Apéndice D	123
Agradecimientos	127
Bibliografía	129

Lista de Figuras

Figura 2.1: Mapa topográfico de los Andes Centrales y zonas adyacentes mostrando la distribución de actividad volcánica reciente y las principales anomalías geofísicas.....	8
Figura 2.2: Distribución geográfica de las distintas unidades morfoestructurales en la región de estudio	9
Figure 2.3: Ubicación de límites de terrenos de acuerdo a distintos modelos de acreción	11
Figura 2.4: Mapa de la región del plateau andino mostrando la distribución de hipocentros corticales y estructuras neotectónicas.....	15
Figura 2.5: Distribución de mecanismos focales de sismos corticales en la región modelada.....	16
Figura 3.1: Mapa de los Andes Centrales mostrando la distribución de estimaciones puntuales de espesor cortical obtenidas a partir de estudios sísmicos y la ubicación de algunos de los estudios sísmicos y magnetotelúricos utilizados para definir la geometría inicial del modelo de densidades.....	19
Figura 3.2: Mapa de la región modelada mostrando los límites entre los distintos dominios del modelo	23
Figura 3.3: Mapas de anomalía gravimétrica observada, calculada y residual.....	30
Figure 3.4: Mapas de espesor modelado para la corteza superior-media y la corteza inferior	33
Figura 3.5: Secciones verticales del modelo mostrando la densidad de cada unidad.....	35
Figure 3.6: Mapa de densidad promedio de la corteza cristalina continental.....	36
Figura 3.7: Distribución de densidades en el manto a distintas profundidades constantes	37
Figure 4.1: Distribución de flujo térmico superficial medido en la región de estudio en relación a la actividad volcánica reciente y las principales anomalías geofísicas	44

Figura 4.2: Esquema del modelo tridimensional de densidades recortado a los 100 km de profundidad, mostrando los distintos dominios corticales.....	48
Figura 4.3: Distribución de temperatura en los límites superior e inferior del modelo	50
Figura 4.4: Anomalía magnética de la región extraída del modelo global EMAG2 v2.	53
Figura 4.5: Distribución de temperatura modelada a distintas profundidades constantes debajo de la superficie.....	56
Figura 4.6: Mapa de flujo térmico superficial modelado	59
Figura 4.7: Mapas de profundidad a la isoterma de Curie y flujo térmico superficial calculado.....	60
Figura 4.8: Gráfico de temperatura modelada en función de temperatura medida para los datos de fondo de pozo	64
Figura 5.1: Esquema general de construcción de una envolvente de resistencia	73
Figura 5.2: Esquema del modelo de placa delgada aplicado a la litosfera continental	75
Figura 5.3: Configuración inicial del modelo geodinámico	83
Figura 5.4: Mapas de resistencia litosférica integrada, resistencia cortical integrada y relación entre resistencia cortical y resistencia litosférica total	86
Figura 5.5: Envoltentes de resistencia para las Sierras Subandinas, el Sistema de Santa Bárbara, las Sierras Pampeanas, la Puna y el Bloque de Atacama.....	87
Figura 5.6: Mapas de espesor elástico equivalente y espesor elástico efectivo.....	89
Figura 5.7: Segundos invariantes de la tasa de deformación deviatorica luego de 3.3 km de acortamiento en la porción superficial del modelo y en secciones verticales a través del Altiplano-Sierras Subandinas y la Puna-Sistema de Santa Bárbara.....	91
Figura 5.8: Gradiente horizontal total de la resistencia litosférica integrada para el sistema orógeno-cuenca de antepaís, mostrando la ubicación de los mayores segundos invariantes de la tasa de deformación deviatorica cerca de la superficie en el modelo geodinámico	95

Figura 6.1: Gradiente horizontal total de la resistencia litosférica integrada mostrando la ubicación de fallas activas y epicentros de sismicidad cortical	102
Figura 6.2: Corte vertical tridimensional del modelo de densidades entre los 24°S y 25°S, mostrando la posición modelada de las isotermas de 300°C y 600°C, la resistencia litosférica integrada y los hipocentros de la actividad sísmica de la región	106
Figura 6.3: Profundidad modelada de la isoterma de 600°C mostrando la distribución de hipocentros en los Andes Centrales	107
Figura 6.4: Distribución de frecuencia de sismos en profundidad para la Puna, el Sistema de Santa Bárbara y las Sierras Pampeanas	109
Figura 6.5: Envoltentes de resistencia para el Sistema de Santa Bárbara y las Sierras Pampeanas, considerando una reducción en el coeficiente de fricción de 0.75 a 0.2.....	112
Figura B.1: Envoltentes de resistencia sintéticas para distintos tipos reológicos de roca	119
Figura D.1: Resistencia litosférica integrada considerando propiedades mecánicas de granulita máfica, granulita félsica y diabasa para la corteza inferior del Dominio Oriental.....	124
Figura D.2: Envoltentes de resistencia para las Sierras Subandinas, el Sistema de Santa Bárbara y las Sierras Pampeanas considerando propiedades mecánicas de granulita máfica, granulita félsica y diabasa para la corteza inferior del Dominio Oriental.....	124

Lista de Tablas

Tabla 3.I: Litología dominante, velocidad de onda P y densidad de las unidades del modelo.....	26
Tabla 4.I: Propiedades térmicas de las unidades del modelo.	50
Tabla 5.I: Propiedades reológicas de las unidades del modelo.....	78
Tabla 5.II: Propiedades mecánicas de los sedimentos y el manto utilizadas en el modelo geodinámico.	84
Tabla D.I: Propiedades reológicas para la corteza inferior del Dominio Oriental	123

“...Mountains are, to the rest of the body of the earth, what violent muscular action is to the body of man. The muscles and tendons of its anatomy are, in the mountain, brought out with fierce and convulsive energy, full of expression, passion, and strength; the plains and the lower hills are the repose and the effortless motion of the frame, when its muscles lie dormant and concealed beneath the lines of its beauty, yet ruling those lines in their every undulation...”

John Ruskin

Capítulo 1. Introducción

En esta sección se introducen los temas y objetivos principales de esta tesis. Primero se presenta una breve reseña del estado del arte de los temas de investigación, junto a las incógnitas que se desprenden e intentarán resolverse en este trabajo. Luego, se describen en líneas generales el flujo de trabajo seguido y la estructura organizativa de la tesis.

1.1. Tema de investigación e incógnitas a resolver

Las grandes cadenas montañosas no solo ejercen influencia sobre el estado de esfuerzos local y regional de la litosfera, sino que también condicionan diversos procesos geológicos y climáticos tales como la precipitación, el magmatismo, la erosión, la sedimentación y la generación de recursos, entre otros (e.g., Barazangi y Isacks, 1976; Masek et al., 1994; Molnar et al., 1993; Molnar y Tapponnier, 1975; Oncken et al., 2006; Richter et al., 1992; Royden, 1996; Ruddiman et al., 1997; Sillitoe, 1972; Yin y Harrison, 2000). A su vez, la sinergia entre dichos procesos, así como el rol de las heterogeneidades litosféricas heredadas de eventos tectónicos previos y reactivadas bajo condiciones de esfuerzo actuales, son de vital importancia para comprender la evolución de los orógenos (e.g., Butler et al., 2006; Kley et al., 1999; Marshak et al., 2003; Vauchez et al., 1998; Vauchez y Barruol, 1996). Dado que la composición y la temperatura de la litosfera controlan la reología de las cadenas montañosas, y consecuentemente, su deformación y la generación de topografía y procesos superficiales, el estudio del estado físico de la litosfera es esencial para comprender los sistemas orogénicos.

La evolución térmica de los orógenos ha sido profundamente investigada desde la perspectiva de la historia metamórfica preservada en sus rocas y el modelado termomecánico. Currie y Hyndman (2006) remarcaron que, particularmente en retroarcos de zonas de subducción, los orógenos presentan temperaturas elevadas a pesar del enfriamiento producido por las placas subductantes. En su revisión de orógenos móviles y calor orogénico, Hyndman et al. (2005) sugirieron que dichas temperaturas son el factor determinante de los procesos de construcción orogénica debido a su efecto debilitante sobre la litosfera. Sin embargo, hay desacuerdo en la literatura respecto a las fuentes de

calor; algunos autores proponen que las geotermas elevadas bajo los orógenos son producto de convección astenosférica superficial (i.e. flujo calórico proveniente del manto), ignorando cualquier contribución por calor residual o decaimiento radiactivo (e.g., Hyndman et al., 2005; Platt y England, 1994); mientras que otros autores enfatizan que, en escenarios específicos, las fuentes de calor internas de la corteza, tales como el decaimiento radiactivo y la disipación viscosa, son las fuentes dominantes (e.g., Huerta et al., 1998; Sandiford y McLaren, 2002). En esta línea, Vanderhaeghe et al. (2003) demostraron por medio de modelos termo-mecánicos bidimensionales que una corteza félsica engrosada puede producir incrementos significativos de temperatura luego de un periodo de incubación de 10-20 Ma.

A pesar de que la temperatura es sin dudas un parámetro importante, ya que controla los mecanismos de deformación dúctil de las rocas, la composición de estas últimas, así como el estado de acoplamiento entre el manto y la corteza, son también factores importantes que afectan la resistencia de la litosfera a la deformación permanente (e.g., Burov et al., 1998; Burov, 2010; Burov y Watts, 2006; Ranalli, 2003, 1997; Ranalli y Adams, 2013). Más aún, considerando que la producción de calor por decaimiento radiactivo de las rocas está estrechamente relacionada con su composición (e.g., Hasterok y Webb, 2017; Vilà et al., 2010), esta última tiene un doble impacto sobre la resistencia de la litosfera debido a que determina la contribución del calor radigénico a la producción total de calor.

Los primeros modelos reológicos de la litosfera han explorado la distribución de resistencia a la deformación permanente de las rocas con la profundidad a lo largo de perfiles unidimensionales sintéticos (conocidos como envolventes de resistencia a la deformación permanente o YSEs por su terminología inglesa) construidos para geotermas, tipos de roca y estructuras litosféricas de referencia (e.g., Goetze y Evans, 1979; Kirby, 1983; Ranalli y Murphy, 1987). Los dos modelos principales de posibles perfiles reológicos de la litosfera son conocidos como *jelly sandwich* y *crème brûlée*; el primero está caracterizado por una corteza inferior débil ubicada entre un manto y una corteza superior resistentes, mientras que el segundo consiste en una corteza superior resistente con un manto y una corteza inferior débiles (e.g., Burov y Watts, 2006; Jackson, 2002).

En las últimas décadas, ha habido un intenso debate respecto a la estratificación reológica de la litosfera y su correlación con el espesor de la capa sismogénica (T_s). Sobre la base de diversas observaciones y técnicas de modelado, distintos autores han cuestionado la aplicabilidad de los modelos *jelly sandwich* y *crème brûlée*, sugiriendo que sólo uno o el otro son representaciones físicas válidas de la litosfera (e.g., Burov, 2010; Jackson, 2002). Análisis comparativos de sismicidad de intraplaca y estratificación reológica han revelado una correlación entre la distribución de frecuencia de sismos en profundidad y las envolventes de resistencia a la deformación permanente, mostrando que los picos de actividad sísmica se ubican cerca de las transiciones frágiles-dúctiles y que la profundidad máxima de la capa sismogénica es de aproximadamente 10-20 km en la mayoría de las regiones (e.g., Doser y Kanamori, 1986; Ito, 1990). Sin embargo, la ocurrencia de sismos corticales intermedios a profundos por debajo de las transiciones frágiles-dúctiles en algunas regiones ha puesto en duda dicha correlación y ha llevado a algunos autores a proponer diversos mecanismos de deslizamiento sísmico en profundidad (e.g., Deichmann, 1992; Hobbs et al., 1986; Lamontagne y Ranalli, 1996; Petley-Ragan et al., 2019; Prieto et al., 2017; Scholz, 1988; Tse y Rice, 1986).

La falta de consenso en la bibliografía sugiere que no hay un único perfil reológico de la litosfera y que su relación con el espesor de la capa sismogénica no es unívoca. Esto significa que cada región debe ser investigada individualmente para poder entender sus procesos deformacionales pasados y activos. Los Andes Centrales en Sudamérica constituyen un área particularmente interesante para explorar la relación entre la resistencia de la litosfera y la sismicidad debido a su carácter complejo y heterogéneo, con estilos de deformación variables a lo largo de su ancho y su rumbo, diferentes registros magmáticos y sedimentarios, y anisotropías heredadas (e.g., Allmendinger et al., 1997; Ramos, 1999).

Estudios de la sismicidad cortical y las estructuras neotectónicas en los Andes Centrales han mostrado que la mayor parte de la actividad reciente se concentra a lo largo de los márgenes del orógeno y que las diferentes unidades morfoestructurales exhiben distintos estilos de deformación (proyectos PUDEL, PUNA '97, PISCO '94 y ANCORP '96; e.g., Graeber, 1997; Heit et al., 2007b; Mulcahy et al., 2014; Rietbrock et al., 1997; Schurr

et al., 1999; Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas, 2008). Diversos controles superficiales (e.g., litología y espesor sedimentario, estructuras heredadas) y la geometría de la placa subducida han sido generalmente invocados para explicar los estilos y patrones de deformación observados (e.g., Kley y Monaldi, 2002; Ramos et al., 2002). Sin embargo, es sabido que la distribución espaciotemporal profunda de temperaturas y propiedades reológicas en la litosfera tiene un efecto sobre la deformación tectónica (e.g., Lowe y Ranalli, 1993; Mareschal, 1994; Moisis y Kaikkonen, 2015; Ranalli, 1997). Dado que estos parámetros están directamente relacionados con la composición de las rocas y el espesor litosférico, es necesario contar con un modelo de la configuración de la litosfera debajo de los Andes Centrales para alcanzar un mejor entendimiento de las variaciones en los procesos de deformación. A pesar de que una gran cantidad de modelos han sido utilizados previamente para investigar las estructuras, la sismicidad, el estado térmico y la composición litosférica de la región (e.g., Babeyko et al., 2006, 2002; Eichelberger et al., 2015; Gerbault et al., 2003; Hindle et al., 2005; Metcalf y Kapp, 2015; Mulcahy et al., 2014; Ouimet y Cook, 2010; Prezzi et al., 2009; Salomon, 2018; Tassara et al., 2006; Yang y Liu, 2003), ninguno de ellos ha investigado profundamente la reología y el campo termal como función de la distribución litológica/composicional de la litosfera, ni ha analizado su relación con los procesos de deformación activos.

En esta tesis, se investiga entonces el estado térmico y reológico de los Andes Centrales mediante una serie de modelos cumulativos tridimensionales de la configuración de densidades en la litosfera, el campo termal conductivo en estado estacionario y la distribución de resistencia a la deformación permanente de las rocas. Dichos modelos proveen una base para resolver uno de los principales objetivos de esta tesis, que consiste en determinar qué control ejercen la estructura y composición de la litosfera sobre la distribución de temperaturas y resistencia a la deformación permanente. Por otro lado, la distribución heterogénea de la actividad sísmica y las estructuras neotectónicas es analizada a la luz de los resultados de los modelos para resolver una de las principales incógnitas, que concierne a si las variaciones regionales en la composición, temperatura y reología de la litosfera ejercen algún tipo de control sobre los procesos de deformación activos observados.

1.2. Flujo de trabajo y estructura de la tesis

El núcleo central del flujo de trabajo consiste en la construcción de un modelo de densidades tridimensional de los Andes Centrales basado en datos geológicos y en el modelado directo de la anomalía de Bouguer, seguido del cálculo del campo termal conductivo en estado estacionario y de la distribución de resistencia a la deformación permanente de las rocas en tres dimensiones. Antes de avanzar en el desarrollo de los modelos, se presenta en el Capítulo 2 un marco geológico general para introducir al lector los principales eventos tectónicos y las características más importantes de la región, necesarias para comprender los resultados.

La construcción del modelo de densidades constituye la parte central del flujo de trabajo debido a que los modelos térmico y reológico se fundan sobre el mismo, luego de la parametrización de propiedades térmicas y reológicas. Para construir el modelo de densidades presentado en la tesis, se utilizó un modelo previo en conjunto con una serie de estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos. La tarea más desafiante fue reconciliar los distintos datos y establecer un criterio para dividir al modelo en unidades. El proceso de modelado desarrollado se encuentra descrito en detalle en el Capítulo 3. Así mismo, la configuración de densidades resultante es analizada allí desde la perspectiva de la evolución tectónica de la región.

En el Capítulo 4, se describe la parametrización de propiedades térmicas y el cálculo del campo termal conductivo en estado estacionario. Los resultados son extensamente analizados y comparados con datos de temperatura y flujo térmico superficial debido a las controversias que surgen del uso de simulaciones estacionarias en regiones tectónicamente activas. Adicionalmente, se presenta el cálculo de un indicador independiente del campo termal a partir del análisis espectral de las anomalías magnéticas. Dicho análisis provee la profundidad a la base de la capa magnetizada, interpretada aquí como la isoterma de Curie.

A continuación, el estado reológico de la región es abordado en el Capítulo 5. La distribución de la resistencia a la deformación permanente de las rocas es presentada en mapas de resistencia integrada y en envolventes de resistencia a la deformación

permanente para examinar la presencia de heterogeneidades laterales y verticales, respectivamente. Por otro lado, se presentan cálculos del espesor elástico efectivo y equivalente de manera de poder explorar su relación con los perfiles reológicos de la litosfera. Adicionalmente, la respuesta dinámica del sistema orógeno-cuenca de antepaís es analizada mediante el desarrollo de un modelo geodinámico.

Finalmente, los resultados de los modelos son integrados en el Capítulo 6 para analizar la relación entre el estado térmico y reológico de los Andes Centrales y sus procesos de deformación activos. Con ese fin, los patrones de sismicidad y estructuras neotectónicas son compilados a partir de bases de datos globales y locales, y comparados con las distribuciones de temperatura y resistencia a la deformación permanente modeladas. Las conclusiones generales se presentan en el Capítulo 7.

Capítulo 2. Marco geológico

Los Andes Centrales forman parte de una extensa cadena orogénica asociada a subducción, ubicada en el margen occidental de la placa Sudamericana (Figura 2.1). Los procesos de subducción han sido casi continuos desde el Paleozoico temprano, sometiendo a la región a periodos alternantes de compresión y extensión (e.g., Bock et al., 2000; Coira et al., 2009; Maloney et al., 2013; Ramos, 2010, 2009). Los procesos tectónicos compresivos correspondientes a la fase Andina que moldearon las unidades morfoestructurales observadas actualmente comenzaron en el Cretácico Medio (e.g., Amilibia et al., 2008; Bascuñán et al., 2016; Rossel et al., 2013). La interacción de este último pulso orogénico, especialmente durante el Cenozoico, con las estructuras litosféricas heredadas de ciclos deformacionales previos, tanto extensivos como compresivos, ha producido la compleja configuración observada al presente.

La región de los Andes Centrales modelada en esta tesis se encuentra compuesta de oeste a este por un antearco, un arco volcánico y un retroarco, que a su vez están divididos en distintas provincias morfoestructurales sobre la base de su evolución tectónica y características actuales (Jordan et al., 1983; Ramos, 1999). El antearco comprende a la Cordillera de la Costa, el Valle Longitudinal y la Precordillera Chilena; el arco volcánico se encuentra comprendido dentro de la Cordillera Occidental; y el retroarco incluye al plateau andino (Altiplano-Puna), la Cordillera Oriental, las Sierras Subandinas, el Sistema de Santa Bárbara, las Sierras Pampeanas y la cuenca Chacoparanense (Figura 2.2).

El plateau Altiplano-Puna es uno de los rasgos más excepcionales de los Andes Centrales. Se trata del plateau más grande desarrollado en una zona de subducción y el segundo más grande del planeta, luego del Tibet (Allmendinger et al., 1997; Lamb, 2000). Presenta una extensión aproximada de 2000 km en la dirección N-S y 300 km en sentido E-O, con una elevación promedio sobre el nivel del mar de 3700 m (Figura 2.1). A las latitudes del plateau, entre aproximadamente 15°S y 28°S, la placa de Nazca subduce debajo de la placa Sudamericana con un ángulo promedio de 30°, mientras que al norte y sur de este segmento se desarrollan dos zonas de subducción horizontal (Isacks, 1988; Jordan et al., 1983).

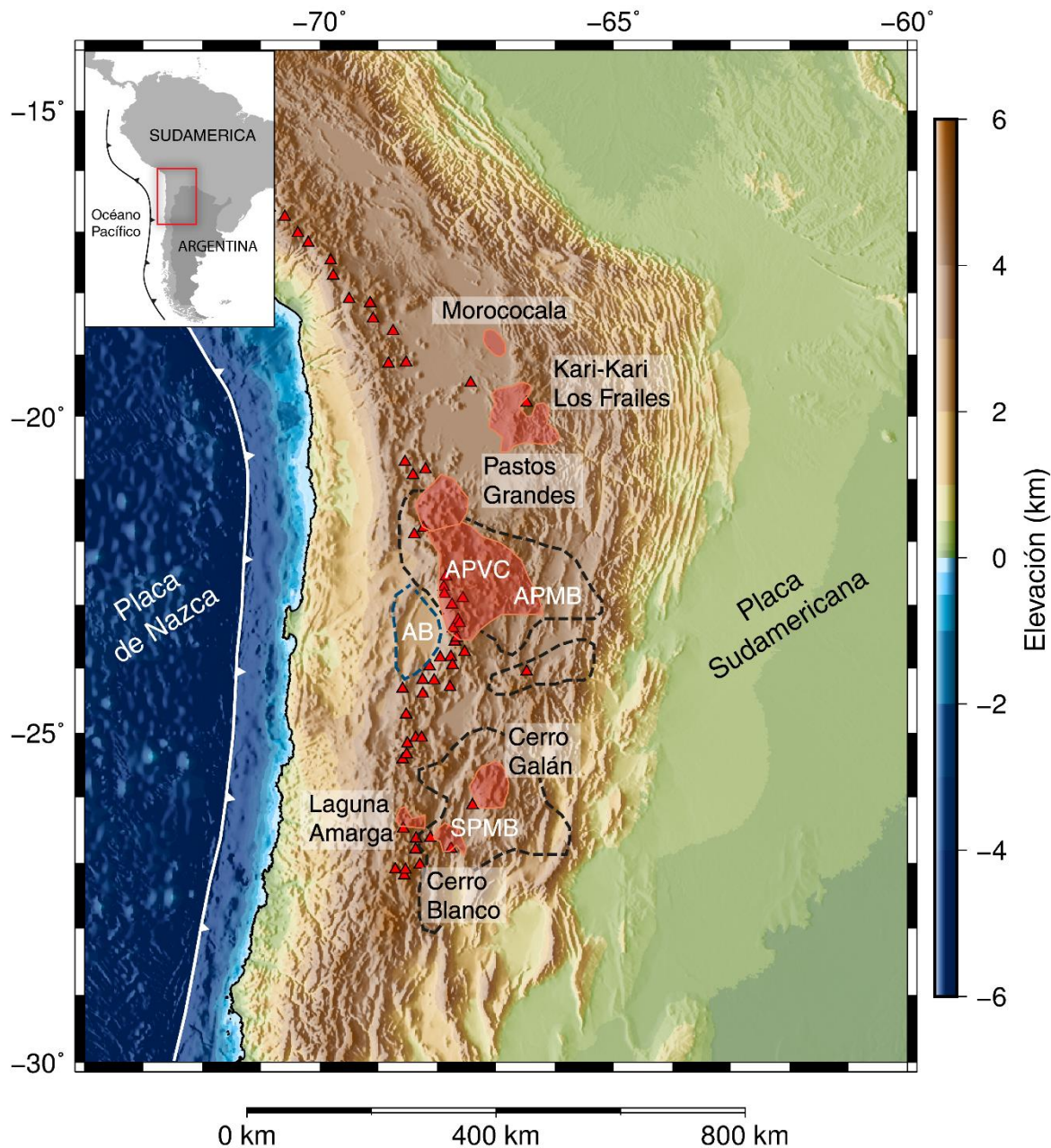


Figura 2.1: Mapa topográfico de ubicación de los Andes Centrales y zonas adyacentes, mostrando la distribución de volcanes activos (triángulos rojos – tomados de Global-Volcanism-Program, 2013), grandes calderas y provincias volcánicas (parches rojos – tomados de Burns et al., 2015; Guzmán et al., 2014; Kay et al., 2010), regiones con velocidad y resistividad anómalamente bajas (líneas negras discontinuas – tomadas de Beck et al., 2015; Bianchi et al., 2013), y una región con elevada velocidad sísmica (línea azul discontinua – tomada de Schurr y Rietbrock, 2004). APVC: Complejo Volcánico del Altiplano-Puna; APMB: Cuerpo Magmático del Altiplano-Puna; SPMB: Cuerpo Magmático de la Puna Sur; AB: Bloque de Atacama.

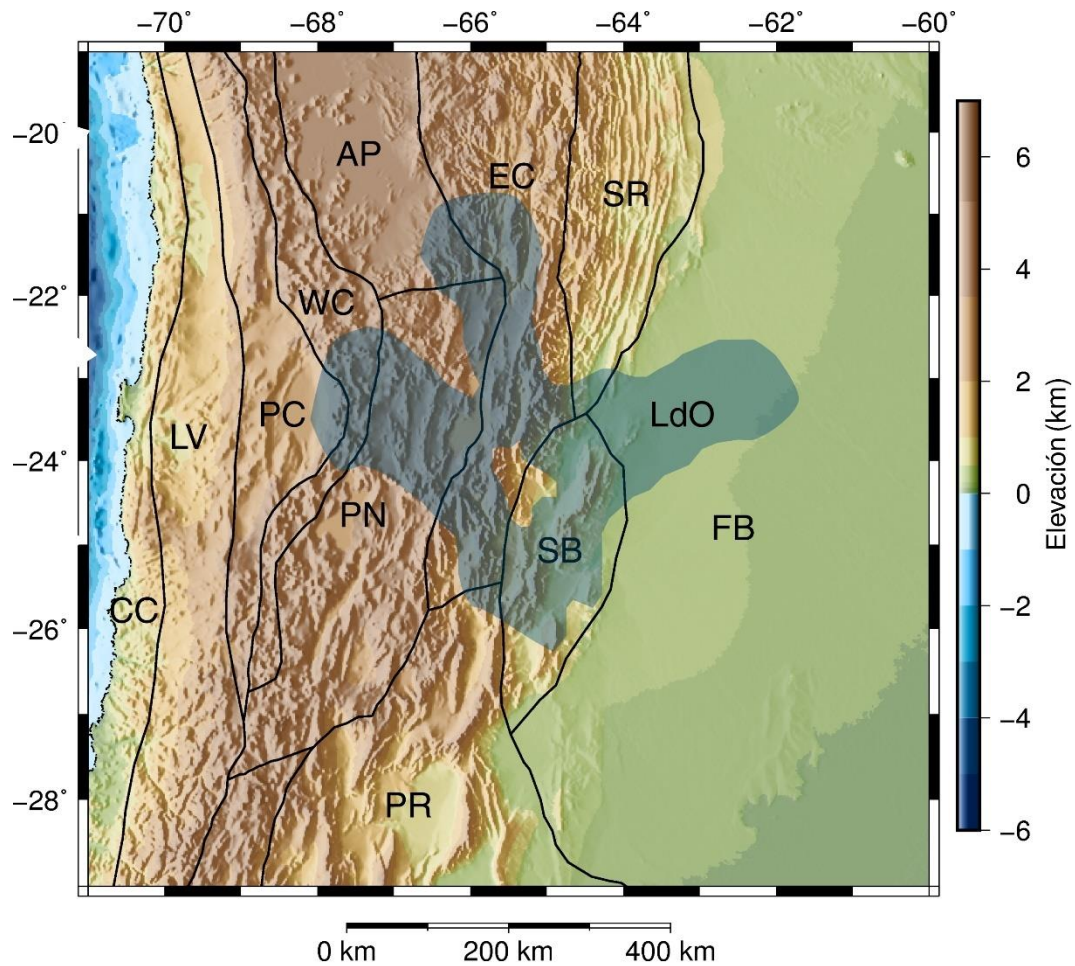


Figura 2.2: Mapa topográfico de la región modelada mostrando los límites entre las unidades morfoestructurales (líneas negras continuas – tomadas de Jordan et al., 1983, y Ramos 1999) y los principales depocentros extensionales del Cretácico Superior (parche azul – tomado de Reutter et al., 2006). CC: Cordillera de la Costa; LV: Valle Longitudinal; PC: Precordillera Chilena; WC: Cordillera Occidental; AP: Altiplano; PN: Puna; EC: Cordillera Oriental; SR: Sierras Subandinas; SB: Sistema de Santa Bárbara; PR: Sierras Pampeanas; FB: cuenca Chaco-Paraná; LdO: subcuenca Lomas de Olmedo.

2.1. Evolución tectónica

Los eventos tectónicos principales que han configurado el basamento de los Andes Centrales y los rasgos deformacionales cenozoicos han sido establecidos en diversos estudios científicos, sin embargo, la reconstrucción de la evolución paleozoica temprana y precámbrica es problemática debido a los escasos afloramientos de rocas de los correspondientes periodos (Casquet et al., 2012; DeCelles et al., 2015; Franz et al., 2006; Kay et al., 1994; Ramos, 2008; Riller et al., 2001a; Rossel et al., 2013; Strecker et al., 1989). El ensamble de los distintos dominios corticales tuvo lugar en el Neoproterozoico-Cámbrico durante las últimas etapas de formación de Gondwana; los relictos de basamento de la orogenia Pampeana y las sucesiones metasedimentarias de la Formación Puncoviscana constituyen un importante registro de este periodo (Escayola et al., 2011; Rapela et al., 2007; Trindade et al., 2006). Dos modelos de acreción cortical se destacan en la literatura, correspondientes a las hipótesis de los terrenos Pampia, Arequipa y Antofalla (e.g., Ramos, 2008; Ramos et al., 2010; Figura 2.3, a y b) y del bloque MARA (Casquet et al., 2012; Figura 2.3, c y d). La relevancia de dichos modelos de acreción yace en la distribución actual de límites de terrenos, que podrían actuar como zonas de debilidad para el emplazamiento de procesos deformacionales.

El Paleozoico temprano en la región estuvo caracterizado por una intensa actividad magmática y metamorfismo regional, asociados a procesos orogénicos del Cinturón Famatiniano. Las rocas metamórficas de este periodo son uniformes composicionalmente, con predominio de gneises félsicos y migmatitas (e.g., Lucassen et al., 2001, 2000). Por otro lado, las rocas magmáticas se encuentran asociadas a metamorfismo de alta temperatura y están dominadas por intrusiones de granitoides con una importante participación de material cortical, que puede alcanzar el 100 % (e.g., Pankhurst et al., 2000; Pankhurst y Rapela, 1998). Considerando la composición general félsica de las rocas, su signatura geoquímica y la distribución areal de los afloramientos, algunos autores han propuesto la existencia de un gran orógeno con características análogas a las actuales; sin embargo, aún no hay acuerdo respecto a si el origen de dicho orógeno fue colisional o simplemente asociado a procesos de subducción (e.g., Lucassen y Franz, 2005; Franz et al., 2006; Ramos, 2008).

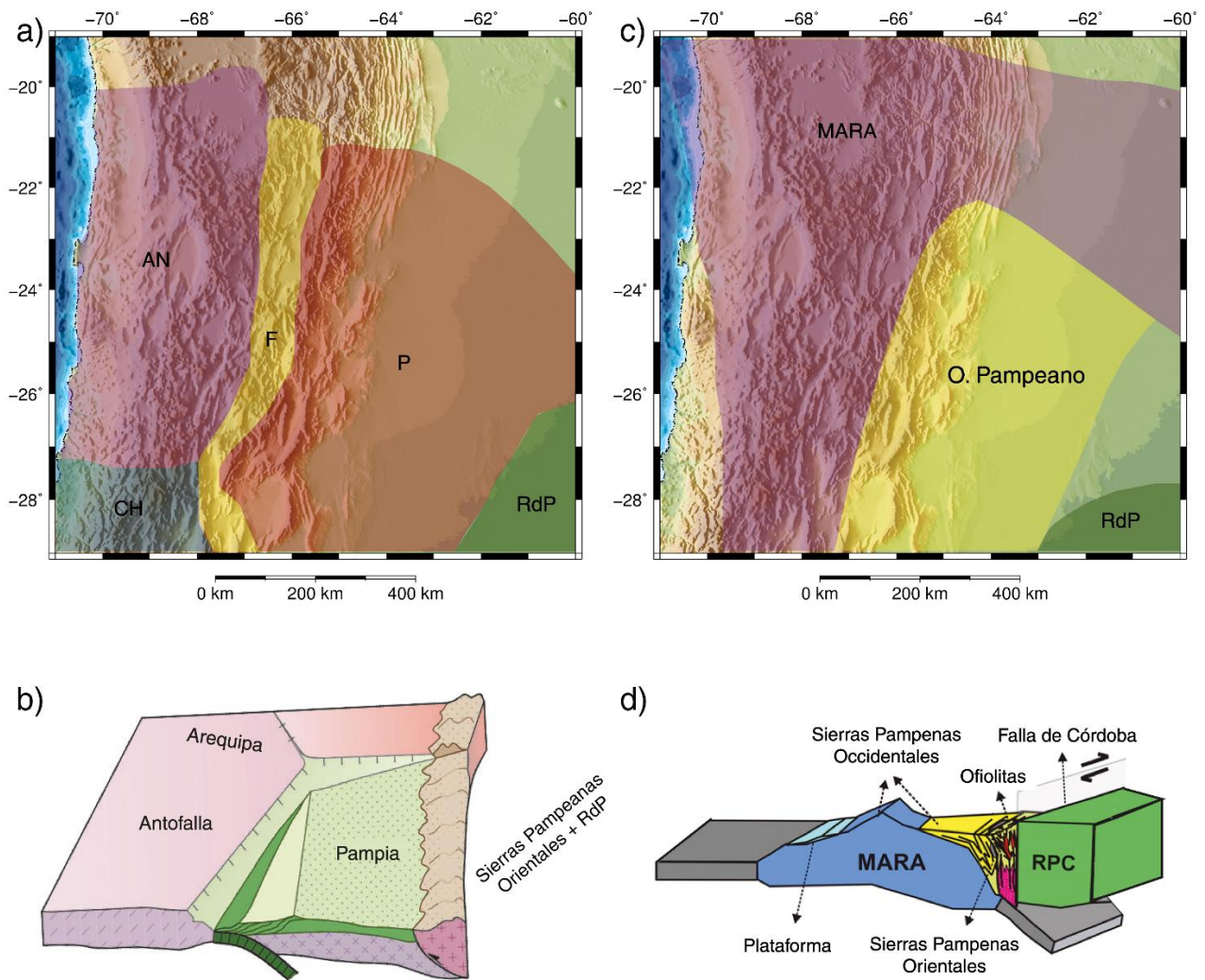


Figure 2.3: (a) Distribución de terrenos (tomada de Rapalini, 2005) correspondiente al modelo de acreción de Arequipa-Antofalla mostrado en (b) (modificado de Ramos, 2008). (c) Distribución de terrenos (tomada de Casquet et al., 2012) correspondiente al modelo de acreción del bloque MARA mostrado en (d) (modificado de Rapela et al., 2017). AN: Antofalla; P: Pampia; CH: Chilena; F: cinturón magmático de Famatina; RdP: cratón del Rio de la Plata; O. Pampeano: metasedimentos del orógeno Pampeano.

El actual Ciclo Andino comenzó en el Triásico Tardío-Jurásico Temprano, marcado por un cambio drástico en el régimen de subducción y el magmatismo. El comienzo de la extensión en el arco y el retroarco fue acompañado durante todo el Jurásico y el Cretácico Temprano por una voluminosa y ampliamente distribuida actividad magmática derivada de fundidos mantélicos, representada por las rocas máficas de la Formación La Negra y el batolito costero (e.g., Lucassen et al., 2002; Rossel et al., 2013). A medida que la placa Sudamericana aceleró su desplazamiento hacia la trinchera, la actividad extensional fue reemplazada por procesos compresivos y erosión cortical; en consecuencia, el arco volcánico migró progresivamente hacia el este desde el Cretácico Tardío, alcanzando su posición actual en la Cordillera Occidental hacia el Oligoceno (e.g., Franz et al., 2006; Maloney et al., 2013; Schellart, 2017; Scheuber y Reutter, 1992; Figuras 2.1 y 2.2).

De manera coetánea al inicio de la compresión en el oeste y la migración del arco, el retroarco experimentó un episodio extensional entre los 21°S y 26°S durante el Cretácico tardío-Paleógeno (conocido como Rift del Grupo Salta), con una dirección predominante N-S, a excepción de su rama oriental Lomas de Olmedo (Figura 2.2) (e.g., Marquillas y Salfity, 1988). Los registros sedimentarios del sistema de rift evidencian que se extendió ampliamente por el noroeste argentino hacia la Precordillera Chilena, a lo largo de cuatro depocentros principales (Tres Cruces, Metán-Alemaña, Lomas de Olmedo, y Say) (e.g., Marquillas et al., 2005; Viramonte et al., 1999). Dentro de los depósitos de rift se reconocen rocas basálticas del Cretácico Tardío con afinidad alcalina conteniendo xenolitos de la corteza inferior y el manto superior; dichas rocas y xenolitos han provisto información clave sobre la edad del rift y su origen geodinámico (Lucassen et al., 2005, 1999).

Desde el Oligoceno al presente, el volcanismo se ha concentrado en la Cordillera Occidental y el plateau Altiplano-Puna (e.g., Trumbull et al., 2006). En todo el plateau se observan rocas volcánicas de edad oligo-miocena con afinidad de arco, grandes depósitos ignimbríticos del Mioceno Tardío al Cuaternario con una importante contribución cortical, y pequeños depósitos basálticos derivados del manto de edad oligocena a cuaternaria (Guzmán et al., 2014; Kay et al., 1994; Figura 2.1). La distribución del magmatismo sugiere que durante el Oligo-Mioceno hubieron cambios en la inclinación de la losa subducida que

produjeron como consecuencia un ascenso astenosférico y procesos de delaminación litosférica (e.g., Drew et al., 2009; Kay et al., 2010). Los *flare-up* ignimbríticos más importantes produjeron una de las mayores provincias volcánicas, el Complejo Volcánico del Altiplano-Puna (APVC por su terminología inglesa; de Silva, 1989; Figura 2.1). En asociación con los depósitos volcánicos del plateau se han reconocido dos pronunciadas anomalías de velocidad en la corteza, interpretadas como zonas de fusión parcial y metamorfismo activo, el Cuerpo Magmático del Altiplano-Puna (APMB por su terminología inglesa; Yuan et al., 2000; Figura 2.2) y el Cuerpo Magmático de la Puna Sur (SPMB por su terminología inglesa; Bianchi et al., 2013).

2.2. Compresión andina

Las primeras etapas compresivas de construcción de los Andes actuales datan del Cretácico (e.g., Bascuñán et al., 2016), en coincidencia con el inicio de la migración del arco volcánico. Sin embargo, las principales fases compresivas comenzaron hace aproximadamente 40 millones de años, afectando toda la región correspondiente al plateau andino (e.g., Henríquez et al., 2020; Lamb, 2015; Quade et al., 2015). Al norte de los 22°S, el Altiplano fue estructurado entre los ~30-10 Ma por fajas plegadas y corridas de piel fina que se propagaron desde la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental hacia su interior; mientras que la deformación en la Puna empezó a los ~20 Ma y se encuentra aún activa (e.g., Coutand et al., 2001; Elger et al., 2005; McQuarrie et al., 2005; Oncken et al., 2006; Schoenbohm y Strecker, 2009). Distintos sistemas de fallas de rumbo y compresivas han generado en la Puna una morfología rómbica caracterizada por el desarrollo de bloques elevados y subcuencas del tipo *basin and range* (Allmendinger et al., 1997).

El inicio y estilo de la deformación a lo largo del antepaís son también heterogéneos. Las Sierras Subandinas comenzaron a desarrollarse a los ~15-10 Ma mediante la formación de una faja plegada y corrida de piel fina con vergencia oriental, despegada en la sección paleozoica de la columna estratigráfica (Dunn et al., 1995; Lamb, 2015; McQuarrie, 2002; Mingramm et al., 1979). En cambio, la deformación del antepaís

fragmentado correspondiente al Sistema de Santa Bárbara y las Sierras Pampeanas comenzó sólo hace 7 Ma (Löbens et al., 2011; Sobel y Strecker, 2003). El estilo estructural del Sistema de Santa Bárbara está fuertemente controlado por la inversión tectónica del Rift del Grupo Salta, cerca del margen oriental del plateau (Kley y Monaldi, 2002); mientras que las Sierras Pampeanas están caracterizadas por bloques de basamento elevados por fallas inversas y distribuidos ampliamente a través del antepaís, en asociación con la zona de subducción subhorizontal pampeana (Ramos et al., 2002).

Diversos proyectos de investigación han compilado información sobre la sismicidad y el fallamiento activo en los Andes Centrales, revelando que la mayor parte de la actividad registrada se encuentra localizada a lo largo de la Cordillera de la Costa y el margen oriental del plateau andino, así como en las Sierras Pampeanas y el Sistema de Santa Bárbara (proyectos PUDEL, PUNA '97, PISCO '94 y ANCORP '96; Graeber, 1997; Heit et al., 2007b; Mulcahy et al., 2014; Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas, 2008; Rietbrock et al., 1997; Schurr et al., 1999; Figura 2.4 y 2.5). En la Cordillera de la Costa se han registrado los eventos sísmicos más profundos (profundidades superiores a los 50 km) así como también los mayores rangos de profundidad debido a que los sismos ocurren en asociación con el plano de subducción. En cambio, la mayor parte de la sismicidad al este del plateau (Sistema de Santa Bárbara y Sierras Pampeanas) se encuentra restringida a la corteza superior/media (profundidades de entre 10 y 30 km). En la Puna y el margen oriental del plateau, la actividad es aún más somera (hasta 15 km de profundidad) y heterogénea, observándose coexistencia de compresión, transpresión, transtensión y extensión, según lo indican los mecanismos focales (Figura 2.5). Sobre la base de dicha evidencia, y en conjunto con la elevada topografía y la falta de compensación isostática, algunos autores han sugerido que la Puna se encuentra actualmente en un estado de colapso orogénico (Allmendinger et al., 1989; Daxberger y Riller, 2015; Montero López et al., 2014; L. Schoenbohm y Strecker, 2009).

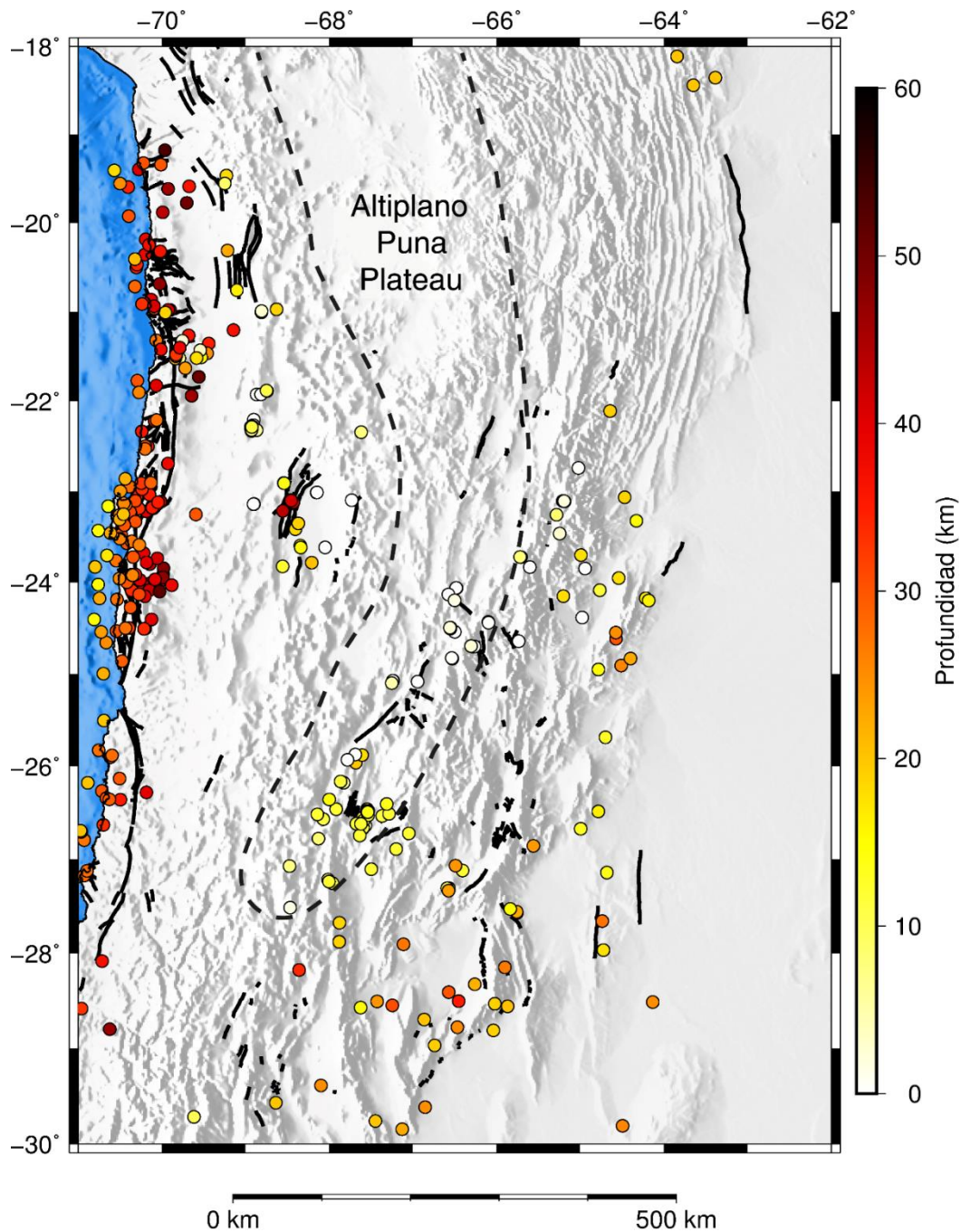


Figura 2.4: Mapa de la región del plateau Altiplano-Puna (línea negra discontinua) en los Andes Centrales mostrando la distribución de hipocentros corticales (círculos coloreados – tomados de ISC-EHB Bulletin y Mulcahy et al., 2014) y estructuras neotectónicas (líneas negras continuas – tomadas del Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas, 2008).

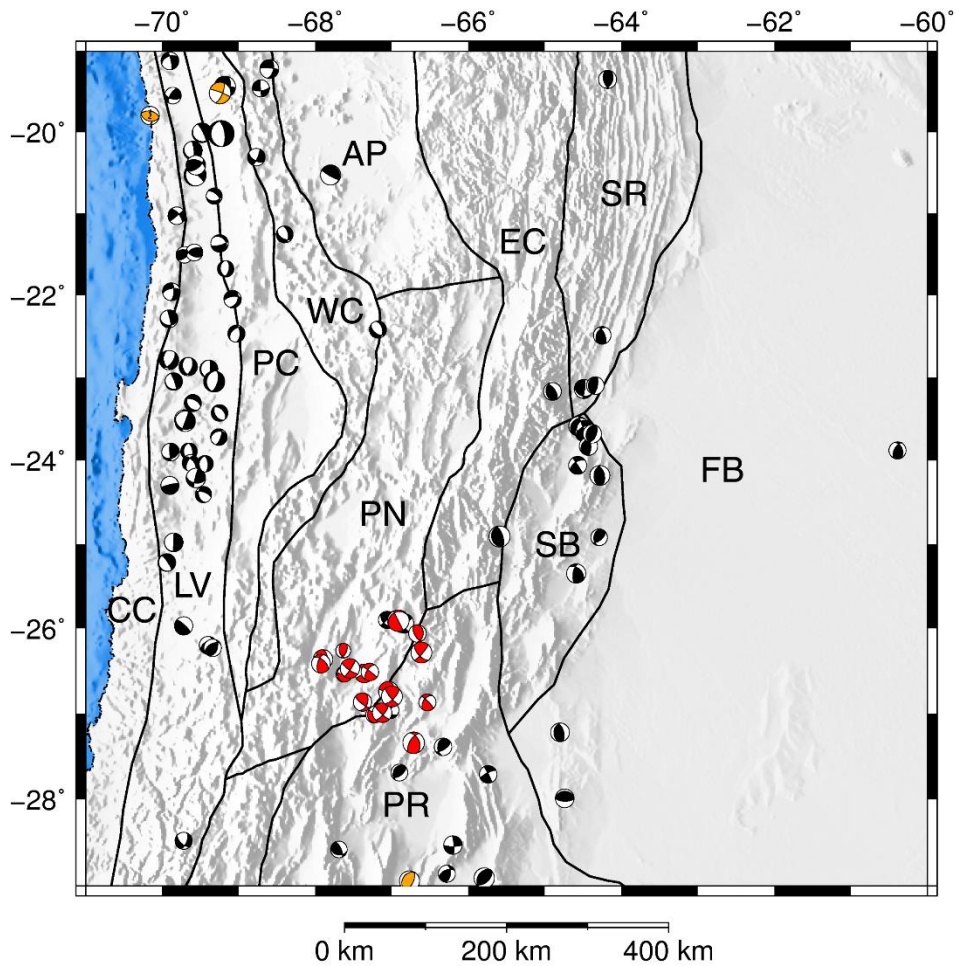


Figura 2.5: Distribución de mecanismos focales de sismos corticales en la región modelada. Los mecanismos focales de color naranja, rojo y negro fueron tomados de Devlin et al. (2012), Mulcahy et al. (2014) y Global Centroid Moment Tensor Catalog (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012), respectivamente. El tamaño de los mecanismos focales corresponde a la magnitud de los sismos. Notar que la escala de los mecanismos focales presentados en color rojo ha sido duplicada para que sean visibles en el mapa. Las líneas negras continuas corresponden a los límites entre las unidades morfoestructurales presentados en la Figura 2.2.

Capítulo 3. Modelo de densidades de los Andes Centrales en tres dimensiones a escala litosférica

3.1. Introducción

El primer paso en la construcción de un modelo de densidades consiste en compilar información sobre la composición y estructura de la corteza y el manto superior, con el fin de reducir la ambigüedad inherente al modelado gravimétrico. En la región estudiada se han llevado a cabo numerosos estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos que proveen una base sólida para el desarrollo del modelo presentado en este capítulo. Por otro lado, en algunos estudios previos ya se han elaborado modelos de densidades en dos y tres dimensiones que pueden ser utilizados como punto de partida en el proceso de modelado.

En el Capítulo 2, se ha mostrado que, sobre la base de la geología somera de la región, se distinguen una serie de unidades morfoestructurales (Figura 2.2). La Cordillera de la Costa está constituida principalmente por rocas ígneas básicas a andesíticas del Jurásico-Cretácico Temprano, que fueron intruidas en una corteza continental adelgazada (Lucassen et al., 2006; Rossel et al., 2013). Hacia el este, la Precordillera Chilena está formada por rocas ígneo-metamórficas paleozoicas, rocas sedimentarias y volcánicas del Mesozoico y el Cenozoico, e intrusiones plutónicas del Cretácico Tardío-Paleógeno (Amilibia et al., 2008; Lucassen et al., 2001; Mpodozis y Ramos, 1989; Scheuber et al., 1994). La Cordillera Occidental corresponde al actual arco volcánico y está constituida por rocas sedimentarias mesozoicas, y voluminosas intrusiones plutónicas y efusiones volcánicas del Cenozoico (Scheuber y Reutter, 1992).

El plateau andino es una gran cuenca endorreica intraorogénica desarrollada sobre rocas ígneas y metamórficas del Neoproterozoico Tardío-Paleozoico; su relleno está compuesto por rocas sedimentarias con un importante componente evaporítico y volcánico, así como depósitos volcánicos predominantemente félsicos (Alonso et al., 1991; Siks y Horton, 2011). Desde el Mioceno Tardío, edificios volcánicos locales y grandes

calderas se han desarrollado en el interior del plateau (Coira y Kay, 1993; Guzmán et al., 2014; Kay et al., 1994; Viramonte et al., 1984). La Cordillera Oriental consiste en una faja plegada y corrida de piel gruesa compuesta principalmente por rocas metamórficas neoproterozoicas a paleozoicas, cubiertas por rocas sedimentarias y volcánicas del Cretácico y el Cenozoico (Mon y Salfity, 1995).

Hacia el antepaís, las Sierras Subandinas están formadas por rocas sedimentarias de edad paleozoica a cenozoica (Dunn et al., 1995; Mingramm et al., 1979); el Sistema de Santa Bárbara está compuesto por rocas metasedimentarias paleozoicas cubiertas por rocas sedimentarias y volcánicas del Cretácico y el Cenozoico (Kley y Monaldi, 2002; Marquillas et al., 2005); y las Sierras Pampeanas están formadas principalmente por rocas ígneas y metamórficas del Proterozoico Tardío al Paleozoico (Jordan y Allmendinger, 1986; Toselli et al., 1978). En la cuenca Chaco-Paraná se han depositado hasta 7,5 km de sedimentos desde el Oligoceno, sobre rocas sedimentarias más antiguas (Chebli et al., 1999).

Respecto a los niveles más profundos de la litosfera, estudios de refracción sísmica han determinado una profundidad promedio de ~70 km para la discontinuidad de Mohorovicic (Moho) debajo del plateau (~65 km en la Puna y ~75 km en el Altiplano), y de ~30-35 km debajo del antepaís (e.g., Beck y Zandt, 2002; Fromm et al., 2004; Heit, 2005; Heit et al., 2014, 2008, 2007; Ryan et al., 2016; Yuan et al., 2002, 2000; Figura 3.1). Más aún, algunos autores han identificado heterogeneidades en el espesor y el estado térmico de la litosfera en base a estudios de tomografía sísmica, funciones receptoras y flujo térmico superficial, reconociendo una litosfera adelgazada en el orógeno con respecto al antepaís y un límite litosfera-astenosfera más somero en la Puna (e.g., Liang et al., 2014; Springer y Förster, 1998; Whitman et al., 1996).

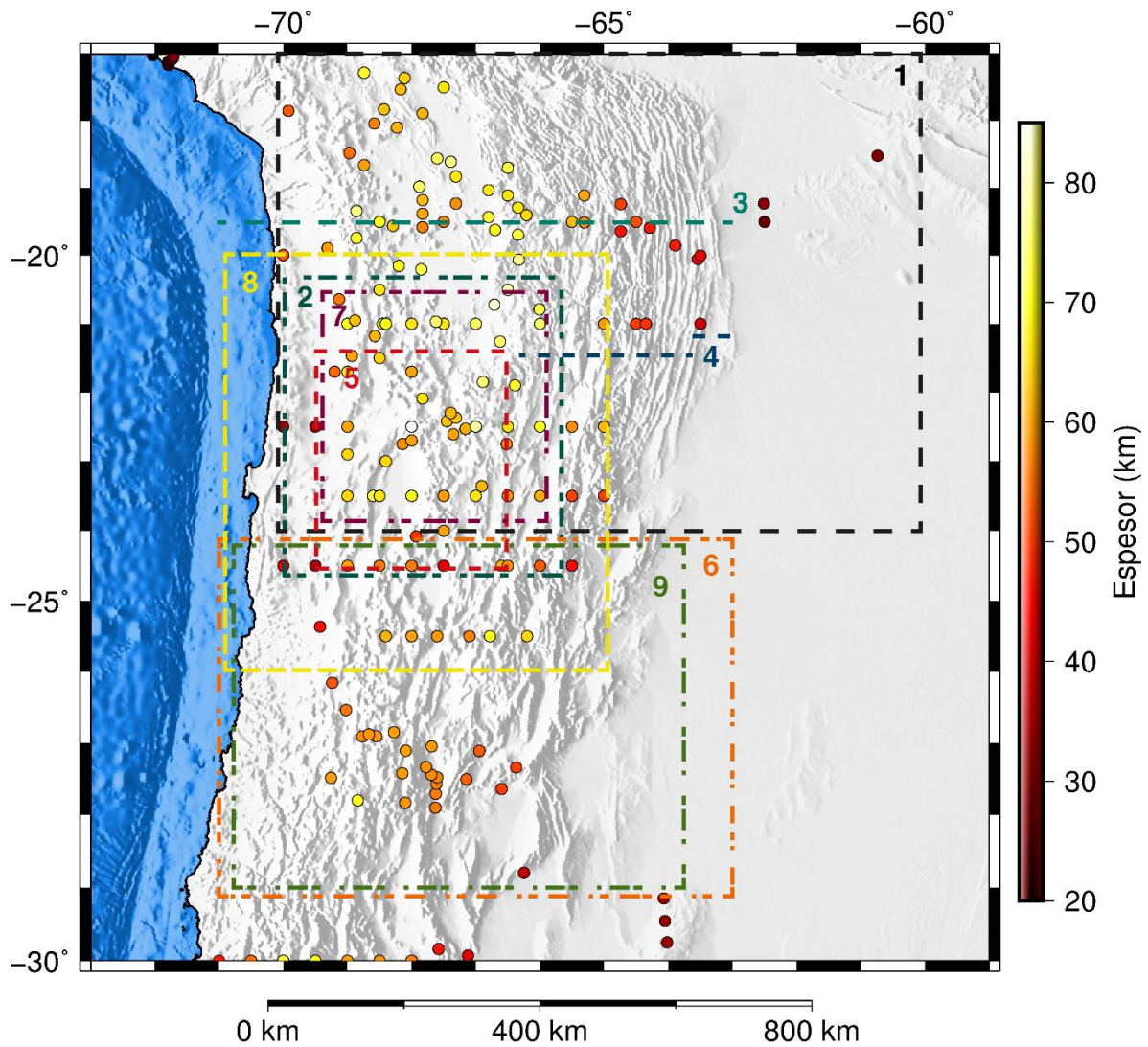


Figura 3.1: Distribución de estimaciones puntuales de espesor cortical en los Andes Centrales obtenidas a partir de estudios sísmicos (círculos coloreados – compilados por Assumpção et al., 2013). Las líneas y rectángulos de colores muestran la ubicación de algunos de los estudios sísmicos y magnetotelúricos utilizados para definir la geometría inicial del modelo de densidades e interpretar los resultados. 1 - Swenson et al. (2000); 2 - Haberland y Rietbrock (2001); 3 - Dorbath y Masson (2000); 4 - Schmitz y Kley (1997); 5 - Schurr y Rietbrock (2004); 6 - Liang et al. (2014); 7 - Ward et al. (2014); 8 - Koulakov et al. (2006); 9 - Bianchi et al. (2013).

La estructura sísmica y eléctrica de la corteza ha sido profundamente investigada mediante estudios magnetoteléuticos, tomografías sísmicas y estudios de atenuación sísmica (e.g., Bianchi et al., 2013; Calixto et al., 2013; Chmielowski et al., 1999; Comeau et al., 2016, 2015; Graeber y Asch, 1999; Lessel, 1997; Schmitz y Kley, 1997; Schurr et al., 2006; Schurr y Rietbrock, 2004; Swenson et al., 2000; Ward et al., 2014, 2013; Wigger et al., 1994; Figura 3.1). En general, la corteza está caracterizada por velocidades altas y baja atenuación en el antearco, velocidades bajas y alta atenuación en el orógeno, y velocidades intermedias en el antepaís. Los rasgos más prominentes identificados por dichos estudios son el Cuerpo Magmático del Altiplano-Puna y el Cuerpo Magmático de la Puna Sur, caracterizados por velocidades sísmicas anómalamente bajas, y el Bloque de Atacama, caracterizado por velocidades sísmicas extremadamente altas (e.g., Bianchi et al., 2013; Schurr y Rietbrock, 2004; Ward et al., 2014, 2013). La estructura eléctrica de la corteza revela la presencia de zonas altamente conductoras debajo del arco volcánico y el plateau Altiplano-Puna en coincidencia con las zonas de baja velocidad, apoyando la ya mencionada existencia de fusión parcial en dichas regiones (e.g., Chmielowski et al., 1999).

En este capítulo, se presenta entonces un nuevo y actualizado modelo de densidades en tres dimensiones de la litosfera andina, construido en base a los datos y publicaciones mencionados, en conjunto con un modelo previo (Prezzi et al., 2009). La técnica de modelado consiste en la definición de unidades e interfases principales mediante el uso de datos independientes de la gravedad (i.e. datos previos que no dependen de modelado gravimétrico), la determinación de densidades a partir de litologías dominantes y velocidades sísmicas, y el modelado directo de la anomalía de Bouguer.

3.2. Métodos y datos

La metodología central de este capítulo es el modelado gravimétrico. Debido a la ambigüedad del método, se incorporó información geológica y geofísica adicional sobre la densidad de las unidades y las interfases principales (donde se registran marcados contrastes de densidad) para reducir el número de parámetros libres. En una primera etapa, se construyó un modelo inicial a partir de la información recopilada y un modelo previo. A continuación, se asignaron densidades a cada una de las unidades del modelo. Finalmente, la configuración del modelo inicial fue modificada iterativamente hasta lograr un buen ajuste entre la anomalía de gravedad resultante de la distribución de densidades modelada y la anomalía de gravedad observada.

En el modelo gravimétrico previo, Prezzi et al. (2009) diferenciaron bloques corticales correspondientes a las unidades morfoestructurales de los Andes Centrales. Dichos bloques estaban subdivididos verticalmente en corteza superior, media e inferior, cuyas densidades habían sido calculadas de acuerdo con la composición litológica superficial y las condiciones de presión y temperatura en profundidad. A pesar de que dicho modelo fue parcialmente utilizado para la construcción del modelo inicial, la principal diferencia con la configuración de densidades presentada aquí es que esta última fue determinada principalmente en base a la estructura sísmica de la litosfera. Aunque este nuevo modelo presenta una menor cantidad de divisiones y parece menos detallado, provee una representación más realista de la corteza considerando los más recientes estudios geofísicos (e.g., Bianchi et al., 2013; Ward et al., 2013).

3.2.1. Geometría del modelo inicial

La topografía y batimetría fueron extraídas del modelo de relieve global ETOPO1 (Amante y Eakins, 2009). Para calcular la profundidad del basamento cristalino, se substrajo el espesor sedimentario tomado de una compilación previa (Meeßen et al., 2018) de la topografía/batimetría. Las interfases que dividen la corteza en superior, media

e inferior fueron tomadas del modelo gravimétrico previo (Prezzi et al., 2009). La base de la corteza continental fue obtenida del modelo “Moho B2” de Assumpção et al. (2013), construido a partir de la compilación de espesores corticales de Sudamérica y su interpolación mediante tomografía de ondas superficiales. El modelo “Moho B3” preferido por sus autores (Assumpção et al., 2013) no fue utilizado debido a la inclusión en el mismo de datos de espesor cortical dependientes de la gravedad. Las superficies superior e inferior de la corteza oceánica subducida fueron también tomadas del modelo de Prezzi et al. (2009).

La corteza cristalina continental fue diferenciada en unidades yuxtapuestas lateralmente sobre la base de las variaciones observadas en distintos parámetros sísmicos (velocidad de onda P - V_p -, velocidad de onda S - V_s -, atenuación de onda P - Q_p -, atenuación de onda S - Q_s - y relación V_p/V_s). Teniendo en cuenta los datos publicados (e.g., Bianchi et al., 2013; Calixto et al., 2013; Schurr et al., 2006; Schurr y Rietbrock, 2004; Ward et al., 2014, 2013), se consideraron cinco dominios regionales (Figura 3.2).

Se delimitaron dos regiones con velocidad cortical elevada y baja atenuación en los sectores occidental y oriental del área modelada, a las cuales se denominó Dominio Occidental y Dominio Oriental, respectivamente. Entre dichos dominios queda comprendida una región con baja velocidad y elevada atenuación a la que se nombró como Dominio Central (e.g., Bianchi et al., 2013; Chulick et al., 2013; Liang et al., 2014; Schurr y Rietbrock, 2004; Ward et al., 2013; Figura 3.2). El Dominio Occidental corresponde espacialmente al sector occidental del antearco, incluyendo a la Cordillera de la Costa y parte del Valle Longitudinal. El Dominio Central incluye al arco volcánico, al sector oriental del antearco (Precordillera Chilena y parte del Valle Longitudinal), al plateau andino, a la Cordillera Oriental y al sector occidental de las Sierras Subandinas y el Sistema de Santa Bárbara. El Dominio Oriental está conformado por la cuenca de antepaís, las Sierras Pampeanas y el sector oriental de las Sierras Subandinas y el Sistema de Santa Bárbara.

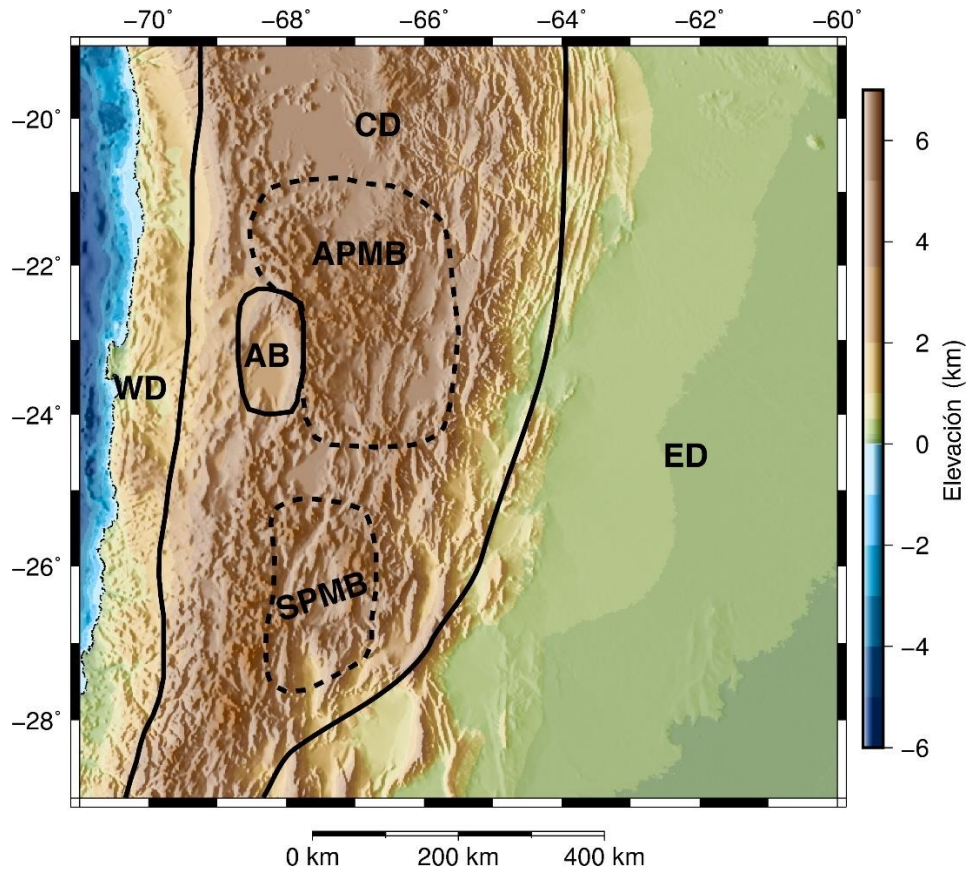


Figura 3.2: Mapa topográfico de la región modelada mostrando los límites entre los distintos dominios del modelo (líneas negras). Las líneas discontinuas delimitan dominios dentro de la corteza que no se extienden en todo el espesor cortical. WD: Dominio Occidental; CD: Dominio Central; ED: Dominio Oriental; AB: Bloque de Atacama; APMB-SPMB: Cuerpos Magmáticos del Altiplano Puna y de la Puna Sur.

Adicionalmente, se diferenciaron dentro del Dominio Central otros dos dominios independientes. Uno de ellos es el Bloque de Atacama, que está caracterizado por una velocidad elevada y baja atenuación (e.g., Schurr y Rietbrock, 2004). El otro corresponde a los Cuerpos Magmáticos del Altiplano-Puna y de la Puna Sur (APMB-SPMB), caracterizados por una baja velocidad y alta atenuación (Figura 3.2).

En consecuencia, el modelo presentado en este capítulo está compuesto por i) una corteza continental cristalina dividida en cinco dominios (Dominio Occidental, Dominio Central, Dominio Oriental, Bloque de Atacama, APMB-SPMB), los que a su vez se encuentran subdivididos verticalmente en corteza superior, media e inferior; ii) una única capa sedimentaria; iii) una corteza oceánica; y iv) un manto.

3.2.2. Determinación de densidades corticales

La distribución de densidades en la corteza fue determinada a partir de información geológica y geofísica, y del modelo de Prezzi et al. (2009). Las densidades corticales utilizadas en el modelado gravimétrico fueron seleccionadas tratando de satisfacer en lo posible todos los datos disponibles (Tabla 3.1).

Christensen y Mooney (1995) desarrollaron un modelo de la corteza continental relacionando densidad y profundidad (presión) para 29 tipos de roca, considerando distintas geotermas (temperatura). En base a dicho modelo, se estimaron las densidades de las unidades corticales teniendo en cuenta las litologías de afloramientos y xenolitos, y las condiciones de presión y temperatura inferidas a partir de la profundidad. Debido a que los afloramientos y xenolitos del basamento cristalino profundo son escasos en los Andes Centrales y se encuentran restringidos principalmente a su región occidental, no fue posible determinar la densidad de todas las unidades del modelo mediante este método.

A pesar de que el conocimiento de la composición litológica de la corteza se limita a sus niveles superiores, su estructura sísmica profunda en el antearco y el orógeno se encuentra bien caracterizada por un amplio número de investigaciones geofísicas (e.g., Bianchi et al., 2013; Graeber y Asch, 1999; Lessel, 1997; Schmitz y Kley, 1997; Schurr y Rietbrock, 2004; Swenson et al., 2000; Ward et al., 2013; Wigger et al., 1994). Dado que la velocidad de las ondas sísmicas está relacionada con la densidad del medio en el que se transmiten, se asignaron velocidades de onda P promedio para cada una de las unidades del modelo, las cuales fueron posteriormente convertidas a densidad mediante distintas relaciones experimentales. Se utilizaron la relación lineal entre velocidad de onda P y densidad de Christensen y Mooney (1995), válida para rocas cristalinas con velocidades de entre 5,5 y 7,5 km/s (Ecuación 3.1), y la regresión polinómica de Brocher (2005), válida para todo tipo de rocas (excepto máficas y ricas en calcio) con velocidades de entre 1,5 y 8,5 km/s (Ecuación. 3.2).

$$\rho(g/cm^3) = 0.541 + 0.3601V_p \quad (3.1)$$

$$\rho(g/cm^3) = 1.6612V_p - 0.4721V_p^2 + 0.0671V_p^3 - 0.0043V_p^4 + 0.000106V_p^5 \quad (3.2)$$

donde ρ es densidad y V_p es velocidad de onda P.

El Dominio Occidental está caracterizado por una alta velocidad de onda P y una relación V_p/V_s típica de rocas máficas (e.g., Schurr y Rietbrock, 2004). La corteza superior presenta una velocidad promedio de onda P de 6,1-6,4 km/s y está compuesta por secuencias volcánicas de hasta 7000 m de espesor, dominadas por andesitas basálticas con intercalaciones sedimentarias menores e intrusiones máficas (e.g., Lucassen et al., 2006; Pavlenkova et al., 2009; Rossel et al., 2013; Schurr et al., 2006). La corteza media presenta una velocidad promedio de onda P de 6,8-7,3 km/s y está compuesta por grandes batolitos gábricos a granodioríticos, afectados parcialmente por metamorfismo de media a alta temperatura (e.g., Lucassen et al., 2006; Pavlenkova et al., 2009; Rossel et al., 2013; Schurr et al., 2006). Contrariamente a las características más comunes de las estructuras sísmicas corticales, la corteza inferior presenta una velocidad promedio de onda P más baja que la de la corteza media (6,3-6,7 km/s); además, su relación V_p/V_s es característica de rocas hidratadas (probablemente serpentinitas; Graeber y Asch, 1999; Schurr et al., 2006). Patrones similares fueron observados en otras zonas de subducción, existiendo una posible asociación con el ascenso de fluidos de la losa subducida, que alterarían la composición mineralógica de la corteza inferior y el manto superior en el antearco (e.g., Hyndman y Peacock, 2003; Peacock, 1996).

Tabla 3.1: Litología dominante, velocidad de onda P y densidad de las unidades del modelo.

Unidad del modelo	Densidad, ρ (kg m ⁻³)	Velocidad de onda P, V_p (km s ⁻¹)	Litología dominante
Sedimentos	2450 ¹	3,1-5,1	Areniscas, pelitas
Corteza superior del Dominio Oriental	2880 ¹	6,1-6,4	Rocas ígneas y metamórficas félsicas
Corteza inferior del Dominio Oriental	3020 ³	6,7-6,9	Rocas ígneas y metamórficas, félsicas y máficas?
Corteza superior del Dominio Central	2700 ¹	5,7-6,0	Ignimbritas, areniscas, esquistos, granitos
Corteza media del Dominio Central	2880 ³	6,3-6,5	Gneises, granitos, migmatitas
Corteza inferior del Dominio Central	3050 ³	6,8-7,0	Granulitas félsicas
Corteza superior del Dominio Occidental	2740 ³	6,1-6,4	Basaltos, andesitas
Corteza media del Dominio Occidental	3040 ³	6,8-7,3	Gabros, dioritas, anfibolitas
Corteza inferior del Dominio Occidental	2930 ³	6,3-6,7	Rocas máficas serpentinizadas?
Corteza superior del Bloque de Atacama	2750 ³	6,1-6,4	Rocas máficas?
Corteza media del Bloque de Atacama	2930 ³	6,7-7,1	Rocas máficas?
Corteza inferior del Bloque de Atacama	3090 ³	7,0-7,3	Rocas máficas?
Corteza superior de APMB-SPMB	2660 ⁴	4,5-6,0	Igual a la corteza superior del Dominio Central + fundidos
Corteza media de APMB-SPMB	2830 ⁴	4,5-6,0	Igual a la corteza media del Dominio Central + fundidos
Corteza oceánica	2900 ²	-	Basaltos, gabros

¹Densidades calculadas con la Ecuación 3.2 y el modelo de Christensen y Mooney (1995);

²densidades tomadas de Prezzi et al. (2009); ³densidades calculadas con la Ecuación 3.1 y el modelo de Christensen y Mooney (1995); ⁴densidades calculadas con la Ecuación 3.3.

El Dominio Central está caracterizado en su totalidad por una corteza con baja velocidad de onda P y una relación V_p/V_s característica de rocas félsicas a intermedias, lo que ha llevado a varios autores a sugerir la ausencia de una corteza inferior máfica (e.g., Beck y Zandt, 2002; Swenson et al., 2000). Se observa un progresivo aumento regional de la velocidad de onda P de 5,7-6,0 km/s en la corteza superior a 6,3-6,5 km/s en la corteza media y 6,8-7,0 km/s en la corteza inferior (Graeber y Asch, 1999; Wigger et al., 1994). Este dominio está compuesto por rocas predominantemente félsicas; la corteza superior está constituida por rocas metamórficas de grado bajo a medio (protolitos sedimentarios e ígneos), granitoides, rocas sedimentarias y extensos campos volcánicos; la corteza media está formada principalmente por rocas metamórficas de grado medio (ortogneises, paragneises y en menor medida anfibolitas), migmatitas y granitoides (dioritas, granitos); mientras que la corteza inferior está constituida por rocas metamórficas de grado alto (granulitas félsicas y en menor medida granulitas máficas y piroxenitas) (e.g., Lucassen et al., 2001, 1999; McLeod et al., 2013; Wörner et al., 2000).

El Dominio Oriental presenta una estructura sísmica más sencilla, con una corteza superior e inferior caracterizadas por velocidades promedio de onda P de entre 6,1-6,4 km/s y 6,7-6,9 km/s, respectivamente (Schmitz y Kley, 1997; Wigger et al., 1994). Este dominio se encuentra cubierto por la cuenca de antepaís andina, por lo que los únicos afloramientos de corteza cristalina se encuentran en las Sierras Pampeanas, en el extremo sur de la región modelada. Dichos afloramientos corresponden a rocas metamórficas de grado bajo a medio y rocas ígneas predominantemente félsicas.

En el dominio Bloque de Atacama, la velocidad promedio de onda P aumenta de 6,2 km/s cerca de la superficie a 7,5 km/s en las proximidades del Moho (Lessel, 1997; Schurr y Rietbrock, 2004), sugiriendo que la corteza cristalina debajo de la Cuenca de Atacama es máfica.

El dominio APMB-SPMB presenta una velocidad promedio de onda P que aumenta de 4,5 km/s a 6,0 km/s entre los 10 y 45 km de profundidad, aproximadamente (Wigger et al., 1994). Debido a los procesos de fusión parcial activos en este dominio (para mayor información ver Schilling et al., 2006), no se pudieron utilizar las relaciones entre densidad

y velocidad de onda P para determinar las densidades. En cambio, los cálculos se realizaron considerando al dominio como un material compuesto por dos fases (roca y fundido) con una composición equivalente a la del Dominio Central (Ecuación 3.3). Se estimó una densidad de 2450 kg/cm³ para el fundido en la corteza superior y de 2550 kg/cm³ en la corteza media, considerando la composición félsica predominante y las condiciones de presión en profundidad (Lesher y Spera, 2015). El porcentaje de fusión parcial fue determinado en 15 %, que es la fracción mínima de fundido requerida para explicar las anomalías de resistividad reportadas en la región (Comeau et al., 2016).

$$\rho_b = (1 - \theta)\rho_s + \theta\rho_m \quad (3.3)$$

donde ρ_b es densidad total, ρ_s es la densidad de la fase sólida, ρ_m es la densidad del fundido y θ es la fracción del fundido.

3.2.3. Determinación de densidades en el manto

Se ha demostrado en un gran número de estudios que las velocidades de onda P y S pueden ser utilizadas para determinar la distribución de densidades en el manto. Debido a que las ondas S son más sensibles a variaciones de temperatura, que a su vez resultan en variaciones de densidad (Goes et al., 2000), se ha optado aquí por la utilización de un modelo tomográfico global de onda S para calcular la configuración de densidades en el manto. De la gran variedad de modelos globales disponibles, se seleccionó la tomografía de Schaeffer y Lebedev (2013) debido a su mayor resolución (0,5° en latitud y longitud, y 25 km en la dirección vertical).

El método utilizado para llevar a cabo la conversión (Meeßen, 2017) es una versión modificada de la metodología desarrollada por Goes et al. (2000) para convertir velocidades de onda sísmica en temperatura y densidad para una determinada composición litológica, considerando los efectos de anarmonicidad y anelasticidad. La información de la composición mantélica requerida para llevar a cabo los cálculos fue tomada de xenolitos del manto de edad cretácica-cenozoica hallados en las rocas volcánicas básicas del Grupo Salta (Lucassen et al., 2005) (para una descripción detallada de los cálculos consultar el Apéndice A). Las densidades obtenidas fueron interpoladas a una grilla regular de 50 km de resolución horizontal y 10 km de resolución vertical, cubriendo el dominio mantélico del modelo de densidades, i.e. profundidades comprendidas entre el Moho y la base del modelo (220 km).

3.2.4. Modelado gravimétrico

El programa de modelado gravimétrico interactivo IGMAS+ (Interactive Geophysical Modelling ASsistant; Schmidt et al., 2011) fue empleado para llevar a cabo el modelado directo de la anomalía de Bouguer. Se utilizó la misma anomalía que la usada por Prezzi et al. (2009) (Figura 3.3a) para poder comparar los resultados en función de los nuevos datos incorporados. En dicho modelo previo, la anomalía de Bouguer marina fue calculada utilizando el modelo global de anomalía de aire libre 2001 KMS (Andersen y Knudsen, 1998), la batimetría del modelo GEBCO_08 Grid (The GEBCO_08 Grid, version 20100927, <http://www.gebco.net>) y una densidad de 2670 kg/m^3 para el agua. Los datos terrestres correspondían a mediciones realizadas y compiladas por los investigadores del *Collaborative Research Centre SBF 267 "Deformation Processes in the Andes"* (una descripción detallada puede encontrarse en Götze et al., 1990). La topografía del modelo inicial de densidades fue removida hasta el nivel del mar para garantizar la comparabilidad entre la anomalía de Bouguer medida (Figura 3.3a) y la calculada a partir del modelo (Figura 3.3b).

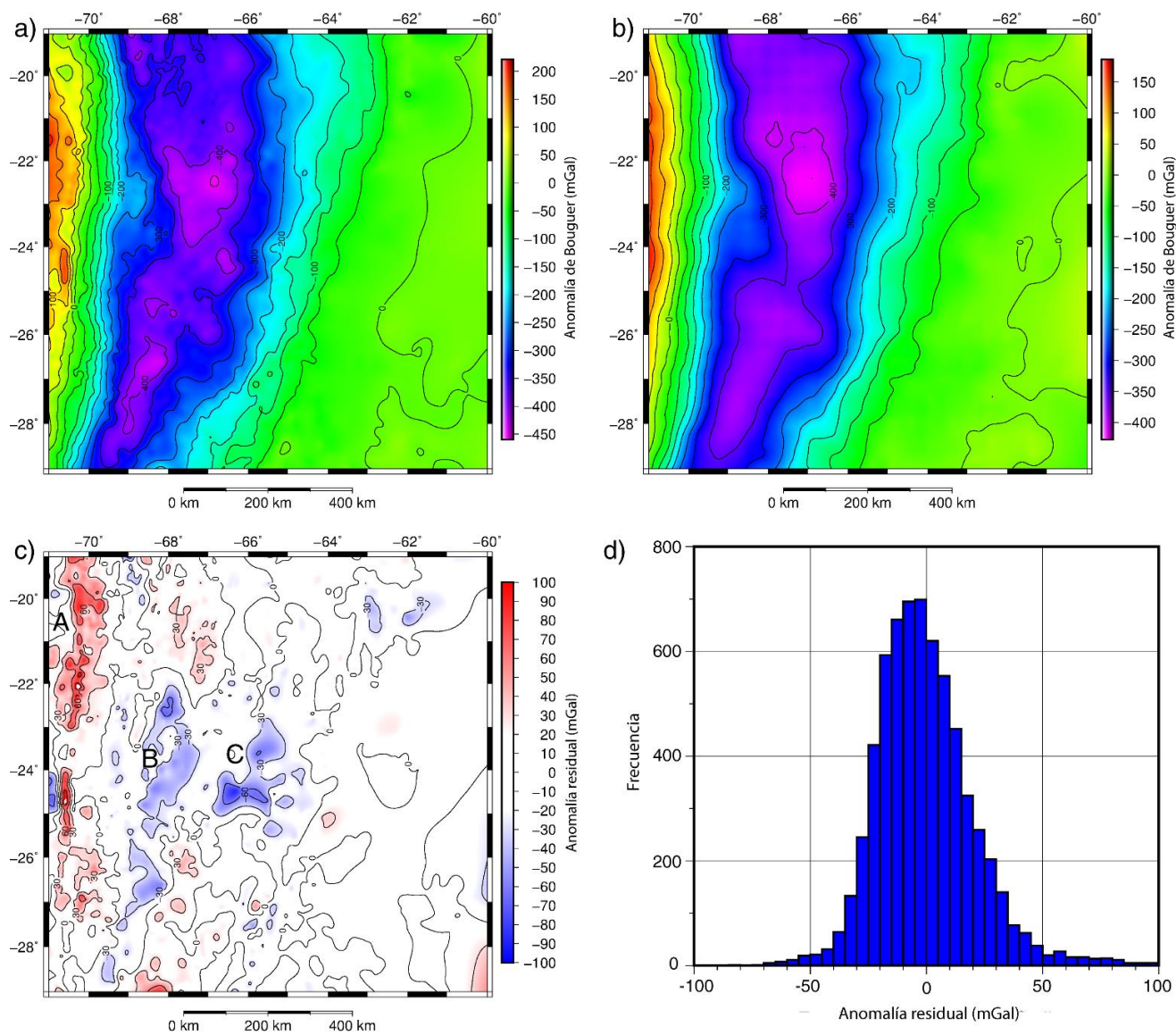


Figura 3.3: Mapas de anomalía de Bouguer (a) observada y (b) calculada. (c) Mapa de anomalía residual; A, B y C indican la ubicación de anomalías mencionadas en el texto. (d) Histograma de la anomalía residual.

La estructura inicial del modelo de densidades fue introducida en IGMAS+ mediante la importación de las interfases que separan las unidades del modelo. Dichas interfases fueron previamente interpoladas y extrapoladas en grillas regulares de 50 km x 50 km de resolución a partir de los datos originales. La estructura resultante quedó dividida verticalmente en capas dentro de cada dominio (e.g. corteza superior, media e inferior), de manera que cada una de esas capas representaba una unidad discreta de densidad única para el modelado gravimétrico. En la corteza se utilizaron las densidades presentadas en la Tabla 3.1, y para el manto, se implementó la grilla regular de densidades interpolada a partir de la conversión de velocidades de onda S como un cubo voxelizado.

Una vez construida la estructura inicial de modelo y asignadas las densidades correspondientes, se calculó la anomalía de Bouguer resultante. Como los dominios principales del modelo se extienden en la dirección N-S, se crearon planos de trabajo verticales en sentido E-O para llevar a cabo el modelado de la anomalía de Bouguer. En total, fueron creadas 23 secciones verticales dado que el modelo se extiende 1100 km en la dirección N-S y tiene una resolución horizontal de 50 km. Para reducir la incertidumbre y ambigüedad inherentes al método, la mayoría de los parámetros se mantuvieron constantes durante el proceso de modelado. No se modificaron las densidades asignadas ni aquellas interfases que fueron tomadas de datos independientes de la gravedad (i.e. Moho y tope del basamento). Se utilizó como parámetro libre de modelado el límite superior de la corteza inferior debido a que es la única superficie no independiente presente en toda la extensión del modelo.

Sobre la base de las principales diferencias entre la anomalía de Bouguer medida y la calculada, se modificaron las grillas originales correspondientes al límite superior de la corteza inferior (una grilla por cada dominio) para reducir las discrepancias observadas. El nuevo set de grillas fue introducido en el programa y se calculó nuevamente la anomalía de Bouguer para comparar con la anomalía medida. Este proceso fue repetido iterativamente hasta ajustar la anomalía.

3.3. Resultados

La estructura final del modelo de densidades obtenida a partir del modelado directo de la anomalía de Bouguer reproduce de manera aceptable las anomalías medidas (Figura 3.3). Menos de un 10 % del área modelada presenta anomalías residuales absolutas superiores a los 30 mGal (valor generalmente tomado como error del método para el área de estudio) (Figura 3.3, c & d). Dichas anomalías son de corta longitud de onda y generalmente no presentan un arreglo sistemático, excepto en casos particulares que serán discutidos más adelante. Considerando lo mencionado anteriormente y que la moda de las anomalías residuales es -4,57 mGal (Figura 3.3d) con una desviación estándar de 21,52 mGal, se puede concluir que el modelo presentado en esta tesis es consistente con la configuración regional de densidades de los Andes Centrales.

El espesor modelado para la corteza superior-media (Figura 3.4a) es uniforme en el Dominio Oriental (~22 km) y se incrementa hacia el oeste. En el Dominio Central, se observa un máximo en el espesor de la corteza superior-media en la región de la Cordillera Occidental y la Puna norte (~45 km). Hacia el sur y norte de esta región, en el Altiplano y la Puna sur, el espesor decrece hasta un mínimo de ~36 km en el Altiplano. En el Dominio Occidental, se observa una disminución progresiva de espesor desde la Cordillera Occidental hacia la trinchera.

El espesor modelado para la corteza inferior (Figura 3.4b) es bajo e irregular en el Dominio Oriental (~5-15 km). Se observa un incremento de espesor hacia el oeste, en algunas partes del Dominio Central, donde se alcanzan los ~20-30 km de espesor debajo de la Puna y los ~35-40 km de espesor debajo del Altiplano. La Puna exhibe un patrón irregular, con áreas semicirculares caracterizadas por distintos espesores; particularmente entre los 24-25°S y 66-68°W, se observa una región con espesor de corteza inferior reducido (~15 km). En el Dominio Occidental, la corteza inferior es delgada como en el Dominio Oriental, pero presenta un mayor rango de variación.

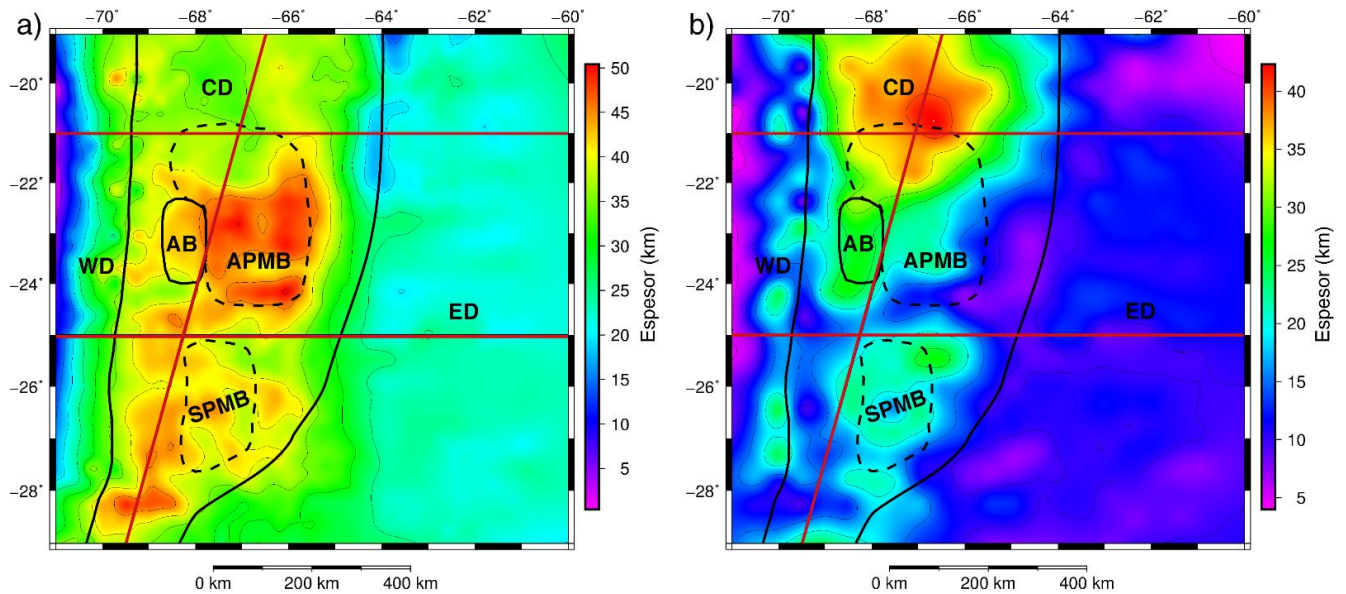


Figure 3.4: *Espesor modelado de (a) la corteza superior-media, y (b) la corteza inferior. Las líneas negras marcan los límites entre los dominios corticales del modelo (WD: Dominio Occidental; CD: Dominio Central; ED: Dominio Oriental; AB: Bloque de Atacama; APMB-SPMB: Cuerpo Magmáticos del Altiplano-Puna y de la Puna Sur). Las líneas rojas marcan la ubicación de los perfiles presentados en la Figura 3.5.*

Las diferencias más importantes con respecto al modelo de Prezzi et al. (2009) se encuentran en el orógeno, particularmente debajo del Altiplano. Los resultados aquí presentados muestran una corteza superior-media en el sector de la Puna entre 5 y 10 km más espesa que la del modelo previo y una corteza inferior en el sector del Altiplano entre 15 y 18 km más espesa. A pesar de que la distribución de espesores en el antearco y el antepaís es distinta a la de Prezzi et al. (2009), ambos modelos presentan rangos de espesor similares. Las diferencias observadas pueden ser explicadas en gran medida por los diferentes datos utilizados para la definición del Moho y por la utilización de un cubo de densidades voxelizado en el manto, obtenido a partir de la conversión de velocidades sísmicas.

La Figura 3.5 muestra dos secciones verticales del modelo perpendiculares al orógeno y una sección de dirección NNE-SSO a lo largo del orógeno. En dichas secciones se puede observar con mayor claridad la distribución de los dominios modelados en profundidad, especialmente del APMB-SPMB. Al comparar las dos secciones perpendiculares al orógeno (Figura 3.5, a y b), se observan las mismas tendencias de variación del espesor cortical que las presentadas en los mapas de la Figura 3.4. Adicionalmente, se observa que el espesor sedimentario en el antepaís es mayor en el sector norte que en el sur y que el Cuerpo Magmático del Altiplano Puna es más extenso que el Cuerpo Magmático de la Puna Sur. Por otro lado, en la Figura 3.5c se observa un claro incremento del espesor cortical total desde la Puna hacia el Altiplano.

Debido a la compleja estructura del modelo (numerosas divisiones horizontales y verticales) y a la falta de información precisa sobre las interfases intracorticales, en la Figura 3.6 se presenta un mapa de densidad promedio para la corteza cristalina (del tope del basamento al Moho) calculada en cada posición X-Y. La utilización de densidades promedio proporciona una perspectiva más directa para analizar los resultados del modelo en términos de composición general de la corteza (considerando que los estudios sísmicos no indican grandes variaciones composicionales en profundidad). Se reconocen en el mapa tres sectores principales; una región de baja densidad en el centro rodeada de zonas con alta densidad al este y oeste (parcialmente congruentes con los dominios modelados). La zona de baja densidad presenta una densidad promedio general de 2860 kg/m^3 y coincide espacialmente con el Dominio Central. Esta zona es angosta en el sur del área modelada y se ensancha hacia el norte, donde la densidad es mayor y la transición hacia los sectores de alta densidad en el este y oeste es más suave. El sector occidental presenta las densidades promedio más elevadas (aproximadamente 2945 kg/m^3), correspondientes al Dominio Occidental y el Bloque de Atacama. El Dominio Oriental también presenta densidades promedio elevadas, pero menores que las del Dominio Occidental (2915 kg/m^3).

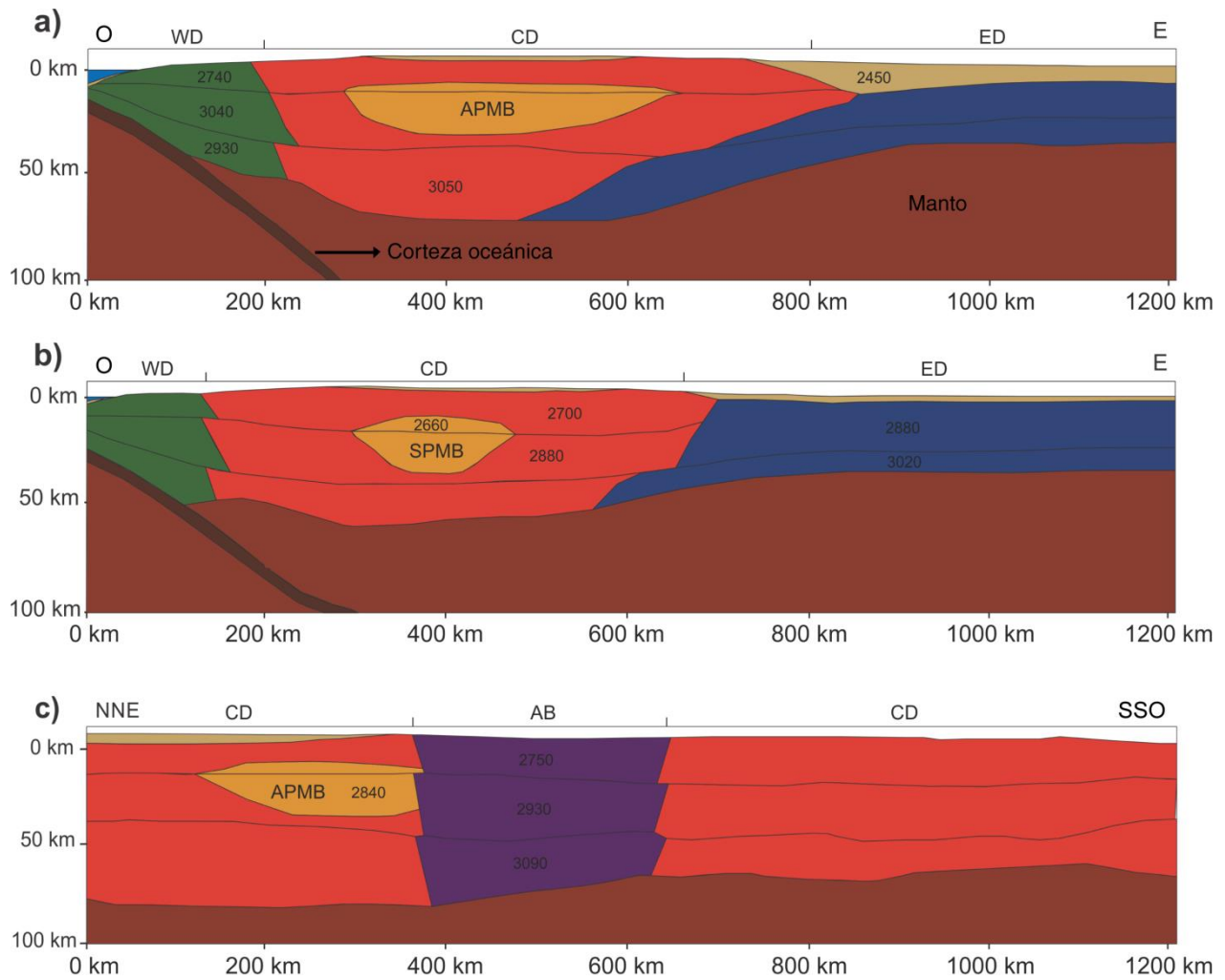


Figura 3.5: Secciones verticales del modelo mostrando la densidad de cada unidad. WD: Dominio Occidental; CD: Dominio Central; ED: Dominio Oriental; AB: Bloque de Atacama; APMB: Cuerpo Magmático del Altiplano-Puna; SPMB: Cuerpo Magmático de la Puna Sur. La unidad de las densidades indicadas es kg/m^3 . (a) Estructura perpendicular al orógeno en la región del Altiplano (21°S); (b) estructura perpendicular al orógeno en la región de la Puna (25°S); (c) estructura paralela al orógeno. Las ubicación geográfica de los perfiles está marcada en la Figure 3.4

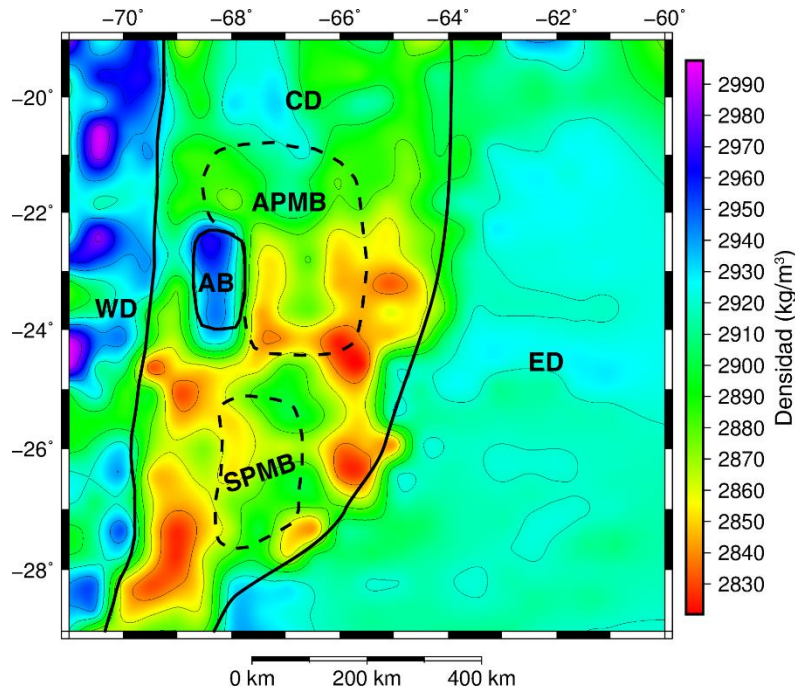


Figure 3.6: Densidad promedio de la corteza cristalina continental (sin incluir los sedimentos). Las líneas negras representan los límites entre los dominios corticales del modelo (WD: Dominio Occidental; CD: Dominio Central; ED: Dominio Oriental; AB: Bloque de Atacama; APMB-SPMB: Cuerpos Magmáticos del Altiplano-Puna y de la Puna Sur).

La distribución de densidades en el manto presenta tendencias similares a distintas profundidades (Figura 3.7). En el sector occidental se observa una región de alta densidad rodeada por densidades menores al este y oeste. A los 100 km de profundidad (Figura 3.7a), la región de alta densidad se encuentra próxima al borde occidental del modelo y presenta un ensanchamiento hacia el sector sur. La densidad de dicha anomalía ronda los $3322\text{-}3324 \text{ kg/m}^3$, disminuyendo hacia el este hasta alcanzar los $3310\text{-}3312 \text{ kg/m}^3$. A mayores profundidades, la región de alta densidad se desplaza al este y pierde continuidad en el sur; su densidad alcanza los $3372\text{-}3380 \text{ kg/m}^3$ a 150 km de profundidad y los $3408\text{-}3416 \text{ kg/m}^3$ a 200 km de profundidad (Figura 3.7, b y c).

La distribución de densidades observada es consistente con la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana. Las secciones de profundidad constante intersectan en distintas posiciones a la placa subducida, que es más fría y densa que el manto circundante. El ensanchamiento de la anomalía hacia el sur a los 100 km de profundidad y la pérdida de continuidad a profundidades superiores es consistente con el

desarrollo de la zona de subducción horizontal pampeana al sur de los 27°S (e.g., Barazangi y Isacks, 1976; Ramos et al., 2002). Es importante mencionar que, a pesar de la correlación entre la anomalía y la geometría de la placa subducida, existe un desplazamiento parcial de la anomalía hacia el este con respecto al plano de subducción. Esto se debe probablemente a la resolución del modelo tomográfico utilizado y la compleja estructura de la zona de subducción que impide una definición precisa de los distintos cuerpos.

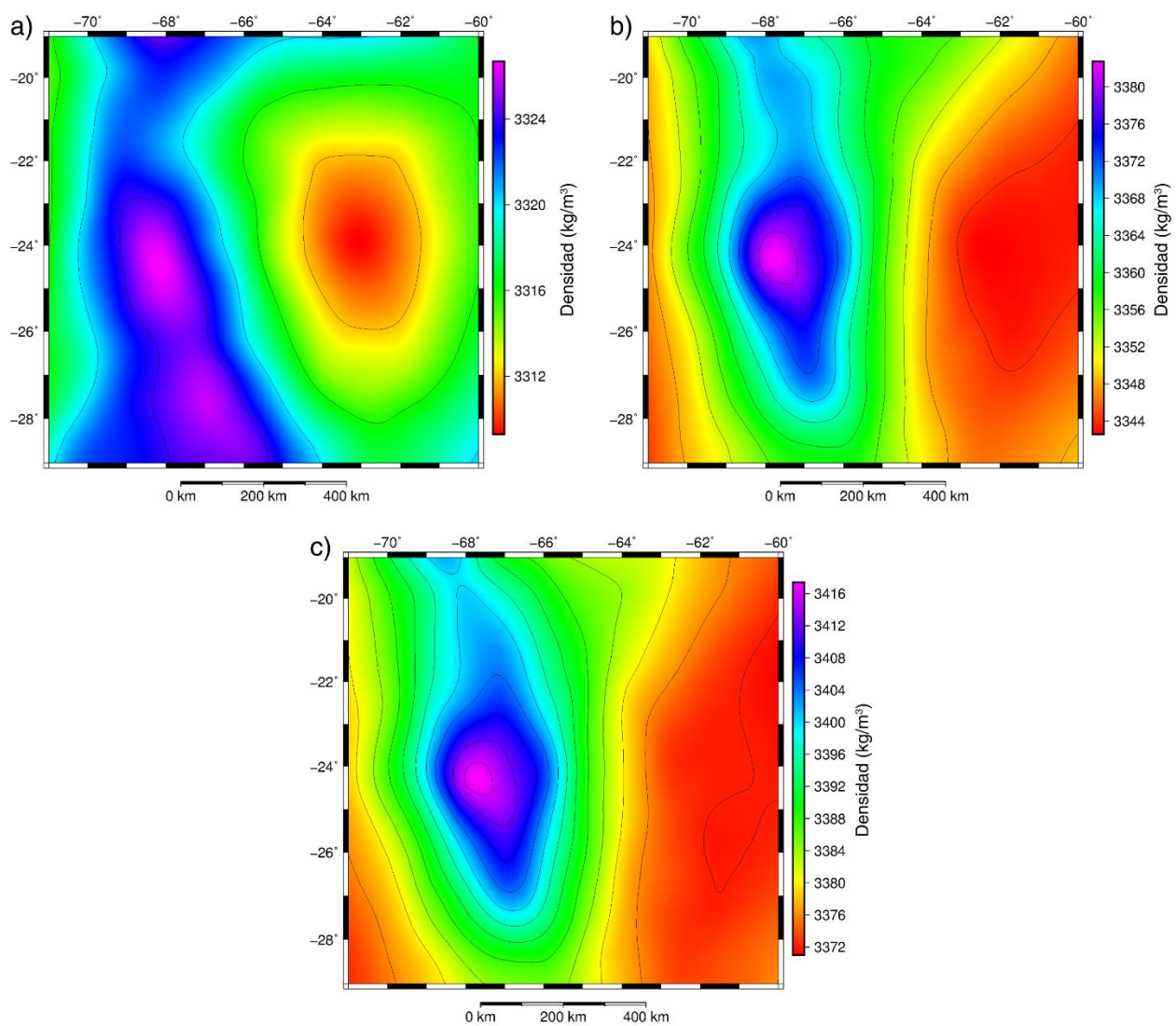


Figura 3.7: Distribución de densidades en el manto a (a) 100 km de profundidad; (b) 150 km de profundidad; y (c) 200 km de profundidad.

3.4. Discusión

La anomalía de Bouguer observada fue reproducida exitosamente asumiendo una composición félsica para las unidades del modelo en el orógeno (Figura 3.3c). En consecuencia, el modelo aquí presentado apoya las observaciones que sugieren la ausencia de una corteza inferior máfica volumétricamente importante (e.g., Beck y Zandt, 2002; Lucassen et al., 2001).

En el antepaís, se cuenta con poca información sobre la composición de la corteza. Los xenolitos encontrados en los basaltos del Grupo Salta y los afloramientos de basamento en las Sierras Pampeanas constituyen la única información litológica e indican un predominio de rocas metamórficas e ígneas félsicas, con una menor proporción de rocas máficas (Lucassen et al., 2005, 1999). Sin embargo, la estructura sísmica general de la corteza muestra que las velocidades son mayores en el antepaís que en el orógeno, sugiriendo que la corteza del antepaís es más máfica que la del orógeno (Schmitz y Kley, 1997; Wigger et al., 1994). En esta misma línea, los resultados del modelo de densidades muestran que la densidad promedio de la corteza cristalina debajo del antepaís (2915 kg/m^3) es mayor que la densidad promedio de la corteza en el orógeno (2860 kg/m^3) (Figura 3.6). Este resultado también sugiere que debería existir una diferencia composicional entre ambas regiones, con una mayor proporción de rocas máficas en el antepaís, de manera de explicar las distintas densidades. La posible presencia de rocas densas asociadas a alta presión en el antepaís es descartada como hipótesis ya que la corteza allí es considerablemente más delgada que en el orógeno.

Considerando que la mayoría de los afloramientos en los Andes Centrales corresponden a rocas de hasta 600 millones de años y que las edades modelo de Nd presentan picos a los 1,8-2,0 Ga y colas hacia los 1,3 Ga consistentes con la edad de las rocas más antiguas de la región, Lucassen y Franz (2005) propusieron que la región de los Andes Centrales aquí modelada evolucionó como un orógeno móvil, en el cual la mayor parte de la corteza fue formada en el Paleoproterozoico y reciclada posteriormente en varios eventos orogénicos desde el Paleozoico. El reciclado de la corteza involucra diversos procesos tales como acortamiento por apilado de corteza superior,

metamorfismo, fusión a gran escala, diferenciación cortical y remoción de raíces corticales densas por delaminación (DeCelles et al., 2009; Lucassen y Franz, 2005). Por otro lado, Hacker et al. (2011) introdujeron el término relaminación para referirse a la reincorporación de material cortical relativamente evolucionado a la corteza, a través de procesos relacionados a zonas de subducción tales como la erosión cortical. Diversos autores han propuesto que varios de estos procesos involucrados en el reciclado de corteza tuvieron lugar durante la evolución fanerozoica de los Andes Centrales (e.g., Escayola et al., 2011; Lucassen y Franz, 2005; Maloney et al., 2013; Ramos, 2008; von Hillebrandt et al., 2000; Wörner et al., 2000). Teniendo en cuenta dichos estudios y conceptos, es probable que la corteza en el antepaís y el orógeno fuera inicialmente homogénea, y que distintos procesos asociados a subducción y orogénesis desde el Paleozoico Temprano hayan diferenciado la región magmática/orogénica del resto de la corteza. De esta manera, la corteza orogénica se habría vuelto más félsica y menos densa que la corteza del antepaís, como lo indican los resultados del modelo.

En el interior del orógeno, el Altiplano presenta densidades corticales promedio superiores a las de la Puna (2885 kg/m^3 y 2850 kg/m^3 , respectivamente; Figure 3.6) y una corteza inferior más gruesa (Figura 3.4b). A pesar de que el Moho es más profundo en el Altiplano, no deberían existir grandes diferencias de densidad en los niveles profundos de la corteza debidas a cambios en el empaquetamiento de las rocas o sus minerales, lo que sugiere una diferencia composicional entre ambas regiones. Investigaciones previas han propuesto como mecanismos responsables de la formación del Altiplano un posible bajo-corrimiento (o subducción) de la corteza del antepaís por debajo del orógeno y un flujo viscoso de corteza inferior (e.g., DeCelles et al., 2015; Eichelberger et al., 2015; Isacks, 1988; McQuarrie et al., 2005). La ocurrencia de dichos procesos durante los últimos millones de años habría generado un incremento del espesor de la corteza inferior en el Altiplano, así como un aumento de su densidad producto de la posible presencia de material máfico, explicando las heterogeneidades observadas.

Por otro lado, interpretaciones conjuntas de estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos en el plateau andino han sugerido la existencia de eventos de delaminación durante la evolución neógena de la región como importantes procesos de formación orogénica (e.g., Kay et al., 1994). Los distintos estilos de delaminación podrían haber condicionado la configuración actual de la corteza a lo largo del plateau. Procesos parciales de delaminación en forma de pequeñas gotas en el Altiplano (Beck y Zandt, 2002) podrían explicar el mayor espesor de la corteza inferior (y consecuente mayor densidad promedio de la corteza) en comparación con la Puna, donde la delaminación habría ocurrido mediante el desprendimiento reciente de grandes bloques corticales (Beck et al., 2015; Calixto et al., 2013).

Las anomalías residuales negativas B y C en el plateau (Figura 3.3c) indican que dichas zonas presentan un exceso de masa en el modelo. Considerando la ubicación de las anomalías con respecto al arco volcánico y los Cuerpos Magmáticos del Altiplano-Puna y de la Puna Sur, es muy probable que estos desajustes estén relacionados con la presencia de fundidos en la corteza. En esta línea, la anomalía B sería el resultado de la presencia de cámaras magmáticas en el arco volcánico que no fueron incluidas en el modelo de densidades debido a que escapan a la escala y objeto de estudio de esta tesis. Por otro lado, la anomalía C estaría asociada a las zonas de baja velocidad con procesos de fusión parcial activa en la corteza (APMB y SPMB), las que probablemente se extiendan de manera irregular hacia el este, perdiendo expresión como anomalías de velocidad.

En el Dominio Occidental, los resultados indican que la corteza en la Cordillera de la Costa está caracterizada por altas densidades (Figura 3.6), consistentes con la amplia formación de corteza juvenil máfica durante el ciclo de subducción extensional en el Jurásico (Lucassen et al., 2002; Rossel et al., 2013). La extensión hacia el este de las densidades altas debajo del Valle Longitudinal sugiere que las rocas máficas aflorantes en la Cordillera de la Costa podrían estar presentes en el subsuelo del valle, indicando que la actividad volcánica jurásica abarcó una región más amplia que la delimitada por los afloramientos. La anomalía residual positiva A observada en este dominio (Figura 3.3c) representa un déficit de masa que podría estar relacionado con la presencia de intrusiones máficas relativamente someras que no pueden ser resueltas en el modelo de densidades debido a su escala y resolución.

En el Bloque de Atacama, las densidades son similares a las del Dominio Occidental (Figura 3.6), sin embargo, existen pocos afloramientos que provean información sobre la composición cortical. Sobre la base de la geología de los alrededores e investigaciones de las anomalías sísmicas y de gravedad (Götze y Krause, 2002; Schurr y Rietbrock, 2004), se ha propuesto que la región experimentó distintos pulsos magmáticos y extensionales a lo largo del tiempo, tales como el Rift del Grupo Salta, que incorporaron material máfico a la corteza (Reutter et al., 2006). La presencia de dichas rocas podría explicar las anomalías observadas, así como las altas densidades modeladas.

Con respecto a la historia de acreción y la distribución actual de terrenos en la región, no se observa una correlación clara entre la densidad promedio de la corteza y la ubicación de los límites de terreno propuestos en base a las distintas hipótesis (Figuras 2.3 y 3.6). Asumiendo que estos límites están presentes, es probable que la composición individual de los terrenos fuese similar originalmente o se volviera uniforme mediante reciclado cortical. La hipótesis del bloque MARA propuesta por Casquet et al. (2012) aparenta ser más consistente con los resultados del modelo; de todas maneras, se requiere un análisis más detallado para poder arribar a una conclusión final robusta, incluyendo por ejemplo, un modelo de mayor resolución e información adicional de gradientes de gravedad.

3.5. Resumen y conclusiones

Se construyó un nuevo modelo de densidades para la litosfera en los Andes Centrales mediante la integración de datos provenientes de modelos previos y nuevos estudios geológicos y geofísicos. Las densidades corticales fueron derivadas de información litológica y/o velocidades de onda P, mientras que las densidades en el manto fueron obtenidas a partir de la conversión de velocidades de onda S de un modelo tomográfico. El modelo fue refinado y validado mediante el modelado directo de la anomalía de Bouguer. Los resultados principales se enumeran a continuación:

1. la densidad promedio de la corteza cristalina es significativamente menor en el orógeno (2850-2860 kg/m³) que en el antepaís (2915 kg/m³), el antearco (2945 kg/m³) y el Bloque de Atacama (2945 kg/m³). La distribución de densidades modelada refleja heterogeneidades composicionales dentro de la corteza muy probablemente asociadas a distintas historias tectónicas;
2. las densidades elevadas del antearco y el Bloque de Atacama son consistentes con la presencia de rocas magmáticas máficas en la corteza asociadas a eventos extensionales. El carácter regional de las zonas de alta densidad sugiere que la extensión cortical y la actividad magmática involucraron una región mayor que la indicada por los afloramientos superficiales;
3. la densidad significativamente baja de la espesa corteza orogénica podría ser el resultado de diferenciación cortical asociada a una larga historia de eventos compresivos en la región, acompañados por procesos de delaminación y relaminación;
4. dentro del plateau andino, la densidad promedio y el espesor de la corteza inferior son mayores en el Altiplano que en la Puna, sugiriendo que la composición de esta última es más félsica. El bajo-corriamiento de la corteza del antepaís por debajo del Altiplano y los recientes procesos de delaminación de grandes bloques corticales en la Puna, podrían constituir el origen de las diferencias observadas;
5. no se observa una correlación espacial entre los modelos de distribución de terrenos y la densidad modelada de la corteza, sugiriendo que cualquier heterogeneidad previa fue obliterada por reciclado cortical durante los posteriores eventos tectónicos

Capítulo 4. Estado térmico de los Andes Centrales

4.1. Introducción

En el Capítulo 3 se presentó un gran número de investigaciones previas revelando importantes heterogeneidades litosféricas en la región de estudio, consistentes con los resultados del modelo de densidades (e.g., Lucassen et al., 2001; Meeßen et al., 2018; Prezzi et al., 2009). La mayor parte del antearco está caracterizada por una corteza máfica y relativamente delgada debajo de la Cordillera de la Costa, que se engrosa hacia el este y presenta alta densidad, alta velocidad sísmica y baja atenuación (e.g., Assumpção et al., 2013; Rossel et al., 2013; Schurr y Rietbrock, 2004). De manera contrastante, el arco volcánico adyacente (Cordillera Occidental) y el retroarco orogénico están caracterizados por una corteza félsica de elevado espesor, con baja densidad, baja velocidad sísmica, alta atenuación y un manto litosférico delgado (e.g., Beck y Zandt, 2002; Koulakov et al., 2006; Yuan et al., 2002). Hacia el este, el antepaís está caracterizado por una corteza delgada con un nivel superior félsico y un nivel inferior posiblemente máfico, presentando velocidades sísmicas moderadamente mayores que las del orógeno y densidades ligeramente inferiores a las del antearco (e.g., Feng et al., 2007; Rosa et al., 2016).

La distribución de flujo térmico superficial (Figura 4.1) muestra una buena correlación con las mencionadas heterogeneidades, observándose valores de flujo térmico bajos a intermedios en el antearco ($20\text{-}30\text{ mW m}^{-2}$) y el antepaís ($50\text{-}70\text{ mW m}^{-2}$), y altos en el orógeno (superiores a 100 mW m^{-2}) (Hamza y Muñoz, 1996; Henry y Pollack, 1988; Springer y Förster, 1998). Dichas observaciones han sido interpretadas como variaciones del campo termal en el sentido E-O (e.g., Springer, 1999). A su vez, investigaciones previas han identificado variaciones latitudinales en el flujo térmico superficial y la profundidad del límite litosfera-astenosfera (LAB por su terminología inglesa) dentro del plateau andino, reflejando posibles heterogeneidades en el estado térmico de la litosfera, con gradientes térmicos elevados en la Puna con respecto al Altiplano (e.g., Liang et al., 2014; Prezzi et al., 2014; Springer y Förster, 1998; Whitman et al., 1996).

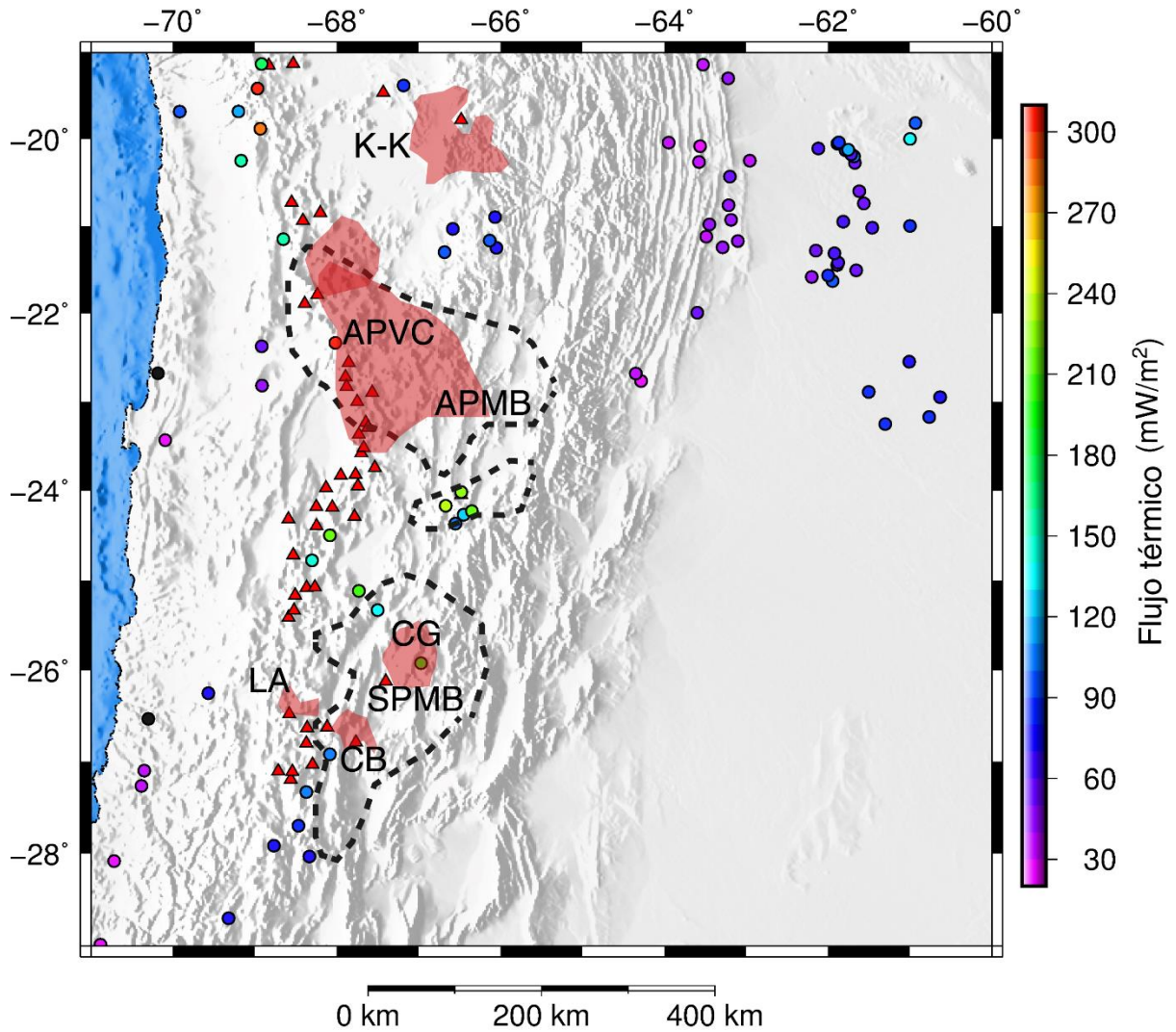


Figure 4.1: Distribución de flujo térmico superficial medido (círculos coloreados), volcanes activos (triángulos rojos – tomados de Global-Volcanism-Program, 2013), grandes calderas y provincias volcánicas (parches rojos – tomados de Burns et al., 2015; Guzmán et al., 2014; Kay et al., 2010), y regiones con velocidad sísmica y resistividad eléctrica anómalamente bajas (líneas negras discontinuas – tomadas de Beck et al., 2015; Bianchi et al., 2013). K-K: Kari-Kari Los Frailes; CG: Cerro Galán; CB: Cerro Blanco; LA: Laguna Amarga; APVC: Complejo Volcánico del Altiplano-Puna; APMB: Cuerpo Magmático del Altiplano-Puna; SPMB: Cuerpo Magmático de la Puna Sur.

La existencia de anomalías térmicas en la corteza y el manto debajo del plateau ha sido establecida por una gran variedad de investigaciones geológicas, geoquímicas y geofísicas (e.g., Bianchi et al., 2013; Koulakov et al., 2006; Schurr et al., 2003; Whitman et al., 1996). La región está caracterizada por grandes depósitos ignimbríticos con importante contribución cortical y depósitos basálticos aislados de pequeño tamaño y origen mantélico, extruidos principalmente durante el Oligo-Mioceno (e.g., Guzmán et al., 2014; Kay et al., 1994; Risse et al., 2013; Figura 4.1). Considerando la amplia distribución de dichos depósitos, diversos autores han propuesto la ocurrencia de un *flare-up* ignimbrítico en el Mioceno (e.g., Coira y Kay, 1993; Viramonte et al., 1984).

La mayor concentración de ignimbritas se encuentra entre los 21°S y 24°S, en la región conocida como Complejo Volcánico del Altiplano-Puna (de Silva, 1989), que se extiende sobre una superficie aproximada de 60000 km² con un volumen estimado de más de 15000 km³ (Figura 4.1; Burns et al., 2015; Guzmán et al., 2014). Al norte de los 21°S, el complejo ignimbrítico más grande corresponde a Kari-Kari-Los Frailes; mientras que al sur de los 24°S, los complejos Cerro Galán, Laguna Amarga y Cerro Blanco constituyen los mayores afloramientos de ignimbritas (Figura 4.1; Kay et al., 2010). La ubicación de la mayoría de estos grandes depósitos coincide con regiones en el subsuelo caracterizadas por anomalías de baja velocidad sísmica, alta atenuación y alta conductividad eléctrica (e.g., Bianchi et al., 2013; Chmielowski et al., 1999; Wölbern et al., 2009; Yuan et al., 2000; Figura 4.1).

Dos anomalías principales han sido identificadas en la corteza, a las cuales se denomina comúnmente como zonas de baja velocidad (LVZ por su terminología inglesa) o zonas de alta conductividad (HCZ por su terminología inglesa). Dichas anomalías corresponden a los ya mencionados Cuerpo Magmático del Altiplano-Puna (APMB) y Cuerpo Magmático de la Puna Sur (SPMB) (Bianchi et al., 2013; Chmielowski et al., 1999). El APMB fue la primera anomalía definida, ubicada en el plateau entre los 20°S y 23°S, y a profundidades de entre 15 y 40 km. Fue interpretada como una zona de importante metamorfismo regional y fusión parcial (e.g., Beck y Zandt, 2002; Comeau et al., 2016,

2015; Díaz et al., 2012; Zandt et al., 2003). La extensión total y la geometría tridimensional de la anomalía fueron determinadas mediante la inversión conjunta de ondas superficiales y funciones receptoras (Ward et al., 2014, 2013; Figura 4.1). El SPMB fue definido recientemente por Bianchi et al. (2013), quienes detectaron una zona de baja velocidad en la corteza de la Puna Sur entre los 26°S y 27,5°S (mediante tomografía de onda P), que interpretaron como otra posible región con procesos de fusión parcial activos.

Es interesante notar que el flujo térmico superficial en el plateau es anómalo, con mediciones documentadas de hasta 320 mW m^{-2} en el arco volcánico y la Puna (e.g., Hamza y Muñoz, 1996; Henry y Pollack, 1988; Springer y Förster, 1998; Figura 4.1). A pesar de que los datos son escasos y su incerteza puede ser considerablemente elevada, no hay dudas de que el flujo térmico superficial en el plateau es más elevado que en los alrededores. En estudios previos ha sido demostrado que la conducción de calor a través de las rocas no es suficiente para explicar las observaciones a menos que los valores extremos de flujo térmico superficial sean descartados ($> 120 \text{ mW/m}^2$); de otra manera, procesos convectivos/advectivos adicionales deben ser considerados (Chapman, 1986; Furlong y Chapman, 2013).

A pesar de que la extensión de las anomalías ha sido ampliamente estudiada, existen pocas estimaciones de la distribución de temperatura en profundidad. Kay et al. (2010) determinaron las condiciones previas a la erupción de algunos depósitos ignimbríticos jóvenes en la Puna (edades menores a 2,5 Ma), obteniendo temperaturas de 770-840°C a 4-8 km de profundidad. Burns et al. (2015) estimaron temperaturas similares (790-890°C) para el mismo rango de profundidades (4-8 km) en el complejo volcánico Purico-Chascón (~1 Ma) dentro del APVC. En el mismo complejo volcánico, Schmitt et al. (2001) calcularon temperaturas pre-eruptivas de hasta 965°C a ~17-20 km de profundidad. Desde la perspectiva del modelado numérico, Babeyko et al. (2002) sugirieron que la temperatura en la corteza media debería ser de al menos 700-800°C para generar fusión parcial.

La determinación de la distribución de temperaturas en profundidad es importante, ya que juega un rol fundamental en varios procesos geológicos tales como la isostasia, la deformación y la generación de recursos. Es así que, en este capítulo, se estudia la influencia de la estructura litosférica de los Andes Centrales sobre su campo termal. Para ello, se presenta un modelo tridimensional del campo termal conductivo en estado estacionario, basado en la composición litológica de las distintas unidades. Este modelo es construido a partir del modelo de densidades presentado en el capítulo anterior, mediante la parametrización de propiedades térmicas consistentes con las litologías predominantes y valores promedio publicados. Adicionalmente, el modelo es complementado con la determinación de la profundidad a la base de la capa magnetizada (interpretada como la isoterma de Curie) a partir del análisis espectral de las anomalías magnéticas en la región del Altiplano-Puna.

4.2. Métodos y datos

4.2.1. Modelado del campo termal conductivo en estado estacionario

Asumiendo que la conducción de calor es el mecanismo dominante de transporte de calor en la litosfera, la distribución de temperaturas en los Andes Centrales fue modelada mediante el cálculo del campo termal conductivo en estado estacionario. La ecuación de conducción de calor, también conocida como ley de Fourier, para condiciones estacionarias puede expresarse de la siguiente forma:

$$\nabla \cdot (\lambda_b \nabla T) = -S$$

(4.1)

donde ∇ es el operador Nabla, S es la producción de calor radigénico, T es la temperatura absoluta y λ_b es la conductividad térmica.

Los cálculos fueron realizados sobre la base del modelo de densidades (Figura 4.2), incluyendo las variaciones laterales y verticales en la conductividad térmica y producción de calor por decaimiento radiactivo de las rocas. Es importante mencionar que dichas variaciones no han sido tenidas en cuenta en estimaciones previas del estado térmico en la región.

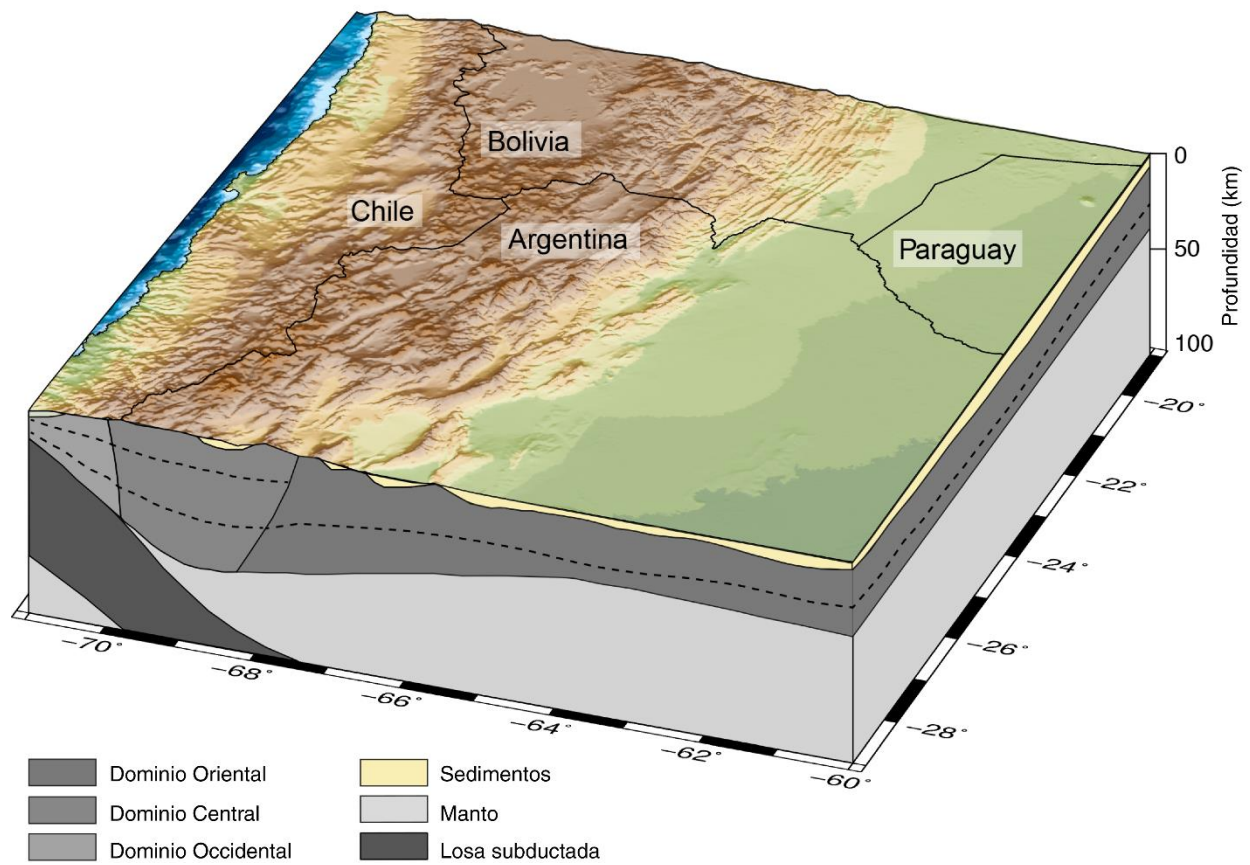


Figura 4.2: Esquema del modelo de densidades recortado a los 100 km de profundidad, mostrando los distintos dominios corticales. Los dominios Bloque de Atacama y APMB-SPMB no son visibles en el esquema debido a su restricción geográfica y espacial dentro de la corteza. Las líneas negras discontinuas representan los límites entre corteza superior, media e inferior. Las líneas negras continuas sobre el modelo de elevación digital marcan los límites políticos como referencia.

Para resolver la ecuación en tres dimensiones de un sistema en equilibrio térmico se utilizó GOLEM, una aplicación basada en MOOSE (Jacquey y Cacace, 2017). GOLEM es un simulador numérico para el modelado de procesos termo-hidro-mecánicos (para mayor información sobre los aspectos matemáticos y computacionales consultar Cacace y Jacquey, 2017). Para llevar a cabo las simulaciones, la aplicación requiere la asignación de propiedades térmicas (conductividad térmica y producción de calor radiactivo) a cada unidad del modelo de densidades y la definición de condiciones térmicas de borde superior e inferior

Se asignaron valores constantes de conductividad térmica y producción de calor radiactivo a cada unidad del modelo sobre la base de su litología dominante y datos de laboratorio publicados para muestras de roca con una litología comparable (Tabla 4.1; Čermák y Rybach, 1982; Vilà et al., 2010). Como condición de borde superior se utilizó la distribución de temperaturas medias anuales superficiales tomadas de modelos climatológicos globales (Banzon et al., 2016; New et al., 2002; Reynolds et al., 2007; Figura 4.3), y como condición de borde inferior, la distribución de temperatura en el manto a los 100 km de profundidad (Figura 4.3).

La elección de esta profundidad particular como base del modelo térmico garantiza que solamente sea incluido el manto litosférico (sin incluir la astenosfera), donde la presunción inicial de la conducción térmica como mecanismo principal de transporte de calor es probablemente válida. La selección de dicha profundidad se basa en estudios de funciones receptoras en la región, que localizaron el límite litosfera-astenosfera a posiciones cercanas a los 100 km (Heit et al., 2008, 2007a). Para mantener la coherencia entre el modelo de densidades y el modelo térmico, la distribución de temperatura a 100 km de profundidad fue obtenida de la conversión de velocidades de onda S en densidades y temperaturas presentada en el Capítulo 3 (consultar detalles del método en el Apéndice A).

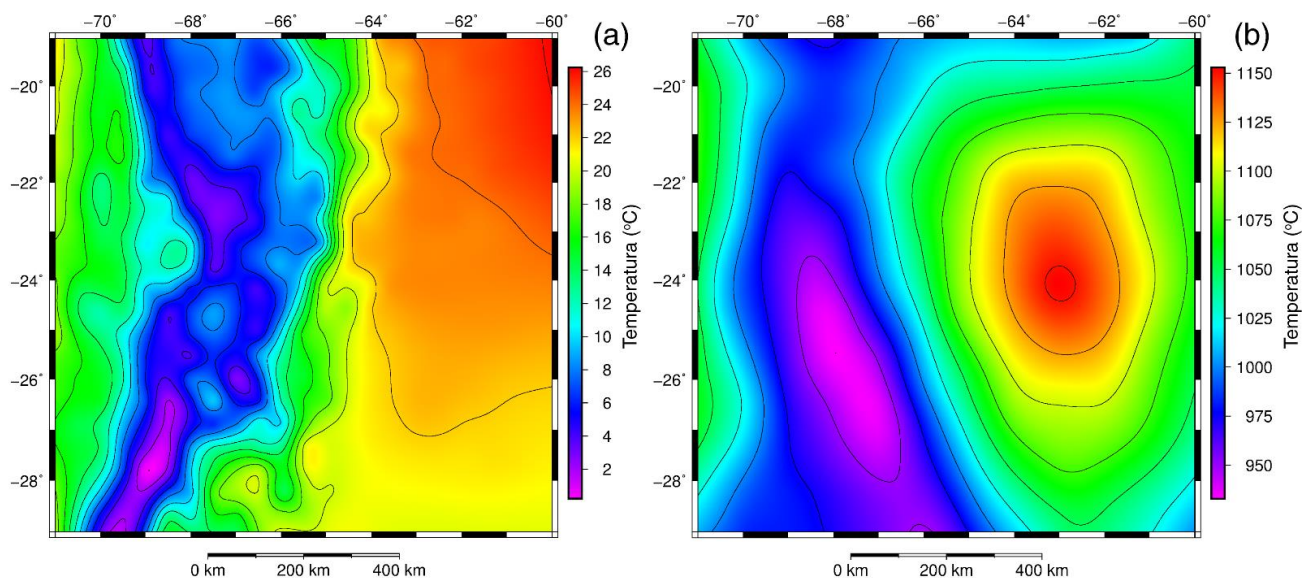


Figura 4.3: Distribución de temperatura en (a) el límite superior del modelo (sobre la superficie terrestre) y (b) el límite inferior del modelo (a 100 km de profundidad).

Tabla 4.I: Propiedades térmicas de las unidades del modelo.

Unidades del modelo	Conductividad térmica, λ ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) ¹	Producción de calor radiactivo, S ($\mu\text{W m}^{-3}$) ²
Sedimentos	2,40	0,8
Corteza superior del Dominio Oriental	2,90	1,2
Corteza inferior del Dominio Oriental	2,60	0,6
Corteza superior del Dominio Central	2,90	1,8
Corteza media del Dominio Central	2,90	1,6
Corteza inferior del Dominio Central	2,70	0,8
Corteza superior del Dominio Occidental	2,50	0,7
Corteza media del Dominio Occidental	2,65	0,7
Corteza inferior del Dominio Occidental	3,90	0,2
Corteza superior del Bloque de Atacama	2,60	1,2
Corteza media del Bloque de Atacama	2,60	1,0
Corteza inferior del Bloque de Atacama	2,30	0,5
Corteza superior del APMB-SPMB	2,60	1,8
Corteza media del APMB-SPMB	2,60	1,6
Corteza oceánica	2,30	0,4
Manto litosférico	2,90	0,02

¹ Čermák y Rybach (1982); ² Vilà et al. (2010).

4.2.2. Cálculo de profundidad a la base de la capa magnetizada

El campo magnético de la litosfera es el resultado de contrastes en la magnetización de las rocas, que reflejan diferencias en la composición y las propiedades de las rocas dentro de la corteza (Thebault y Vervelidou, 2015). En la literatura, se considera que la base de la capa magnetizada representa la superficie donde ocurre una transición entre rocas magnéticas y no magnéticas, ya sea debido a un cambio composicional o a una modificación en las propiedades magnéticas de los minerales cuando es alcanzada la temperatura de Curie. La magnetita es el mineral magnético más común de la litosfera, sin embargo, su concentración es heterogénea; considerando que es escasa o nula en el manto y elevada en ciertas regiones corticales, el Moho ha sido propuesto originalmente como la base de la capa magnetizada (Wasilewski et al., 1979).

Por otro lado, la modificación de las propiedades magnéticas en función de la temperatura ha sido profundamente investigada desde los estudios pioneros de Pierre Curie en el siglo XIX. Weiss y Foex (1911) definieron el punto de Curie (también llamado temperatura de Curie) como la temperatura a la cual los materiales pierden sus propiedades ferromagnéticas. La temperatura de Curie de la magnetita ha sido estimada en $\sim 575\text{-}585^\circ\text{C}$ (Hunt et al., 2013). Dado que el típico gradiente geotérmico en las regiones continentales es de $\sim 25^\circ\text{C}/\text{km}$ (Lowell et al., 2014) y que la profundidad del Moho es comúnmente mayor a 25 km, la temperatura de Curie de la magnetita es comúnmente alcanzada dentro de la corteza, de manera que la base de la capa magnetizada coincide generalmente con la profundidad del punto de Curie (CPD por su terminología inglesa).

El método utilizado en este capítulo para estimar la profundidad a la base de la capa magnetizada (Z_b) consiste en el análisis espectral de las anomalías magnéticas. Los cálculos realizados siguen la metodología propuesta por Tanaka et al. (1999), quienes se basaron en las formulaciones de Okubo et al. (1985) para integrar el método del centroide de Bhattacharyya y Leu (1977) y el método de análisis espectral de Spector y Grant (1970). El método del centroide reconoce que no existe ninguna longitud de onda en la que la señal de la base de la capa magnetizada domine sobre la señal de su techo, y propone, por

lo tanto, una alternativa para el cálculo de Z_b que consiste en la determinación de las profundidades al techo (Z_t) y centro (Z_0) de la capa (Bhattacharyya y Leu, 1977; Okubo et al., 1985). Dado que Bhattacharyya y Leu (1977) formularon su método para anomalías magnéticas aisladas, la integración del análisis espectral propuesto por Spector y Grant (1970), que examina el patrón de anomalías en el dominio de la frecuencia, permite la aplicación del método del centroide en estudios de escala regional (Tanaka et al., 1999). El método aplicado asume que las fuentes de las anomalías son prismas rectangulares verticales con magnetización aleatoria y sin componente de remanencia.

Un aspecto clave del método reside en el tamaño de ventana utilizado para el cálculo de los espectros, ya que el mismo determina el compromiso entre profundidad máxima de investigación y resolución horizontal. Blakely (1996) sugiere el uso de ventanas de entre 50 y 160 km de lado para cubrir el rango completo de posibles profundidades a la base de la capa magnetizada. Sin embargo, estudios más recientes y simulaciones numéricas sugieren como tamaño óptimo una extensión diez veces mayor a la profundidad de investigación requerida (Chiozzi et al., 2005). Por otro lado, la utilización de la técnica de “ventanas móviles” con superposición de ventanas entre pasos consecutivos previene la realización de determinaciones sobre señales aisladas dentro de cada ventana, funcionando como un filtro de paso-bajo que reduce el efecto de las anomalías locales (Chiozzi et al., 2005).

La anomalía de la región de interés fue extraída del modelo global EMAG2 v2 (Earth Magnetic Anomaly Grid), compilado a partir de datos satelitales, terrestres, marinos y aeromagnéticos (Figura 4.4; Maus et al., 2009). Desafortunadamente, los datos de dicho modelo no cubren la extensión total del modelo de densidades, por lo que las estimaciones de la profundidad a la base de la capa magnetizada se encuentran restringidas entre los 64°O y 69°O. El cálculo de los espectros dentro de cada ventana se llevó a cabo con el software Oasis Montaj.

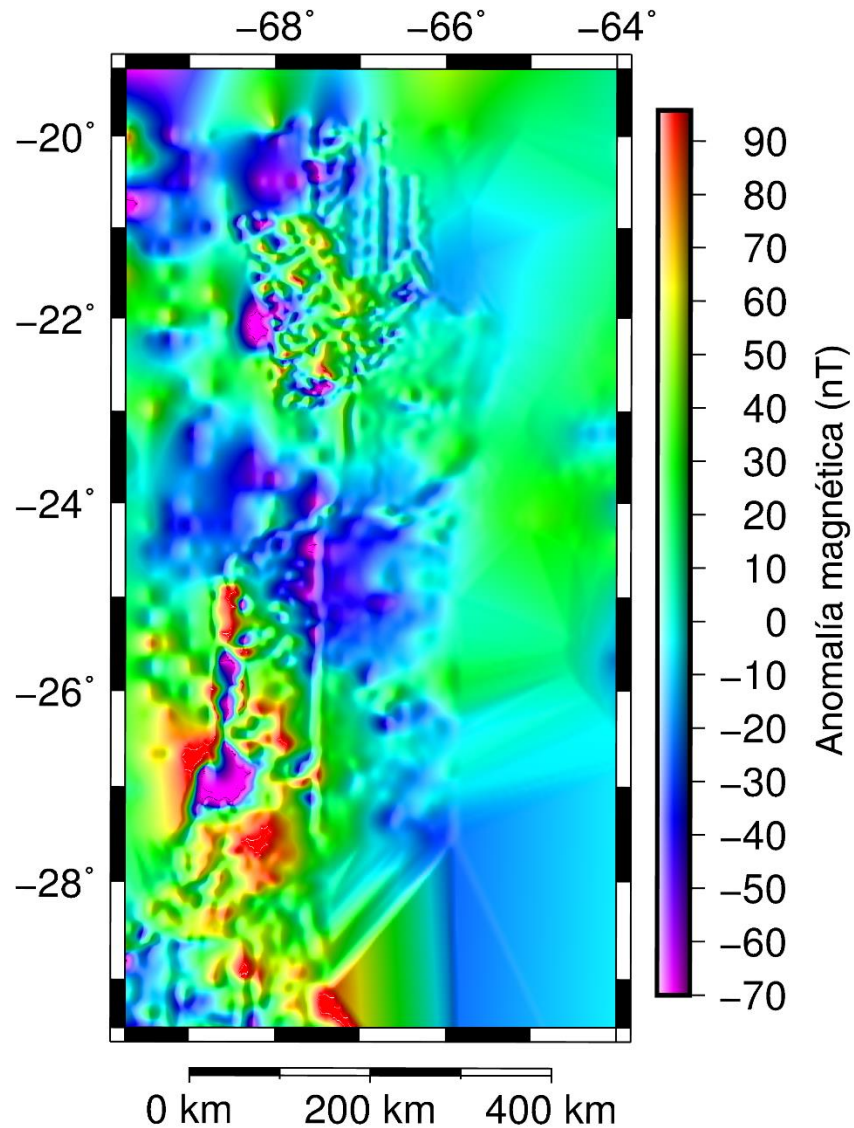


Figura 4.4: Anomalía magnética de la región a una altitud de 4 km extraída del modelo global EMAG2 v2.

Se utilizó un tamaño de ventana de 200 km por 200 km, con una superposición del 50 % en dirección E-O y N-S, obteniéndose un número total de 64 ventanas. Las profundidades desde la superficie al techo (Z_t), centro (Z_0) y base (Z_b) de la capa magnetizada (considerada como una capa horizontal con extensión semi-infinita) fueron calculadas en cada ventana con las siguientes ecuaciones luego de haber determinado los espectros correspondientes:

$$\ln \left[[P_{(s)}]^{1/2} \right] = B - 2\pi |s| Z_t \quad (4.2)$$

$$\ln \left[\frac{[P_{(s)}]^{1/2}}{|s|} \right] = \ln D - 2\pi |s| Z_0 \quad (4.3)$$

$$Z_b = 2Z_0 - Z_t = CPD \quad (4.4)$$

donde $P_{(s)}$ es el promedio radial del espectro de potencias de la anomalía; s el número de onda (en ciclos/km), y B y D son constantes (Bhattacharyya y Leu, 1977; Okubo et al., 1985; Spector y Grant, 1970).

4.2.3. Cálculo de flujo térmico superficial a partir de la base de la capa magnetizada

La determinación de la base de la capa magnetizada, interpretada como la profundidad a la isoterma de Curie, provee información sobre el campo termal de la litosfera y permite estimar el flujo térmico superficial. El gradiente geotérmico (GG) asociado a cada CDP, asumiendo que el calor es transportado únicamente por conducción, fue calculado de la siguiente forma:

$$GG = \frac{T_2 - T_1}{Z_2 - Z_1} \quad (4.5)$$

donde T_2 es la temperatura de Curie (585°C), T_1 es la temperatura media anual de la superficie (10°C), Z_2 es la profundidad a la isoterma de Curie (medida desde la superficie), y Z_1 es el nivel de referencia (0 m, dado que la topografía se encuentra indirectamente considerada en Z_2).

El flujo térmico superficial (Q) fue calculado aplicando la Ecuación 4.6, asumiendo una conductividad térmica (λ) constante de 2,5 W/mK (Jaupart y Mareschal, 2011) entre la profundidad de la isoterma de Curie y la superficie.

$$Q = GG \cdot \lambda \quad (4.6)$$

4.3. Resultados

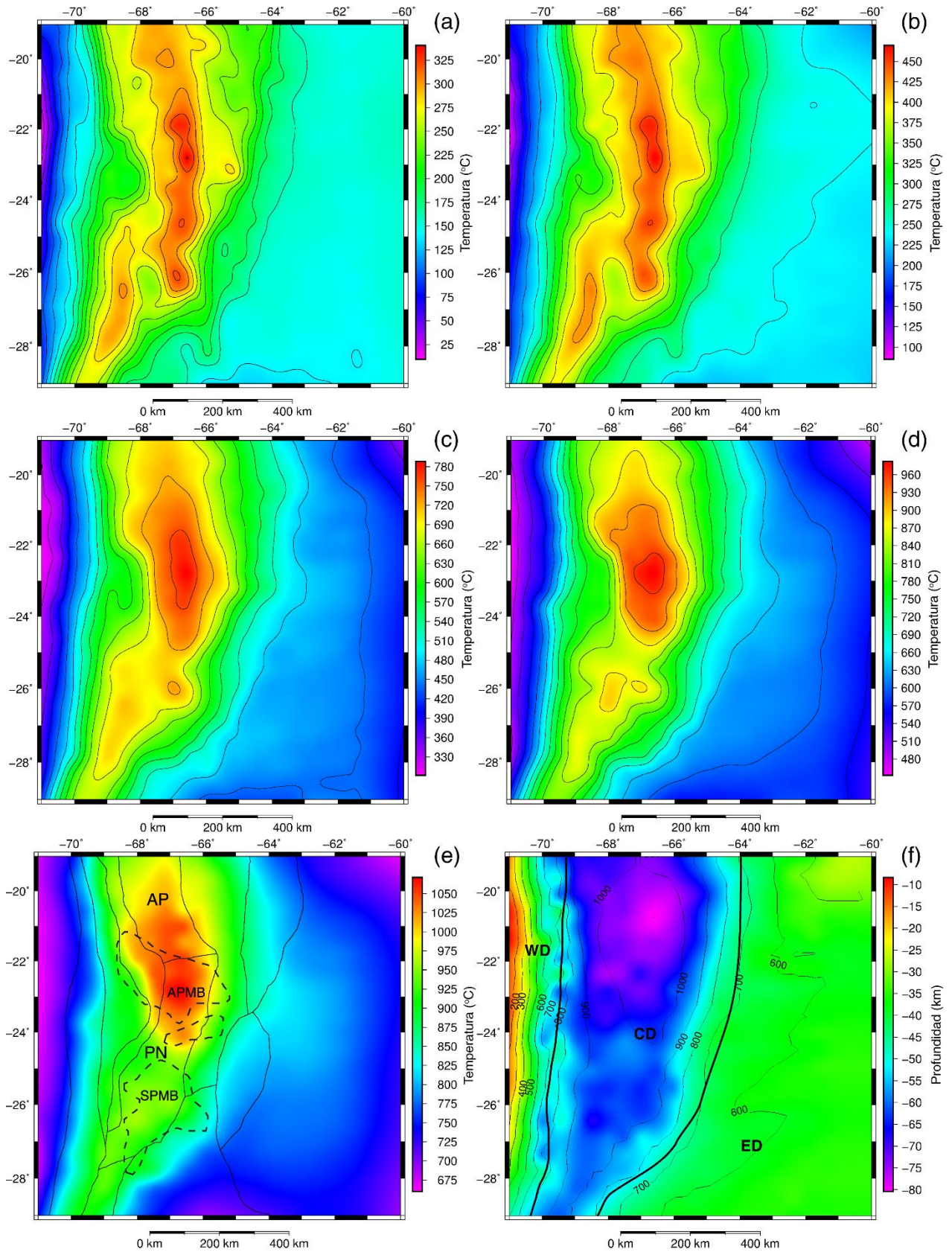
4.3.1. Campo termal conductivo en estado estacionario

En la Figura 4.5 se presentan mapas de distribución de temperatura a profundidad constante. A todas las profundidades se observa la misma tendencia, con la región correspondiente al orógeno presentando mayores temperaturas que los dominios adyacentes. Dado que los mapas presentados corresponden a profundidad constante debajo de la superficie, los efectos topográficos pueden ser excluidos de las interpretaciones. Las temperaturas aumentan desde el Dominio Oriental hacia el Dominio Central, para luego descender en el Dominio Occidental. Se observan temperaturas elevadas a lo largo de toda la Cordillera Occidental y el plateau Altiplano-Puna, particularmente debajo de la Puna Sur (en correlación espacial con el SPMB) y debajo del área limítrofe entre el Altiplano y la Puna Norte (en correlación espacial con el APMB). Las anomalías de alta temperatura se tornan más conspicuas en profundidad hacia la corteza media, para luego perder expresión progresivamente en la corteza inferior. La anomalía de temperatura en el sector sur del plateau cubre un área más pequeña e irregular que la del norte y no se encuentra tan bien definida.

A profundidades de entre 5 y 10 km en la corteza superior, el rango de temperatura de las anomalías correspondientes al SPMB y al APMB es 325-475°C, mientras que la temperatura promedio del Dominio Central circundante es de 275°C a 400°C (Figura 4.5, a y b). En la corteza media, a profundidades de entre 25 y 40 km, la temperatura promedio para la misma región se encuentra entre los 675°C y los 875°C, con las anomalías positivas alcanzando los 780°C a 960°C (Figura 4.5, c y d). La temperatura promedio del Dominio Central en la corteza inferior es cercana a los 1000°C a 60 km de profundidad (Figura 4.5e).

La temperatura promedio en la corteza superior (5-10 km) decrece desde el Dominio Central hacia los Dominios Occidental y Oriental a temperaturas de 160-260°C (Figura 4.5, a y b). En el Dominio Occidental, la temperatura aumenta con la profundidad hasta los 450°C en la corteza media y los 600°C en la corteza inferior (Figura 4.5, c y d), mientras que en el Dominio Oriental, se observa un progresivo incremento de la temperatura promedio con la profundidad, alcanzando los 600°C en el Moho (Figura 4.5f).

Figura 4.5: Distribución de temperatura modelada a distintas profundidades constantes debajo de la superficie: (a) 5 km, (b) 10 km, (c) 25 km, (d) 40 km, y (e) 60 km. Las líneas negras continuas y discontinuas en (e) indican los límites entre las diferentes unidades morfoestructurales y la ubicación del APMB y el SPMB, respectivamente. (f) Mapa de profundidad del Moho con isólinas de temperatura; las líneas negras gruesas marcan los límites entre los tres principales dominios del modelo. WD: Dominio Occidental; CD: Dominio Central; ED: Dominio Oriental; AP: Altiplano; PN: Puna.



A pesar de que el flujo térmico superficial es un parámetro difícil de comparar (Hamza y Muñoz, 1996; Scheck-Wenderoth y Maystrenko, 2013), las mediciones de la región proveen información importante sobre las tendencias generales del campo termal. Al comparar el flujo térmico superficial derivado del modelo con las mediciones realizadas en el campo (Hamza y Muñoz, 1996; Henry y Pollack, 1988; Springer y Förster, 1998; Figura 4.6) se observa que la tendencia general es aceptablemente bien reproducida por el modelo. El flujo térmico superficial en el Dominio Central es elevado y disminuye hacia el Dominio Occidental y el Dominio Oriental. Los valores más altos de flujo térmico superficial modelado se encuentran en el arco volcánico, la Cordillera Oriental y la Puna Norte, en congruencia con las observaciones en el caso del arco volcánico. Lamentablemente no se cuenta con mediciones en la Cordillera Oriental y la Puna Norte.

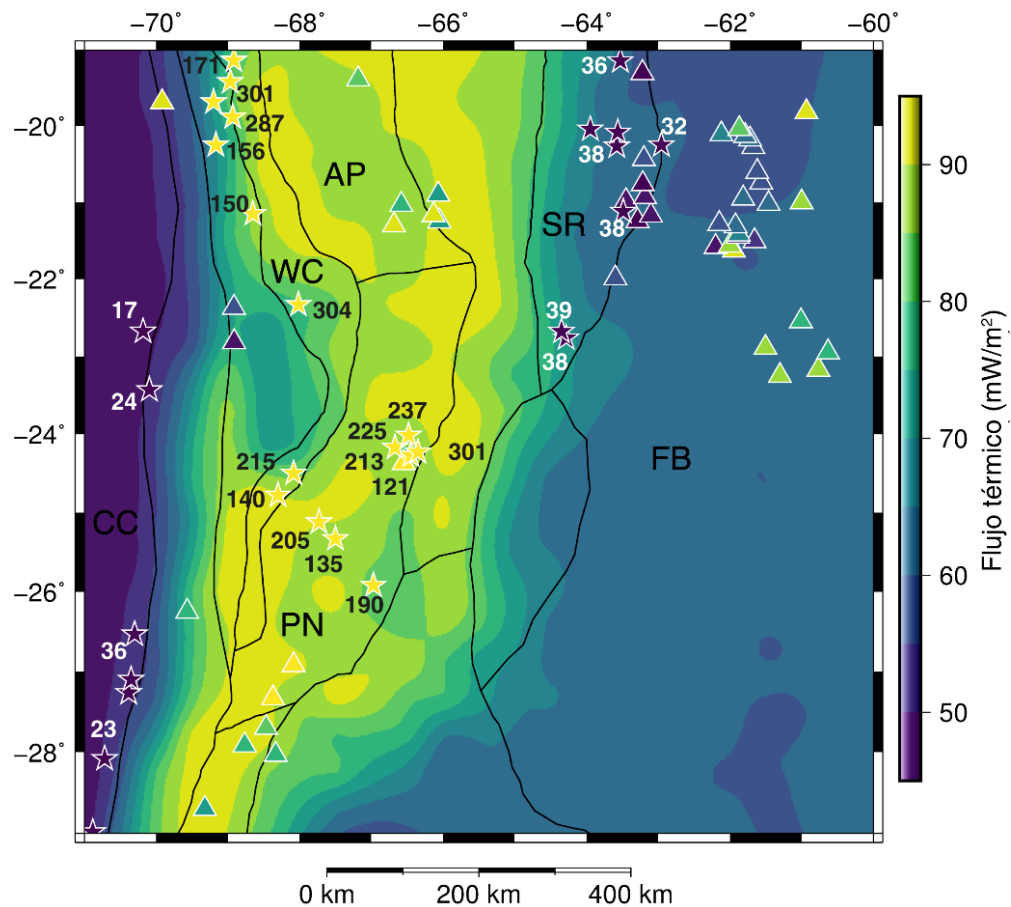


Figura 4.6: Mapa de flujo térmico superficial modelado mostrando la distribución de mediciones puntuales de flujo térmico superficial (triángulos y estrellas). Las mediciones son presentadas con la misma escala de colores que el flujo térmico superficial modelado. Las estrellas indican datos puntuales cuyos valores se encuentran fuera del rango de la escala; en dichos casos se presenta el valor correspondiente. Las líneas negras continuas indican los límites entre las distintas unidades morfoestructurales. CC: Cordillera de la Costa; WC: Cordillera Occidental; AP: Altiplano; PN: Puna; SR: Sierras Subandinas; FB: Cuenca de antepaís.

4.3.2. Profundidad de la isoterma de Curie y flujo térmico superficial asociado

La Figura 4.7a muestra la profundidad calculada a la base de la capa magnetizada, interpretada como la isoterma de Curie, la cual es relativamente somera a lo largo de toda la región (~5-24 km). Se reconoce una zona con profundidades menores a 13 km debajo de la Cordillera Occidental y la Puna, donde se encuentran el arco volcánico y los Cuerpos Magmáticos del Altiplano-Puna y de la Puna Sur. En las mismas unidades morfoestructurales y entre los 23°S y 25,5°S, se observa una región con profundidades particularmente someras de la isoterma de Curie, de aproximadamente 7 km en promedio. Hacia el Altiplano (al norte de los 21°S), las Sierras Pampeanas (al sur de los 27°S) y la Cordillera Oriental (al este de los 66°O), la isoterma se profundiza hasta los ~16-23 km de profundidad. Además, la profundidad de la isoterma parece aumentar hacia el oeste en la Precordillera Chilena, alcanzando una profundidad de ~15 km entre los 21°S y los 23,5°S.

Como es de esperarse, el flujo térmico superficial calculado a partir de la isoterma de Curie (Figura 4.7b) muestra una fuerte correlación con la profundidad de la isoterma (Figura 4.7a). Las regiones en las que el flujo térmico es elevado coinciden con profundidades someras de la isoterma de Curie y viceversa. En el arco volcánico (Cordillera Occidental) y la Puna, el flujo térmico excede los 100 mW/m², observándose valores extremos superiores a los 150 mW/m² y alcanzando los 260 mW/m² en gran parte del arco volcánico y la Puna Norte (entre los 23°S y los 25,5°S). En el Altiplano, las Sierras Pampeanas y la Cordillera Oriental, el flujo térmico se reduce a valores de entre 80 y 95 mW/m², que aún pueden ser considerados como elevados.

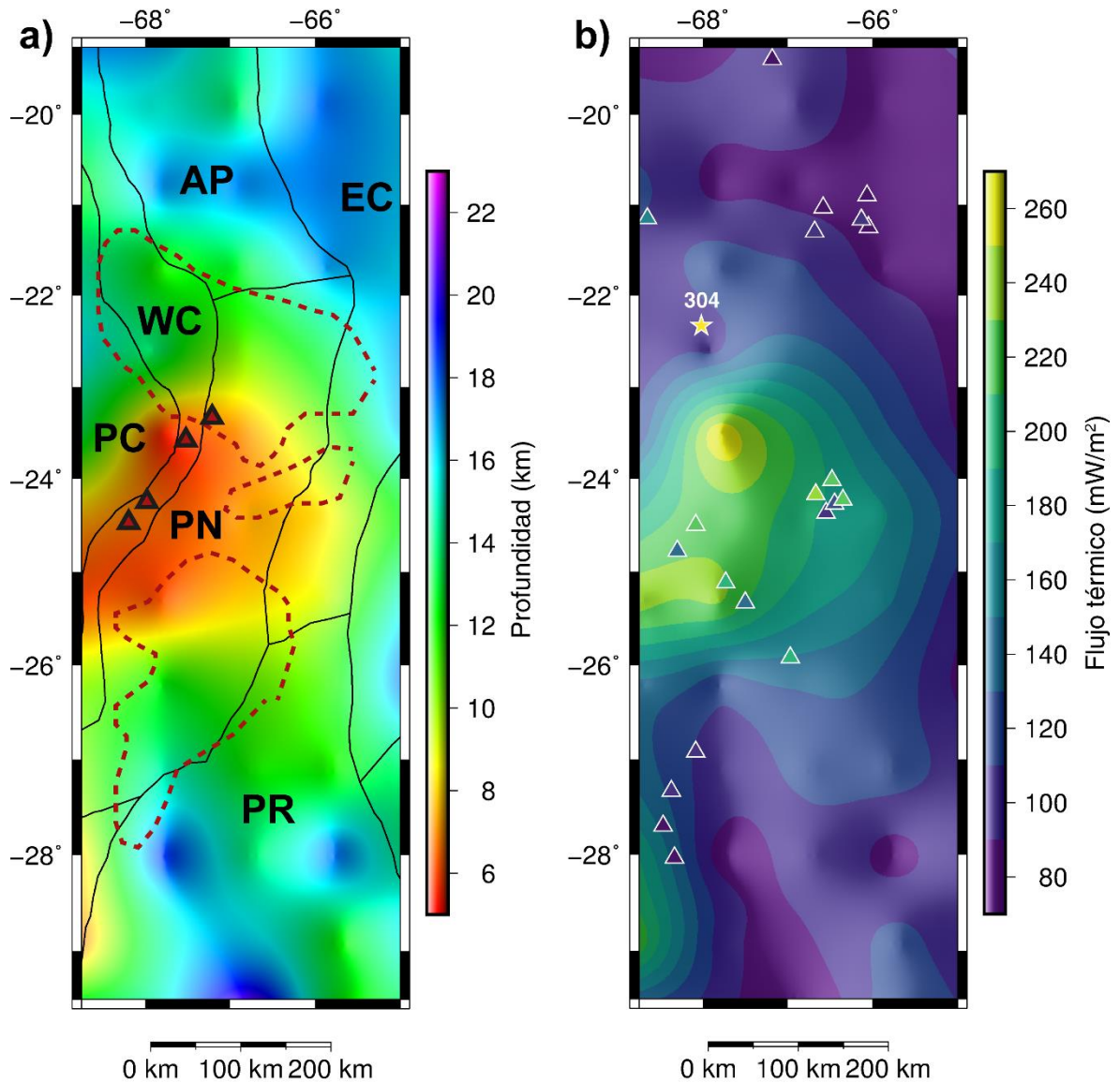


Figura 4.7: (a) Profundidad a la isoterma de Curie medida desde la superficie. Las líneas negras continuas indican los límites de las unidades morfoestructurales, las líneas rojas discontinuas indican la ubicación de los Cuerpos Magmáticos del Altiplano-Puna y de la Puna Sur, y los triángulos rojos indican la localización de los volcanes más activos del arco volcánico (Socompa, Láscar, Lullailaco, La Pacana). (b) Flujo térmico superficial calculado mostrando la distribución de mediciones puntuales de flujo térmico superficial (estrellas y triángulos). Los datos medidos se presentan con la misma escala que el flujo térmico superficial calculado. Las estrellas indican mediciones fuera del rango de la escala, para las cuales se presenta el valor correspondiente. AP: Altiplano; PN: Puna; WC: Cordillera Occidental; PC: Precordillera Chilena; EC: Cordillera Oriental; PR: Sierras Pampeanas.

4.4. Discusión

4.4.1. Validación del campo termal conductivo

La estructura térmica de la litosfera presentada en este capítulo se basa en los supuestos de que el calor es transportado únicamente por conducción y que el sistema se encuentra en equilibrio térmico. Investigaciones previas han demostrado que la conducción es el mecanismo predominante de transporte de calor en la litosfera (e.g., Jaupart y Mareschal, 2007; McKenzie et al., 2005) y que las condiciones estacionarias son válidas para sistemas de subducción lo suficientemente longevos, tales que su estructura térmica mantélica haya alcanzado el equilibrio (i.e. al menos 200 millones de años, lo cual es válido para los Andes) (e.g., Allmendinger et al., 1997; Hall, 2012; Isacks, 1988). Sin embargo, la corteza también ejerce control sobre el campo termal; y es sabido que la corteza andina ha sido engrosada durante al menos los últimos 40 millones de años (e.g., Lamb, 2015; Lamb y Davis, 2003; Quade et al., 2015; Russo y Silver, 1996; Somoza, 1998). Como resultado, es probable que el tiempo transcurrido desde los eventos de mayor contracción no haya sido suficiente para alcanzar el equilibrio térmico. Por otro lado, ha habido una extensa actividad magmática en el arco volcánico y en el retroarco (particularmente durante los últimos 15 millones de años; Kay et al., 2010; Kay y Coira, 2009; Trumbull et al., 2006) asociada con actividad hidrotermal y valores extremos de flujo térmico superficial, los cuales reflejan mecanismos de transporte de calor convectivos/advectivos en los niveles más someros de la corteza superior (Hamza y Muñoz, 1996; Henry y Pollack, 1988; Springer y Förster, 1998).

La advección de material cortical somero y relativamente frío a profundidades mayores mediante apilamiento cortical reduciría inicialmente la temperatura en dichos niveles. Sin embargo, un aumento de temperatura ocurriría con el paso del tiempo en respuesta a la generación de calor radiactivo por parte de la corteza superior engrosada y al progresivo desplazamiento del sistema hacia el equilibrio térmico mediante la conducción de calor. Considerando dichos aspectos de la evolución térmica de las cortezas engrosadas, el modelo estacionario aquí presentado sobreestimaría las temperaturas en la corteza media del Dominio Central si el equilibrio térmico no hubiese sido aún alcanzado.

No obstante, los resultados obtenidos a partir de investigaciones geotermobarométricas (Burns et al., 2015; Kay et al., 2010; Schmitt et al., 2001) son congruentes con las temperaturas modeladas en esta tesis para la corteza media del Dominio Central. La geotermobarometría se basa en distintos equilibrios químicos de minerales para estimar la profundidad y temperatura a la que los magmas formadores de las rocas aflorantes se encontraron en equilibrio por última vez. Las temperaturas calculadas para depósitos volcánicos recientes (de hasta 2,5 Ma) en el Altiplano-Puna indican la presencia de un reservorio magmático profundo, a 17-20 km de profundidad, con temperaturas de hasta 965°C (Schmitt et al., 2001). Dichas estimaciones, en conjunto con las anomalías de conductividad eléctrica y velocidad sísmica consistentes con la presencia de fundidos en la corteza media de la región (e.g., Bianchi et al., 2013; Chmielowski et al., 1999; Ward et al., 2013, 2014), sugieren que el modelo no sobreestima la temperatura a profundidades intermedias de la corteza en el Dominio Central como se esperaría si el sistema estuviese lejos del equilibrio térmico.

Para la corteza superior, los mismos cálculos geotermobarométricos indican la presencia de un reservorio de magma somero a 4-8 km de profundidad, con temperaturas de 770-890°C (Burns et al., 2015; Kay et al., 2010). Al comparar dichos valores con las temperaturas modeladas, se observa una subestimación por parte del modelo, que alcanza localmente los 450°C. Respecto al flujo térmico superficial, los valores modelados dentro del Dominio Central raramente exceden los 90 mW m⁻². Estos valores proveen un buen ajuste con los datos medidos en el Altiplano, pero no así en la Puna y el arco volcánico, donde la mayoría de las mediciones son más elevadas (hasta 320 mW m⁻²; Figura 4.6). En estas regiones, los valores anómalamente altos de flujo térmico superficial han sido medidos en puntos con volcanismo y actividad hidrotermal. En consecuencia, las grandes diferencias entre temperaturas y flujos térmicos superficiales medidos y modelados podrían estar relacionadas con la actividad de procesos convectivos y advectivos que no fueron considerados para la construcción del modelo.

En el Dominio Occidental, sólo se cuenta con datos de flujo térmico superficial para comparar con los resultados del modelo. Aunque la tendencia general es reproducida y los valores más bajos de flujo térmico superficial modelados se encuentran en este dominio, los valores obtenidos en la Cordillera de la Costa (60 mW m^{-2}) no son tan bajos como las mediciones, que alcanzan los 20 mW m^{-2} (Figura 4.6). Las bajas temperaturas y flujo térmico superficial de este dominio son consistentes con la naturaleza máfica de la corteza y el progresivo adelgazamiento de la misma hacia la trinchera, que trae aparejado un incremento del espesor del manto en el espacio del modelo. Las rocas corticales máficas y las rocas mantélicas están caracterizadas por valores bajos y extremadamente bajos de producción de calor por decaimiento radiactivo, respectivamente (Tabla 4.I), produciéndose en consecuencia, una importante reducción de la contribución radigénica al balance de calor en comparación con el del Dominio Central. Por otro lado, la presencia de rocas basálticas fracturadas y permeables en la corteza superior de la Cordillera de la Costa permite la infiltración de agua meteórica y el flujo dominado por gravedad de agua subterránea desde el continente hacia el océano (Burns et al., 2016; Flóvenz y Saemundsson, 1993). La circulación de agua produciría una reducción de la temperatura en los niveles someros de la corteza y podría explicar las diferencias entre el flujo térmico superficial medido y modelado.

La temperatura y el flujo térmico superficial en el Dominio Oriental son intermedios respecto a los del Dominio Central y el Dominio Occidental. A pesar de que la corteza es tan gruesa como en el Dominio Occidental, las rocas son más félsicas y producen una mayor cantidad de calor radigénico (Tabla 4.I), incrementando el aporte de calor al sistema. Las predicciones del modelo son consistentes con temperaturas de fondo de pozo registradas a profundidades de entre 1300 y 3800 m (Collo et al., 2018), presentando una desviación promedio de $8,2^{\circ}\text{C}$, con temperaturas modeladas generalmente menores a aquellas medidas en los pozos (Figura 4.8). El mejor ajuste de los datos de flujo térmico superficial es logrado en este dominio, aunque se observan algunas tendencias locales opuestas entre los valores medidos y modelados. Particularmente en la zona de transición entre las Sierras Subandinas y la cuenca de antepaís, el flujo térmico modelado decrece

hacia el este mientras que el medido aumenta en esa misma dirección (Figura 4.6). De la misma forma que en el Dominio Occidental, procesos convectivos en forma de flujo subterráneo de agua podrían explicar las diferencias menores entre el modelo y las observaciones. Las Sierras Subandinas constituyen un área de recarga en la que se infiltran aguas meteóricas frías, produciendo un posible descenso de temperatura en los niveles someros del subsuelo. A medida que se infiltran, estas aguas son calentadas, y, debido a la elevación topográfica y el fallamiento activo, fluyen hacia el antepaís por gravedad y gradiente de presión, incrementando la temperatura de los acuíferos de la cuenca (Husson y Moretti, 2002). Dado que estos aspectos de transporte acoplado de calor y fluidos no son considerados en la metodología utilizada, se espera que el modelo tienda a sobreestimar temperaturas y flujo térmico superficial en los niveles someros de las Sierras Subandinas, y a subestimarlos en el antepaís.

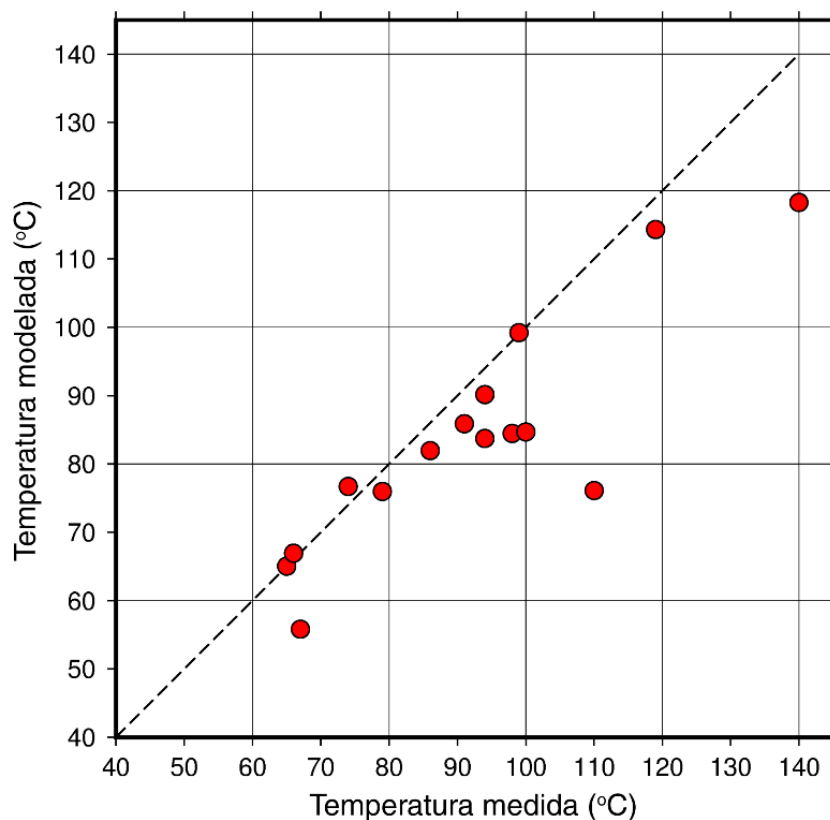


Figura 4.8: Gráfico de temperatura modelada en función de temperatura medida para los datos de fondo de pozo disponibles. La línea negra discontinua representa una relación 1:1 entre los ejes X e Y.

A pesar de que una validación más robusta del modelo requeriría bases de datos de temperatura y flujo térmico superficial más completas y de mejor calidad, los resultados muestran que, en general, las temperaturas someras y el flujo térmico superficial son mejor reproducidos en aquellas regiones donde los procesos advectivos y/o convectivos son menos pronunciados. El modelo podría ser optimizado únicamente mediante la incorporación de nuevos datos (los cuales no están disponibles actualmente) para incrementar la resolución del mismo y simular el transporte conjunto de calor y fluidos. Reparando en las limitaciones de la técnica de modelado empleada, y teniendo en cuenta que el objetivo de esta tesis es evaluar cómo las variaciones del campo termal, controladas por la estructura geológica, impactan en el estado reológico de la litosfera, se considera que el campo termal conductivo presentado es una aproximación adecuada del estado térmico de la región.

4.4.2. El rol de la corteza

En la literatura, aún continúa el debate acerca de la relación temporal e importancia de la producción de calor por decaimiento radiactivo en la evolución de los orógenos, la formación de altiplanos y la fusión parcial de la corteza. Algunos autores han descartado la radioactividad como fuente importante de calor debido al prolongado tiempo requerido para que se alcance el equilibrio térmico en cortezas engrosadas (e.g., Hyndman et al., 2005). En esta misma línea y sobre la base de modelos geodinámicos bidimensionales, Babeyko et al. (2002) sugirieron que el calor radigénico generado en los Andes Centrales no es suficiente para producir temperaturas elevadas y fusión parcial en la corteza media. En sus conclusiones remarcaron la necesidad de considerar fuentes adicionales de calor para explicar las observaciones de la región, dentro de las cuales incluyeron la advección de material caliente desde el manto o la corteza inferior.

Sin embargo, estas conclusiones han sido indirectamente cuestionadas por Chen et al. (2019), quienes demostraron mediante modelado geodinámico en tres dimensiones del Tibet que el engrosamiento de una corteza félsica con elevada producción de calor

radigénico resulta en un marcado incremento de temperatura, acompañado de fusión parcial en la corteza media, luego de 30-40 millones de años. Los Andes Centrales se encuentran actualmente en una ventana de tiempo similar de su evolución, por lo que más de 40 millones de años de acortamiento y apilamiento cortical podrían explicar las anomalías geofísicas reportadas, consistentes con la presencia de procesos activos de fusión parcial y el ampliamente distribuido volcanismo félsico del plateau (e.g., Bianchi et al., 2013; Chmielowski et al., 1999; Ward et al., 2013).

Desde una perspectiva genérica de modelado, Vanderhaeghe (2012) propuso un modelo para la evolución termo-mecánica de las cadenas orogénicas, en el que la transición de geometrías orogénicas con forma de cuña y bajos gradientes geotérmicos, a plateaus orogénicos con elevados gradientes térmicos, está asociada a la elevada producción de calor radiactivo de la corteza engrosada, a la generación de fundidos y al debilitamiento reológico. Sus simulaciones mostraron que la principal condición necesaria para que se produzca un incremento de temperatura significativo es la incubación de la corteza engrosada durante 10 a 20 millones de años en una región estable alejada del frente de deformación; escenario compatible con la configuración estructural actual y la evolución del plateau andino.

A pesar de que el modelo estacionario presentado en esta tesis es incapaz de discriminar entre las hipótesis alternativas de evolución térmica (dominio mantélico vs dominio cortical), sus resultados son congruentes con aquellos presentados por Chen et al. (2019) y Vanderhaeghe (2012) respecto a la relevancia de las grandes cantidades de calor radigénico producido por una corteza engrosada. Los resultados del modelo muestran que el elevado espesor de la corteza y la consecuente elevada producción de calor radiactivo tienen un rol clave en el estado térmico modelado para el Dominio Central y explican las altas temperaturas de dicha región en comparación a las del Dominio Occidental y el Dominio Oriental. Por otro lado, es destacable notar que el modelo predice anomalías positivas de temperatura en aquellas regiones donde se infiere la presencia de fundidos corticales a partir de anomalías geofísicas (e.g., Bianchi et al., 2013; Chmielowski et al., 1999; Ward et al., 2013, 2014), sugiriendo que no es necesario considerar procesos adicionales para explicar la presencia de dichos cuerpos.

4.4.3. Profundidad a la base de la capa magnetizada y campo termal

La profundidad a la base de la capa magnetizada, interpretada como la isoterma de Curie, y el flujo térmico superficial calculado a partir de ella, presentan una distribución heterogénea a lo largo del plateau (Figura 4.7). Los resultados muestran que en el Altiplano la isoterma de Curie se encuentra a mayor profundidad que en la Puna, en coincidencia con la segmentación observada en las mediciones de flujo térmico superficial (Hamza y Muñoz, 1996; Henry y Pollack, 1988; Springer y Förster, 1998), sugiriendo una diferencia en el campo termal somero de ambas regiones. Más aún, la isoterma se encuentra a una profundidad particularmente somera debajo del arco volcánico (Cordillera Occidental) y de la Puna Norte, en concordancia con la ubicación de los volcanes más activos de la región (Láscar, Socompa, Lullailaco, La Pacana caldera; Stern, 2004), y en superposición parcial con los Cuerpos Magmáticos del Altiplano-Puna y de la Puna Sur. En estas mismas zonas, los estudios magnetotélúricos y geomagnéticos profundos de Schwarz et al. (1994) y las tomografías de atenuación sísmica de Schurr et al. (2003) han presentado las anomalías más pronunciadas con alta conductividad y atenuación en todo el plateau. Sobre la base de estas observaciones, dichos autores han sugerido la existencia de vías de circulación para el transporte de fluidos y fundidos en esas zonas de la corteza. Es posible entonces que el transporte de calor mediante procesos convectivos y advectivos facilitados por dichas vías de circulación haya resultado, con el correr del tiempo, en un incremento de temperaturas debajo del arco volcánico y de la Puna Norte en comparación con el Altiplano.

La comparación de la profundidad de la isoterma de Curie con las estimaciones de temperatura basadas en geotermobarometría a profundidades similares (e.g., Burns et al., 2015; Kay et al., 2010) revela una subestimación de aproximadamente 200°C a los 4-8 km de profundidad, que es elevada, pero menor a las discrepancias entre las mismas estimaciones y el modelo térmico tridimensional conductivo. La resolución horizontal de la profundidad a la isoterma de Curie (un punto cada 100 km) impuesta por la metodología utilizada para la exploración de fuentes profundas debe ser considerada como una fuente importante de incertidumbre. Adicionalmente, ha sido demostrado que el método empleado aquí funciona como un filtro de paso-bajo, dependiendo del tamaño

de ventana, que suaviza la variabilidad natural del campo termal y enmascara anomalías locales (Chiozzi et al., 2005). Por otro lado, las temperaturas calculadas con geotermobarómetros presentan generalmente incertidumbres absolutas de 50°C.

Respecto al flujo térmico superficial, la calidad de los datos compilados es altamente variable; algunos valores fueron obtenidos mediante métodos convencionales mientras que otros consisten en estimaciones basadas en métodos geoquímicos (una descripción detallada de los datos puede encontrarse en Hamza y Muñoz 1996 y Hamza et al. 2005). Además, la determinación de las incertezas en las mediciones no es sencilla, y las mismas suelen ser elevadas. Las limitaciones impuestas por la escasez y dispersión de los datos a la hora de efectuar comparaciones con los modelos son obvias. Pese a todo, se observa que hay una buena correlación entre los datos medidos y el flujo térmico superficial calculado a partir de la isoterma de Curie. En el Altiplano, los valores calculados se encuentran entre 80 y 95 mW/m², en congruencia con las mediciones de entre 70 y 94 mW/m². En la Puna Sur, tanto las mediciones como los valores calculados son mayores que en el Altiplano, exhibiendo valores de 90-237 mW/m² y 110-250 mW/m², respectivamente (Figura 4.7b).

Ha de destacarse que a pesar de que la producción de calor radiactivo de las rocas corticales y los procesos convectivos/advectivos asociados al volcanismo no fueron considerados en los cálculos, el método fue capaz de reproducir las heterogeneidades observadas a lo largo del plateau y los valores anómalamente altos de flujo térmico superficial. Esto sugiere que la distribución de anomalías magnéticas y la profundidad a la isoterma de Curie derivada a partir de ellas, realmente conllevan una señal del campo termal actual resultante de procesos conductivos, convectivos y advectivos. Estudios previos en otras regiones han mostrado también una buena correlación entre el flujo térmico superficial medido y el calculado (reproduciendo valores elevados), así como profundidades someras de la isoterma en zonas volcánicas o hidrotermales (e.g., Aydin et al., 2005; Hsieh et al., 2014; Nwankwo y Shehu, 2015). Puede concluirse entonces, que, a pesar de las limitaciones del método, el cálculo de la profundidad a la isoterma de Curie representa una herramienta útil para proveer condiciones de borde inferiores para la determinación del campo termal somero de la corteza.

4.5. Resumen y conclusiones

Se modeló el campo termal conductivo tridimensional en estado estacionario para los Andes Centrales sobre la base del modelo de densidades. Adicionalmente, se calculó la profundidad a la isoterma de Curie a partir de las anomalías magnéticas en el dominio de frecuencias para la zona del Altiplano-Puna. Los resultados principales son enumerados a continuación:

1. La distribución profunda de temperaturas está controlada principalmente por el espesor y la composición de la corteza. La corteza engrosada y félsica del orógeno con elevada producción de calor radiactivo presenta temperaturas mayores que el antearco y el antepaís, a pesar de que estas dos regiones poseen temperaturas más elevadas en la condición de borde inferior;
2. A pesar de que existen procesos convectivos/advectivos activos en algunas zonas de los Andes Centrales, y que probablemente el equilibrio térmico no ha sido aún alcanzado, el modelo térmico tridimensional reproduce las mediciones de temperatura y flujo térmico superficial razonablemente bien en aquellas regiones donde los procesos advectivos son menos pronunciados;
3. El modelo térmico conductivo predice anomalías térmicas positivas espacialmente coincidentes con regiones del subsuelo caracterizadas por baja resistividad y velocidad sísmica, y consistentes con la presencia de fundidos corticales en el Cuerpo Magmático del Altiplano-Puna y el Cuerpo Magmático de la Puna Sur;
4. El Altiplano y la Puna no exhiben diferencias conspicuas en las distribuciones de temperatura y flujo térmico superficial correspondientes al modelo tridimensional conductivo. Sin embargo, se observa una segmentación a lo largo del plateau con respecto a la profundidad de la isoterma de Curie y el flujo térmico superficial calculado a partir de la misma, en congruencia con otras observaciones previas. El Altiplano presenta profundidades de la isoterma de entre 16 y 23 km y valores de flujo térmico superficial de entre 80 y 95 mW/m², mientras que, en la Puna, la profundidad de la isoterma de Curie es menor a 13 km y los valores de flujo térmico superficial están comprendidos entre los 110 y 250 mW/m²;

5. Las profundidades más someras de la isoterma de Curie (< 7 km) se encuentran entre los 23°S y $25,5^{\circ}\text{S}$ debajo del arco volcánico y la Puna Norte, coincidiendo espacialmente con los volcanes más activos de la región y las anomalías más pronunciadas de conductividad eléctrica y atenuación sísmica. Esto sugiere que el transporte de calor en dichas zonas ha sido facilitado por procesos convectivos y/o advectivos asociados al ascenso de magma y fluidos a través de la corteza;
6. A pesar de que no se consideraron procesos advectivos/convectivos ni producción de calor radiactivo en el cálculo del flujo térmico superficial a partir de la isoterma de Curie, se han podido reproducir valores extremadamente altos en el plateau, sugiriendo que la isoterma obtenida del análisis espectral de las anomalías magnéticas contiene la señal del campo termal actual incluyendo componentes conductivas, convectivas y advectivas.

Capítulo 5. Estado reológico de los Andes Centrales

5.1. Introducción

Uno de los métodos posibles para evaluar el estado reológico de los Andes Centrales consiste en la determinación de la resistencia a la deformación permanente de las rocas dentro de la litosfera. Goetze y Evans (1979) fueron los primeros en definir el concepto de envolvente de resistencia a la deformación permanente (o envolvente de resistencia) para describir la resistencia de la litosfera. Dichas envolventes son simples representaciones unidimensionales de las variaciones en el límite elástico de las rocas (o resistencia a la deformación plástica) con la profundidad (Figura 5.1). El límite elástico de las rocas se define como el máximo esfuerzo diferencial ($\Delta\sigma_{max}$) que pueden resistir sin experimentar deformación permanente (frágil o dúctil), y es altamente dependiente de las condiciones de presión y temperatura, así como de la composición litológica (Ranalli, 1997):

$$\Delta\sigma_{max} = \sigma_1 - \sigma_3 \quad (5.1)$$

donde σ_3 y σ_1 son los esfuerzos principales mínimo y máximo, respectivamente.

Cuando los esfuerzos actuantes son menores que el límite elástico de las rocas, estas se deforman de manera elástica. En el caso opuesto, y como regla general, las rocas en la litosfera experimentan deformación frágil a profundidades someras y deformación dúctil a mayores profundidades, dependiendo principalmente de la distribución de temperaturas en profundidad. El mecanismo de deformación dominante a una determinada profundidad será aquel que requiera un menor esfuerzo diferencial (Goetze y Evans, 1979).

El comportamiento frágil se rige por el criterio de fracturamiento de Navier-Coulomb, el cual ha sido descrito por una ley empírica e independiente de la temperatura (Byerlee, 1968). Esta ley es usualmente conocida como ley de Byerlee y puede ser expresada de la siguiente forma (Ranalli, 1997):

$$\Delta\sigma_b = f_f \rho_b g z (1 - f_p) \quad (5.2)$$

donde $\Delta\sigma_b$ es la resistencia a la deformación frágil (o resistencia frágil), ρ_b es densidad, g es la aceleración de la gravedad ($g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$), z es la profundidad debajo de la topografía, f_p es el factor de fluidos (relación entre presión de fluidos y presión litostática; un valor típico es $f_p = 0,36$; Ranalli, 1995), y f_f es un coeficiente que depende del tipo de falla y el coeficiente de fricción interna de las rocas.

La deformación dúctil está dominada por mecanismos de reptaje en estado sólido (e.g., dislocación puntual, difusión, dislocación planar). En la corteza y el manto superior, la dislocación puntual (*dislocation creep*) es el mecanismo dominante de deformación (descrito por la ley de flujo exponencial representada por la Ecuación 5.3). Sin embargo, cuando la resistencia a la deformación dúctil por dislocación puntual supera los 200 MPa en el manto, la dislocación planar de la olivina (descrita por la ley de Dorn, Ecuación 5.4) provee una mejor aproximación a la deformación de rocas mantélicas (Goetze, 1978; Kirby y Kronenberg, 1987):

$$\Delta\sigma_d = \left(\frac{\dot{\epsilon}}{A_p} \right)^{\frac{1}{n}} \exp\left(\frac{Q_p}{nRT} \right) \quad (5.3)$$

$$\Delta\sigma_d = \sigma_D \left(1 - \left[-\frac{RT}{Q_D} \ln \frac{\dot{\epsilon}}{A_D} \right]^{\frac{1}{2}} \right) \quad (5.4)$$

donde $\Delta\sigma_d$ es la resistencia a la deformación dúctil (o resistencia dúctil), $\dot{\epsilon}$ es la tasa de deformación, A_p es el factor pre-exponencial, n es el exponente de potencia, Q_p es la energía de activación, σ_D es el esfuerzo de Dorn ($\sigma_D = 8,5E9$ Pa), Q_D es la energía de activación de Dorn ($Q_D = 535$ kJ mol⁻¹), A_D es la tasa de deformación de Dorn ($A_D = 5,7E11$ s⁻¹), R es la constante universal de los gases ($R = 8,314$ J K⁻¹ mol⁻¹) y T es la temperatura absoluta.

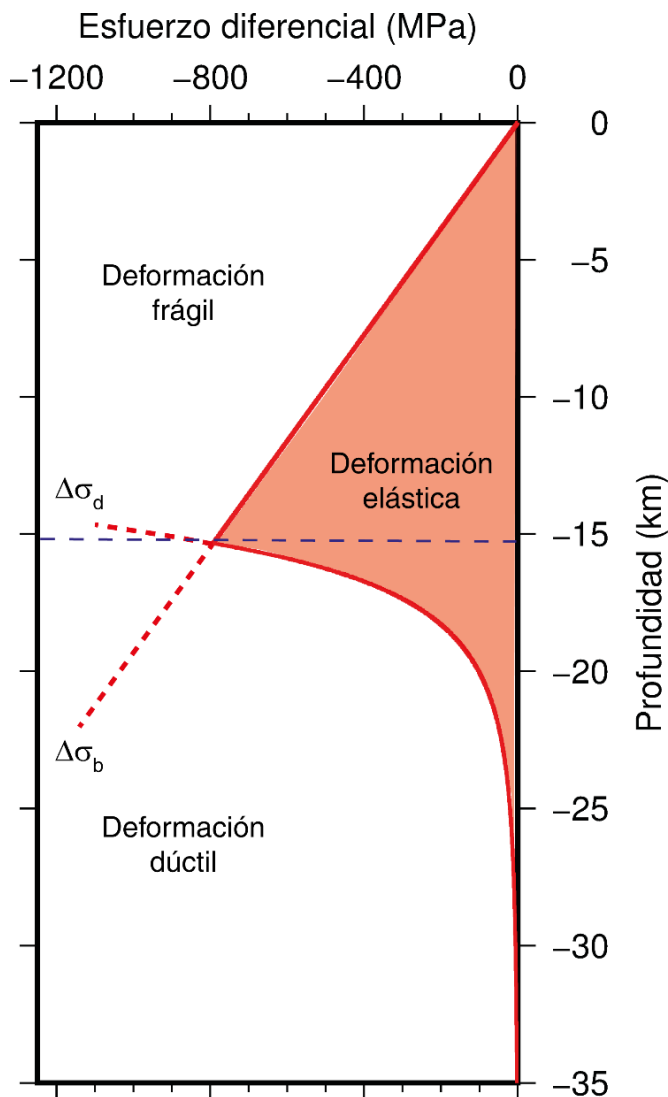


Figura 5.1: Esquema general de construcción de una envolvente de resistencia. Las líneas $\Delta\sigma_b$ y $\Delta\sigma_d$ (líneas rojas con tramos continuos y discontinuos) representan la variación de la resistencia a la deformación frágil y dúctil de una roca con la profundidad, respectivamente. El punto de intersección entre ambas líneas constituye una transición frágil-dúctil (línea azul discontinua). La extensión total en profundidad de la línea roja continua, determinada por la menor de las resistencias a cada profundidad, constituye la envolvente de resistencia de la roca. La transición frágil-dúctil y la envolvente de resistencia definen los campos de deformación de la roca; cuando a una determinada profundidad los esfuerzos diferenciales impuestos son menores que la envolvente de resistencia, prevalece la deformación elástica (zona sombreada en rojo). En el caso contrario, tiene lugar la deformación plástica (zona blanca), que es frágil por encima de la transición frágil-dúctil, y dúctil a profundidades mayores.

En resumen, la resistencia a la deformación plástica de una roca ($\Delta\sigma_{max}$; o simplemente resistencia) bajo ciertas condiciones de presión y temperatura en la litosfera, se define como la mínima de las resistencias $\Delta\sigma_b$ y $\Delta\sigma_d$ (Goetze y Evans, 1979; Ecuación 5.5). Si $\Delta\sigma_d$ es mayor que $\Delta\sigma_b$ y los esfuerzos diferenciales impuestos son lo suficientemente altos (mayores a $\Delta\sigma_b$), la litosfera experimentará deformación frágil; en el caso opuesto, prevalecerá la deformación dúctil, siempre que los esfuerzos diferenciales impuestos sean mayores a $\Delta\sigma_d$. Por lo tanto, las envolventes de resistencia caracterizan la distribución de resistencia con la profundidad, indican qué tipo de deformación prevalece y muestran la profundidad de las transiciones frágiles-dúctiles (Figura 5.1).

$$\Delta\sigma_{max} = \min(\Delta\sigma_b, \Delta\sigma_d) \quad (5.5)$$

Otro indicador del estado reológico de la litosfera comúnmente utilizado es el espesor elástico. El modelo de capa elástica delgada ha sido ampliamente utilizado para describir la respuesta de la litosfera a cargas externas e internas (Figura 5.2). De acuerdo a este modelo, la litosfera mantiene un equilibrio gravitacional a lo largo de periodos de tiempo geológico extensos, curvándose sobre la astenosfera (Burov y Diament, 1995). La siguiente fórmula constituye una representación simple del problema, relacionando curvatura (o flexura) y cargas topográficas:

$$D\nabla^4 w(x, y) + (\rho_m - \rho_c)gw(x, y) = \rho_t gh(x, y) \quad (5.6)$$

donde w es la deflexión, h es la topografía, g es la aceleración de la gravedad ($g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$), D es la rigidez flexural de la litosfera, ρ_t es la densidad de la carga topográfica, ρ_m es la densidad del manto y ρ_c es la densidad de la corteza.

La rigidez flexural de una placa litosférica caracteriza su resistencia a los momentos de flexión y depende del espesor elástico efectivo de la placa (T_e), del módulo de Young (E) y del coeficiente de Poisson (ν):

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1 - \nu^2)} \quad (5.7)$$

Etapa 1



Etapa 2

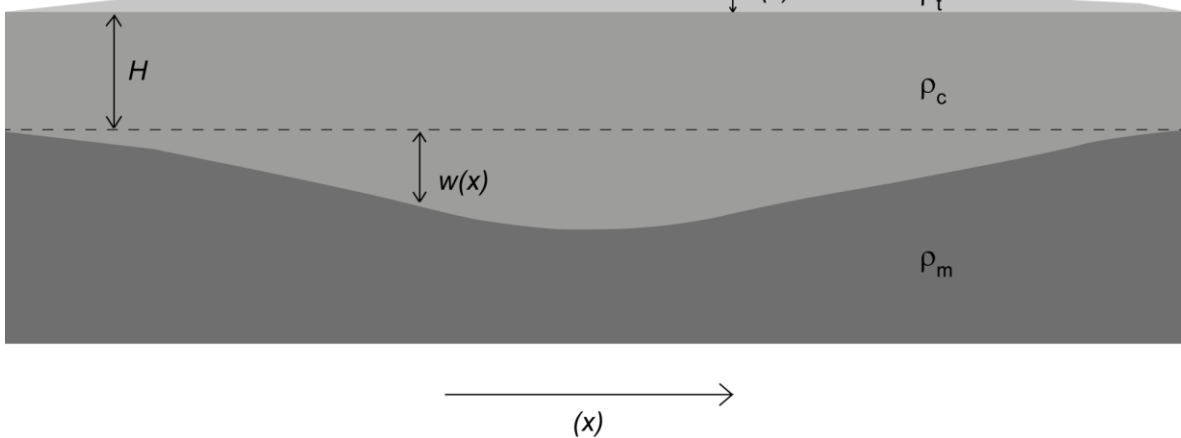


Figura 5.2: Esquema del modelo de placa delgada aplicado a la litosfera continental. Una corteza de densidad ρ_c , compensada isostáticamente (Etapa 1), responde elásticamente a la generación de una carga topográfica $h(x)$ de densidad ρ_t generando una deflexión $w(x)$ sobre un manto de densidad ρ_m (Etapa 2). H representa el espesor normal de corteza de referencia.

Dado que el módulo de Young y el coeficiente de Poisson se asumen generalmente como constantes en los modelos flexurales, el espesor elástico efectivo es utilizado indistintamente para describir la rigidez de las placas. A pesar de que el espesor elástico efectivo es comúnmente utilizado para hacer inferencias sobre el estado térmico y la resistencia de la litosfera, es importante notar que el concepto de espesor elástico es teórico y que representa el espesor equivalente de una placa con propiedades elásticas homogéneas (E, ν); no existe una representación física de esta capa dentro de la litosfera (Stüwe, 2007). Más aún, Burov y Diament (1995) han demostrado que la relación entre T_e y el estado térmico de una placa no es directa, y que otros parámetros deben ser considerados para arribar a conclusiones válidas, Dicho esto, las interpretaciones de T_e deberían ser tomadas con cautela.

A la fecha, no existen estimaciones de la distribución de resistencia a la deformación de las rocas en los Andes Centrales, excepto por modelos globales (e.g., Tesauro et al., 2013) que muestran una baja resistencia en el orógeno en comparación con el antepaís y las regiones cratónicas adyacentes. Por el contrario, las estimaciones del espesor elástico efectivo son numerosas; diversos autores han investigado la rigidez de la litosfera mediante distintos métodos (e.g., García et al., 2017; Tassara y Yáñez, 2003; Watts et al., 1995). La mayoría de los estudios muestran valores bajos de T_e en el orógeno y un incremento hacia las áreas cratónicas, sugiriendo una relación general inversa entre T_e y flujo térmico superficial.

En este capítulo, se presenta un modelo tridimensional de la distribución de resistencia de las rocas en los Andes Centrales, basado en la configuración litosférica y el campo termal conductivo presentados en los capítulos anteriores. El carácter acumulativo de la técnica de modelado es particularmente útil para evaluar el impacto de la estructura litosférica sobre el actual estado reológico de la región. Por otro lado, se presentan también cálculos del espesor elástico de la litosfera a partir de distintos métodos para evaluar la relación entre resistencia a la deformación, espesor elástico y los modelos existentes de estratificación reológica de la litosfera. Adicionalmente, se incluye una simulación geodinámica realizada en cooperación con el Dr. Sibiao Liu para analizar el comportamiento dinámico del sistema.

5.2. Métodos y datos

5.2.1. Modelado reológico de la distribución de resistencia a la deformación permanente

La metodología empleada consiste en el cálculo de la resistencia de las rocas a la deformación frágil y dúctil. El código utilizado para llevar a cabo los cálculos (Cacace y Scheck-Wenderoth, 2016) requiere la definición previa de la distribución de temperaturas en tres dimensiones, de las interfases limitantes de unidades en la litosfera y de las propiedades mecánicas de cada una de dichas unidades. Estos parámetros iniciales fueron tomados o asignados de acuerdo a los modelos de densidad y térmico, por lo que los cálculos están fuertemente asentados sobre la base de dichos modelos.

Las propiedades reológicas de las unidades del modelo fueron tomadas de publicaciones de análisis de laboratorio para tipos de roca comunes, correspondientes a las litologías predominantes de cada unidad (Tabla 5.1; Afonso y Ranalli, 2004; Goetze y Evans, 1979; Ranalli y Murphy, 1987; Wilks y Carter, 1990). Dado que las propiedades reportadas para litologías similares por diferentes autores no son siempre consistentes, los parámetros de reptaje fueron cuidadosamente seleccionados para asegurar que las unidades félsicas sean más débiles que las unidades máficas. Esto se logró mediante la construcción de envolventes de resistencia sintéticas para los diferentes tipos de roca, utilizando un único valor de referencia para la tasa de deformación y una geoterma de referencia (en el Apéndice B se puede encontrar una descripción más detallada del criterio de selección).

El código de Cacace y Scheck-Wenderoth (2016) calcula la resistencia de las rocas a la deformación permanente frágil y dúctil en cada posición X-Y-Z (Ecuaciones 5.2, 5.3, 5.4), y define a la menor de estas como la resistencia de la roca en ese punto particular (Ecuación 5.5). Dado que el régimen tectónico andino es compresivo, se determinó un coeficiente f_f para el cálculo de la resistencia frágil representativo de fallas inversas y un coeficiente de fricción interna general de 0,75 ($f_f = 3,00$; Ranalli, 1995). La tasa de deformación promedio fue extraída de un modelo global basado en mediciones de GPS ($\dot{\epsilon} \cong 6,00E-15 \text{ s}^{-1}$ en el margen andino; Kreemer et al., 2014).

Tabla 5.I: Densidad y propiedades reológicas de las unidades del modelo.

Unidad del modelo	Densidad, ρ (kg m ⁻³)	Tipo reológico de roca	Energía de activación, Q_p (kJ mol ⁻¹)	Factor pre-exponencial, A_p (Pa ⁻ⁿ s ⁻¹)	Exponente de potencia, n
Corteza superior del Dominio Oriental	2880	Diorita cuarzosa, seca ¹	219	5,02E-18	2,4
Corteza inferior del Dominio Oriental	3020	Granulita máfica, seca ²	445	8,83E-22	4,2
Corteza superior del Dominio Central	2700	Granito, seco ¹	123	7,93E-29	3,2
Corteza media del Dominio Central	2880	Diorita cuarzosa, seca ¹	219	5,02E-18	2,4
Corteza inferior del Dominio Central	3050	Granulita félsica, seca ²	243	2,01E-21	3,1
Corteza superior del Dominio Occidental	2740	Diabasa, húmeda ³	260	7,96E-25	3,4
Corteza media del Dominio Occidental	3040	Diabasa, seca ³	485	5,05E-28	4,7
Corteza inferior del Dominio Occidental	2930	Diabasa, húmeda ³	260	7,96E-25	3,4
Corteza superior del Bloque de Atacama	2750	Diorita cuarzosa, seca ¹	219	5,02E-18	2,4
Corteza media del Bloque de Atacama	2930	Diabasa, seca ³	485	5,05E-28	4,7
Corteza inferior del Bloque de Atacama	3090	Diabasa, seca ³	485	5,05E-28	4,7
Corteza superior del APMB-SPMB	2660	Granito, seco ¹	123	7,93E-29	3,2
Corteza media del APMB-SPMB	2830	Diorita cuarzosa, seca ¹	219	5,02E-18	2,4
Corteza oceánica	2900	Diabasa, seca ³	485	5,05E-28	4,7
Manto litosférico	3340	Olivina, seca ⁴	510	7,00E-14	3,0

¹ Ranalli y Murphy (1987); ² Wilks y Carter (1990); ³ Afonso y Ranalli (2004); ⁴ Goetze y Evans (1979).
Para los sedimentos se impuso un comportamiento frágil.

La integración en profundidad de la resistencia en cada posición X-Y para el espesor total de la litosfera y la corteza proporciona la resistencia litosférica integrada y la resistencia cortical integrada, respectivamente:

$$\sigma_I = \int_0^z (\sigma_1 - \sigma_3) \times dz \quad (5.8)$$

donde σ_I es la resistencia integrada.

5.2.2. Modelado directo del espesor elástico efectivo

Para el cálculo del espesor elástico efectivo se utilizó el código de Python de Soler (2015), el cual se basa en los métodos espectrales desarrollados por Garcia et al. (2014). Las Ecuaciones 5.6 y 5.7 proveen una buena aproximación al método; si se conocen la deflexión $w(x,y)$, la topografía $h(x,y)$, las densidades ρ_t, ρ_m y ρ_c , y las propiedades elásticas E y ν , entonces, el espesor elástico efectivo puede ser obtenido. Las densidades de la carga topográfica, de la corteza y del manto fueron definidas de acuerdo con el modelo de densidades como 2670 kg/m^3 , 2850 kg/m^3 , y 3330 kg/m^3 , respectivamente. Se consideraron como valores promedio de las propiedades elásticas de la litosfera un módulo de Young de 100 GPa (Tesauro et al., 2015) y un coeficiente de Poisson de 0,25 (Zandt y Ammon, 1995).

El código de Python requiere como input la anomalía de Bouguer para calcular la profundidad del Moho mediante la inversión de la gravedad, y obtener así la deflexión al sustraer un espesor cortical de referencia. La deflexión obtenida es luego transformada junto con la topografía al dominio de frecuencias y utilizada para calcular el espesor elástico efectivo. Debido a que la corteza en la región es altamente heterogénea (e.g., Beck y Zandt, 2002; Bianchi et al., 2013; Prezzi et al., 2009; Schurr et al., 2003), el uso de una única densidad para la inversión de la anomalía de Bouguer y el cálculo de T_e

resultaría en una sobre-simplificación del problema. Por lo tanto, en lugar de invertir la gravedad para determinar la profundidad del Moho, se utilizó la base de la corteza del modelo de densidades, la cual había sido tomada del modelo de espesor cortical para Sudamérica de Assumpção et al. (2013).

Además, con el objetivo de incluir el efecto de las cargas internas resultantes de la distribución heterogénea de densidades dentro de la corteza, se calculó una pseudo-topografía a partir del modelo de densidades (Ecuación 5.9; Ebbing, 2002) y se la utilizó como reemplazo de la topografía en el código. Primero, se calculó la carga interna (L) de cada unidad del modelo como la diferencia entre su densidad y la densidad de la corteza de referencia (ρ_c), multiplicada por su espesor en cada posición X-Y. Luego, la carga total de cada columna cortical (i.e. la suma de la carga de todas las unidades en cada posición X-Y) fue dividida por la densidad de la carga topográfica (ρ_t) para obtener el espesor de una columna topográfica de carga equivalente. Finalmente, este espesor fue sumado a la topografía para obtener la pseudo-topografía:

$$h_{pt} = h + \frac{\sum_{i=N} h_i (\rho_i - \rho_c)}{\rho_t} \quad (5.9)$$

donde h_{pt} es la pseudo-topografía, h es la topografía, y h_i y ρ_i son el espesor y la densidad de cada unidad en el modelo de densidades, respectivamente.

El código trabaja en ventanas cuadradas en las que se asume T_e como constante, logrando así modelar las variaciones de T_e en la región de estudio. Dentro de cada ventana, se calculan varias deflexiones de prueba para un rango determinado de T_e , las cuales son comparadas con la deflexión utilizada como input (en este caso, obtenida a partir del Moho sísmico). El espesor elástico final de cada ventana será aquel que minimice la desviación estándar entre ambas deflexiones.

5.2.3. Determinación del espesor elástico equivalente

El espesor elástico de la litosfera puede ser calculado también a partir de la distribución de resistencia de las rocas, en cuyo caso se lo denomina espesor elástico equivalente (T_{eq}). De acuerdo con Burov y Diament (1995), el espesor elástico equivalente de una litosfera reológicamente estratificada se calcula como la suma del espesor mecánico de cada capa (o unidad) Δh_i (Ecuaciones 5.10 y 5.11). El espesor mecánico de una capa (también conocido como capa mecánicamente competente) se mide desde su techo hasta la profundidad donde la resistencia a esfuerzos diferenciales es menor al 1-5 % de la presión litostática, o donde es menor a 10-20 MPa.

Para una litosfera formada por n capas competentes acopladas (i.e. capas competentes continuas en profundidad), T_{eq} se calcula como:

$$T_{eq} = \sum_{i=1}^n \Delta h_i \quad (5.10)$$

En el caso de que las capas competentes se encuentren desacopladas, T_{eq} se calcula con la siguiente fórmula:

$$T_{eq} = \left(\sum_{i=1}^n \Delta h_i^3 \right)^{\frac{1}{3}} \quad (5.11)$$

Cuando una litosfera estratificada presenta múltiples capas competentes acopladas y desacopladas, el espesor de las capas acopladas se suma primero con la Ecuación 5.10, para luego obtener el espesor elástico equivalente mediante la suma de las capas desacopladas aplicando la Ecuación 5.11. Los cálculos correspondientes se llevaron a cabo con la herramienta de Python pyGMS (Meeßen, 2019), usando un 5 % de la presión

litostática para la definición de la base de cada capa mecánicamente competente, y un límite inferior absoluto de 20 MPa. Consecuentemente, el espesor elástico equivalente calculado representa el límite inferior de los posibles resultados (el límite superior está definido por un 1 % de la presión litostática y un valor límite de 10 MPa).

5.2.4. Modelado geodinámico del sistema orógeno-cuenca de antepaís

En cooperación con el Dr. Sibiao Liu, se desarrolló un modelo geodinámico del sistema orógeno-cuenca de antepaís para compresión de intraplaca, utilizando la estructura cortical del modelo de densidades como configuración inicial. El objetivo de este modelo es analizar la respuesta dinámica de la configuración cortical actual a las condiciones de compresión andinas.

El código geodinámico altamente escalable LaMEM (Lithosphere and Mantle Evolution Model; Kaus et al., 2016) fue utilizado para llevar a cabo los cálculos termomecánicos (mayores detalles sobre las ecuaciones fundamentales pueden ser consultados en el Apéndice C). El área modelada se encuentra restringida al orógeno (Dominio Central) y el antepaís (Dominio Oriental), en la región de retroarco del modelo de densidades comprendida entre los 60°O y 68°O, y 19°S y 29°S (Figura 5.33). Los dominios subordinados dentro del Dominio Central correspondientes al Bloque de Atacama y el APMB-SPMB no fueron considerados con la finalidad de reducir los tiempos computacionales y facilitar la convergencia del modelo.

El límite litosfera-astenosfera (que define el espesor del manto litosférico en el modelo) fue obtenido mediante interpolación a partir del modelo global de Koptev y Ershov (2011), usando la base de la corteza como límite superior. La resolución latitudinal y longitudinal del modelo es de 7 km y 6 km, respectivamente. Se implementó una grilla densa de 1,2 km de resolución vertical para la totalidad de la litosfera (hasta los 200 km de profundidad), de manera de identificar la deformación de las unidades más delgadas en la corteza. Entre los 200 km y 400 km de profundidad, la resolución vertical fue disminuida a 7 km.

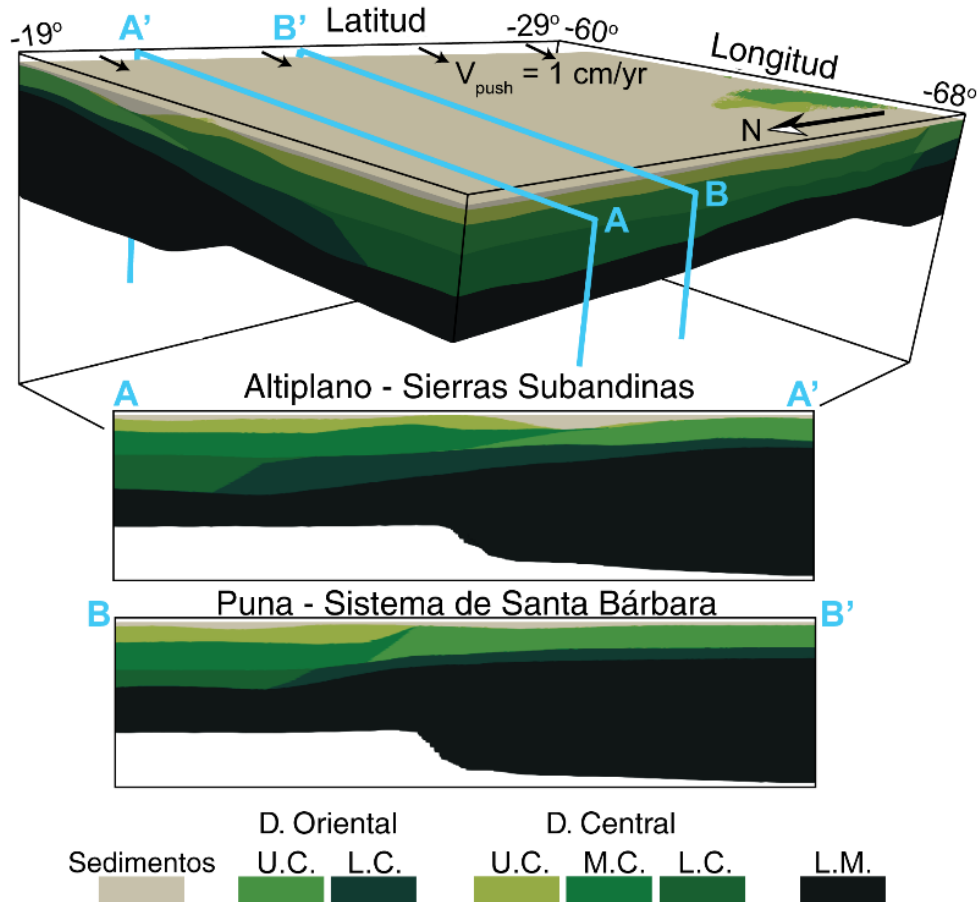


Figura 5.3: Configuración inicial del modelo geodinámico. La estructura de la corteza fue tomada del modelo de densidades. U.C., M.C., L.C. y L.M. indican corteza superior, corteza media, corteza inferior y manto litosférico, respectivamente.

El modelo geodinámico fue parametrizado con las mismas propiedades térmicas y reológicas que los modelos presentados en los capítulos anteriores (Tabla 4.1 y Tabla 5.1), excepto por los sedimentos y el manto. Para todos los materiales se consideró un comportamiento reológico visco-elasto-plástico, y como mecanismos de deformación dúctil en el manto se incluyeron difusión, dislocación y reptaje de Peierls (equivalente al reptaje de Dorn).

Tabla 5.II: Propiedades mecánicas de los sedimentos y el manto utilizadas en el modelo geodinámico.

Unidad	Tipo reológico de roca	Energía de activación, Q (kJ mol ⁻¹)	Factor pre-exponencial, A (Pa ⁻ⁿ s ⁻¹)	Exponente de potencia, n
Sedimentos	Cuarcita, húmeda ¹	154	4,00E-18	2,3
Manto litosférico	Olivina, seca ²	375/530/540	1,50E03/1,10E-16/6,85E-67	1/3,5/-
Manto sublitosférico	Olivina, húmeda ²	335/480/540	1,00/9,00E-20/6,85E-67	1/3,5/-

¹ Ranalli y Murphy, 1987; ² Hirth y Kohlstedt, 2003.

Con el propósito de reproducir las tendencias principales del campo termal conductivo modelado, la estructura térmica inicial del modelo geodinámico para la corteza fue definida por un gradiente linear de ~14,3 °C/km entre la superficie del modelo a 0°C y el Moho. La temperatura en el LAB depende de su profundidad y fue definida como la suma de 1300°C y la contribución de un gradiente adiabático mantélico de 0,4 °C/km. En consecuencia, la estructura térmica del manto litosférico quedó caracterizada por un gradiente linear entre la temperatura del Moho y del LAB. En el manto sublitosférico, la temperatura fue determinada por el gradiente adiabático de 0,4 °C/km, con una temperatura resultante de 1460°C en la base del modelo. El gradiente térmico en los bordes laterales del modelo fue prescrito en cero, lo que implica ausencia de flujo térmico en dichas zonas.

Las condiciones mecánicas de borde incluyeron una superficie libre de esfuerzos en la parte superior del modelo y un límite basal cerrado con deslizamiento libre. El estado de compresión se impuso mediante una velocidad de 1 cm/año (e.g., Brooks et al., 2011; Oncken et al., 2006) en el límite oriental del modelo. El balance de masa se mantuvo mediante un flujo uniforme hacia el exterior en el límite occidental del modelo debajo de la litosfera andina.

5.3. Resultados

5.3.1. Modelo reológico de distribución de resistencia a la deformación permanente

En la Figura 5.4 se presentan las resistencias integradas de la litosfera y la corteza, junto al porcentaje de la contribución cortical a la resistencia litosférica. Ambos mapas de resistencia integrada presentan el mismo patrón, con una resistencia integrada relativamente baja en el Dominio Central, que se incrementa hacia el Dominio Occidental y el Dominio Oriental. Los valores más bajos de resistencia integrada para la litosfera y la corteza se encuentran en el plateau andino, donde la mayor parte de la resistencia reside en la corteza, según se desprende del alto porcentaje de contribución cortical (superior al 80 %, Figura 5.4c). La resistencia litosférica integrada más elevada corresponde al Dominio Oriental, mientras que la resistencia cortical integrada más alta se encuentra en el Dominio Occidental.

Los mapas de resistencia integrada son útiles para analizar variaciones horizontales en el estado reológico, en cambio, las envolventes de resistencia permiten una evaluación de las heterogeneidades verticales. En la Figura 5.5 se encuentran graficadas las envolventes de resistencia correspondientes a ciertas ubicaciones estructuralmente representativas de algunas de las unidades morfoestructurales del área modelada (ver ubicaciones en la Figura 5.4). En el Dominio Oriental el manto litosférico es relativamente resistente, representando una porción considerable de la resistencia total de la litosfera (Figura 5.55, a, b y c). De esta manera, la litosfera del dominio se encuentra caracterizada por un perfil reológico del tipo *jelly sandwich*. En las Sierras Subandinas y el Sistema de Santa Bárbara, la corteza inferior es débil y está desacoplada del manto (Figura 5.55, a y b), en contraste con las Sierras Pampeanas, donde la corteza inferior es resistente y está acoplada al manto (Figura 5.55c). La envolvente de deformación de la Puna revela que la resistencia en aquella zona reside prácticamente sólo en la corteza superior, en concordancia con el perfil reológico denominado *crème brûlée* (Figura 5.55d). El Bloque de Atacama presenta una corteza resistente en sus niveles superior y medio, y una corteza inferior y un manto débiles, que, contraintuitivamente, caracterizan un perfil reológico del tipo *crème brûlée* (Figura 5.55e).

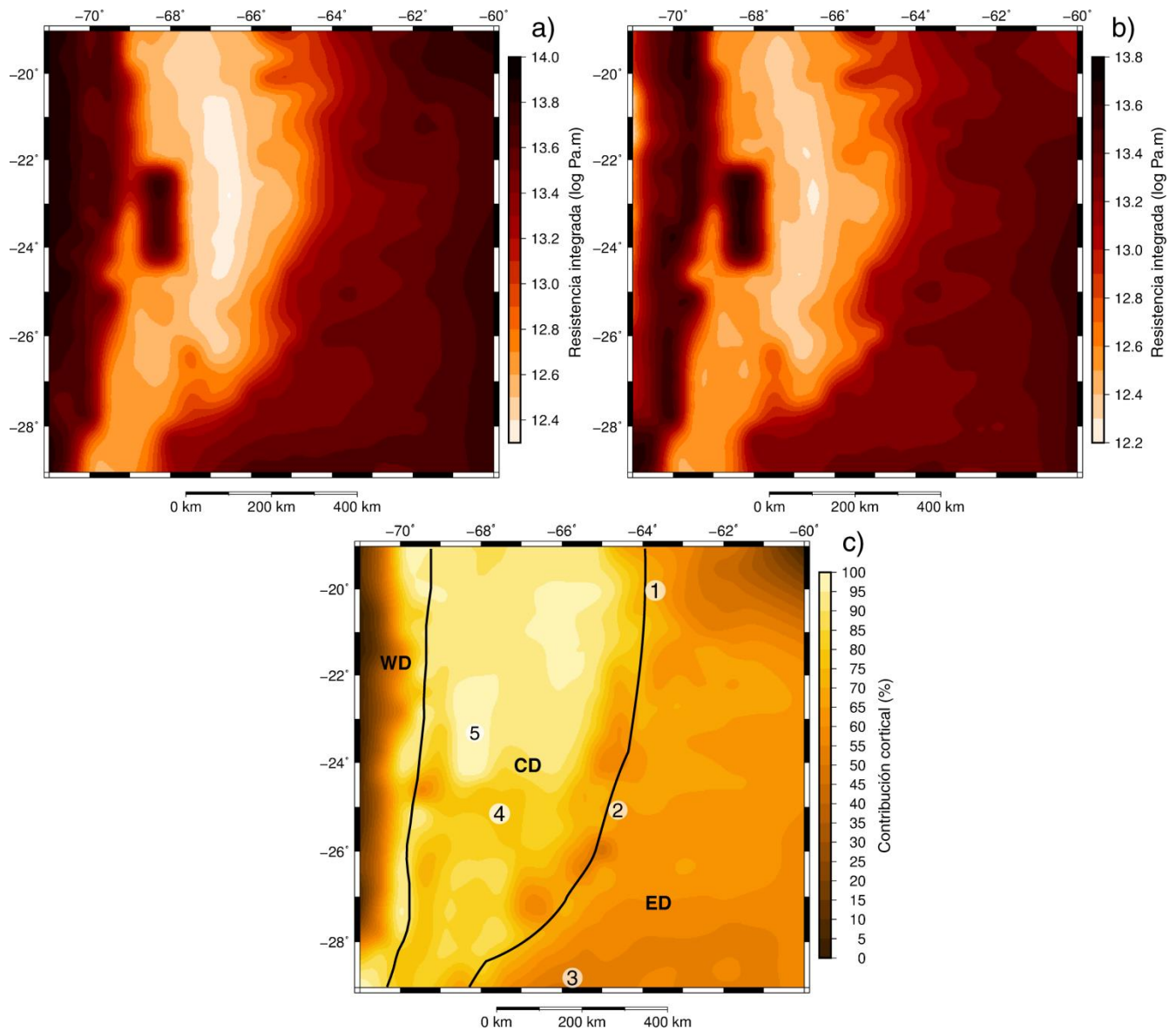


Figura 5.4: (a) Resistencia litosférica integrada; (b) Resistencia cortical integrada; (c) relación entre resistencia cortical y resistencia litosférica total. Las líneas negras en (c) delinear los tres dominios principales del modelo. Los números indican la ubicación de las envolventes de resistencia presentadas en la Figura 5.5.

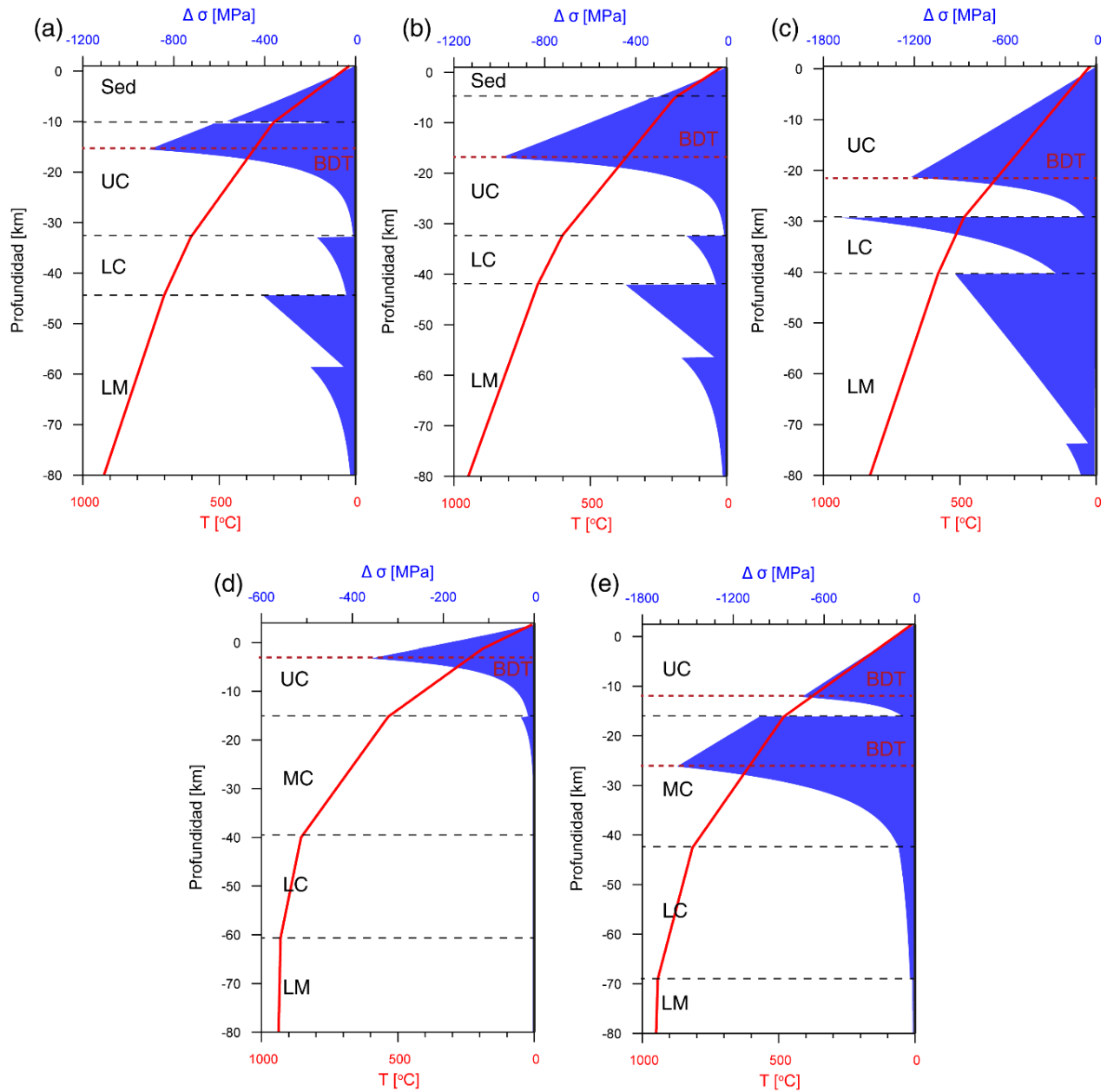


Figura 5.5: Envolturas de resistencia para (a) las Sierras Subandinas, (b) el Sistema de Santa Bárbara, (c) las Sierras Pampeanas, (d) la Puna, y (e) el Bloque de Atacama. Las líneas rojas muestran la distribución de temperatura con la profundidad, las líneas negras discontinuas indican las interfases entre las distintas unidades, y las líneas rojas discontinuas corresponden a las transiciones frágiles-dúctiles modeladas. Sed: sedimentos; UC: corteza superior; MC: corteza media; LC: corteza inferior; LM: manto litosférico; BDT: transición frágil-dúctil. La ubicación geográfica de las YSEs presentadas en (a), (b), (c), (d) y (e) se indica con los número 1, 2, 3, 4 y 5 de la Figura 5.4c, respectivamente.

La sensibilidad del modelo fue examinada con respecto al tipo reológico de roca. Se consideraron diferentes propiedades reológicas para la unidad sobre la cual hay menos información disponible (corteza inferior del Dominio Oriental), obteniendo las mismas tendencias generales en las resistencias integradas de la litosfera y la corteza. Con respecto a las envolventes de resistencia, se observó un incremento en la resistencia de la corteza inferior de granulita félsica a granulita máfica, y de esta última a diabasa (consultar Apéndice D).

5.3.2. Espesor elástico

La Figura 5.6 muestra el espesor elástico calculado a partir de la distribución de resistencia a la deformación en tres dimensiones (espesor elástico equivalente) y del análisis flexural en el dominio de frecuencias considerando cargas internas (espesor elástico efectivo). A primera vista, se observa que el mapa de espesor elástico equivalente presenta valores mayores (~15-70 km) que el mapa de espesor elástico efectivo (~5-45 km). Ambos mapas presentan características de primer orden similares, observándose bajos valores de espesor elástico en el orógeno que aumentan hacia el antepaís; sin embargo, se observan discrepancias particularmente en las provincias geológicas del antepaís deformado y en el Bloque de Atacama.

El espesor elástico equivalente (Figura 5.6a) presenta valores que oscilan entre los 10 km y 20 km a lo largo de todo el Altiplano-Puna y gran parte de la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental. Hacia el este, el espesor elástico aumenta de 20 km a 30 km en las Sierras Subandinas, y de 20 km a 45 km en el Sistema de Santa Bárbara y las Sierras Pampeanas. A pesar de que el rango de espesor elástico en el antepaís es amplio (30-70 km), la mayor parte de la región se caracteriza por valores comprendidos entre los 40 km y 55 km. En la parte occidental del área modelada, se observa una región coincidente con el Bloque de Atacama que presenta valores de espesor elástico de 30-50 km.

El espesor elástico efectivo (Figura 5.6b) es muy bajo en casi toda la región modelada. La Precordillera Chilena, la Cordillera Occidental, el Altiplano-Puna, la Cordillera Oriental y las Sierras Pampeanas presentan valores de espesor elástico de entre 3 km y 20 km. Los valores más bajos (3-10 km) se encuentran en el arco volcánico, la Precordillera Chilena, la Cordillera Oriental y parte de la Puna Sur. Hacia el este, el espesor elástico aumenta rápidamente en las Sierras Subandinas de 15 km a 40 km. El Sistema de Santa Bárbara está caracterizado por valores menores, presentando un promedio de ~ 15 km que incrementa a 30 km hacia el este. El antepaís presenta un espesor elástico relativamente uniforme de 35-45 km.

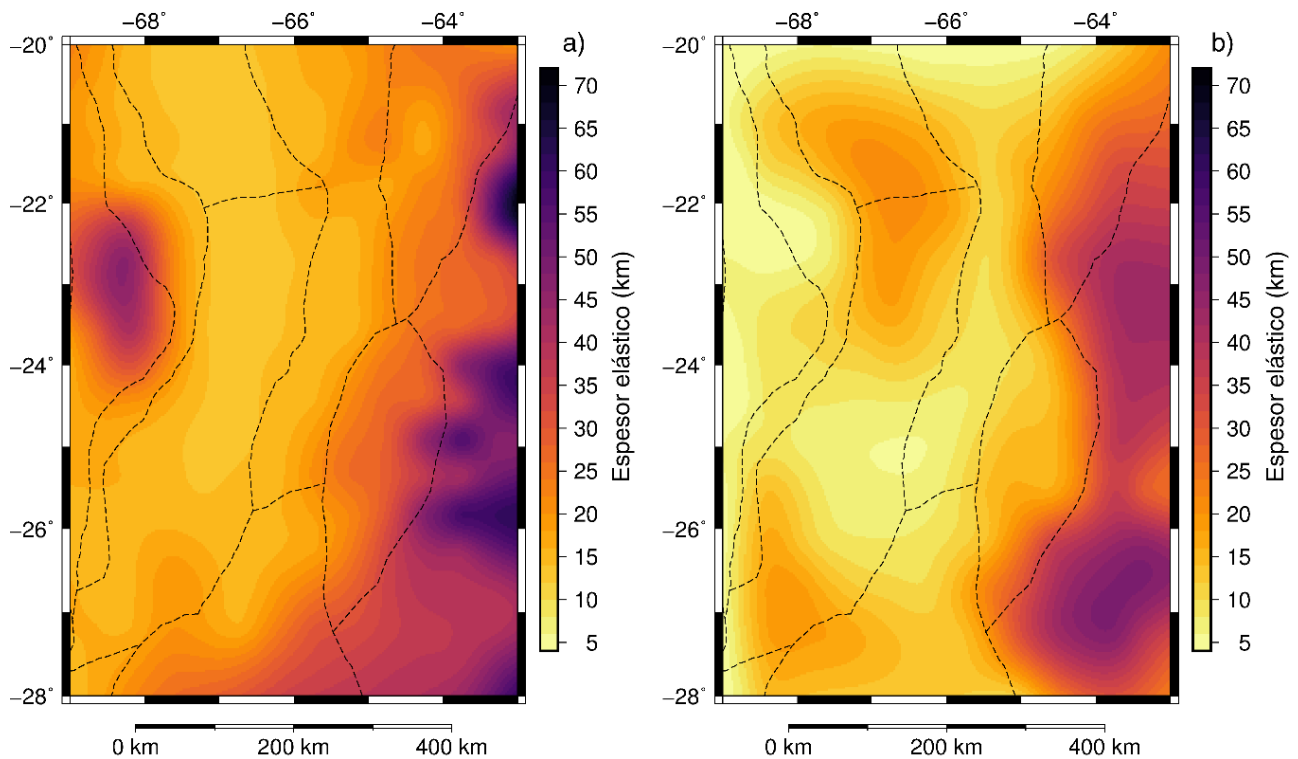


Figura 5.6: (a) Espesor elástico equivalente, y (b) espesor elástico efectivo. Las líneas negras discontinuas delimitan las distintas unidades morfoestructurales. Ambos mapas de espesor elástico se presentan para la misma extensión geográfica y con la misma escala de colores para proporcionar una comparación visual más clara.

5.2.3. Modelo geodinámico del sistema orógeno-cuenca de antepaís

Dado que el objetivo del modelado fue analizar la respuesta dinámica del modelo de densidades a la compresión andina actual, los resultados presentados en esta sección corresponden a un acortamiento de 3,3 km (0,33 millones de años de tiempo modelado; estabilidad alcanzada a los 0,1-0,2 millones de años). La Figura 5.7 muestra la distribución de los segundos invariantes de la tasa de deformación deviatorica, que caracterizan los cambios dinámicos ocurridos en la deformación interna durante el proceso de compresión. Su distribución superficial indica que la deformación se encuentra localizada principalmente en el margen oriental de las Sierras Subandinas, en la transición entre la Cordillera Oriental y el Sistema de Santa Bárbara, y en las Sierras Pampeanas (Figura 5.7a).

Las dos secciones verticales que atraviesan el Altiplano y la Puna (Figura 5.7, b y c) muestran que a mayores profundidades la deformación se encuentra desplazada hacia el oeste, en la corteza inferior de la Cordillera Oriental y en el margen del plateau. Los segundos invariantes de la tasa de deformación deviatorica son mayores en el Altiplano que en la Puna e involucran un área más extensa de deformación en la corteza inferior y en los sedimentos. Es interesante notar que, en ambas secciones verticales, el engrosamiento cortical producto del acortamiento tectónico ocurre en el margen oriental del plateau y no dentro de la corteza débil del Altiplano-Puna.

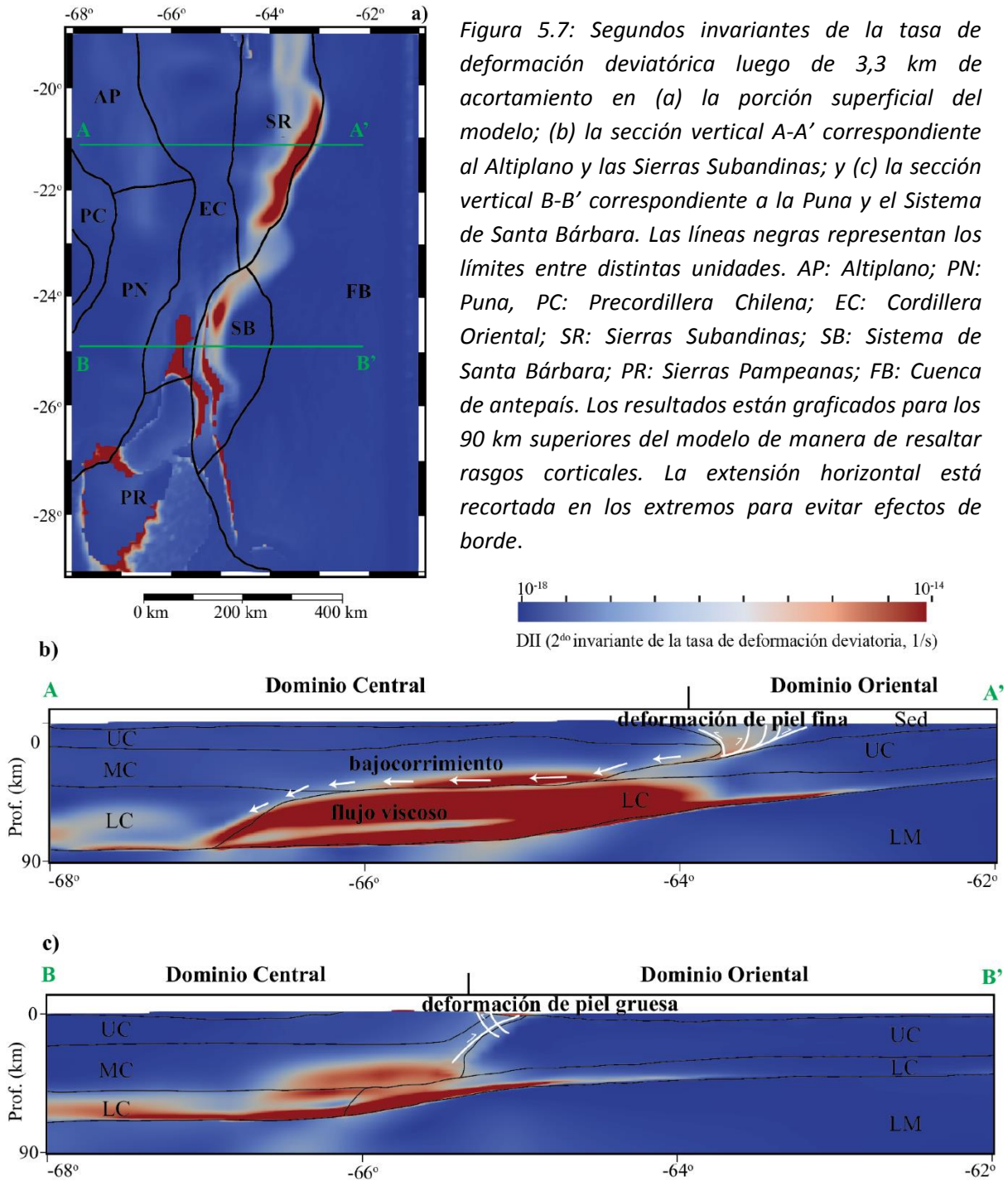


Figura 5.7: Segundos invariantes de la tasa de deformación deviatorica luego de 3,3 km de acortamiento en (a) la porción superficial del modelo; (b) la sección vertical A-A' correspondiente al Altiplano y las Sierras Subandinas; y (c) la sección vertical B-B' correspondiente a la Puna y el Sistema de Santa Bárbara. Las líneas negras representan los límites entre distintas unidades. AP: Altiplano; PN: Puna, PC: Precordillera Chilena; EC: Cordillera Oriental; SR: Sierras Subandinas; SB: Sistema de Santa Bárbara; PR: Sierras Pampeanas; FB: Cuenca de antepaís. Los resultados están graficados para los 90 km superiores del modelo de manera de resaltar rasgos corticales. La extensión horizontal está recortada en los extremos para evitar efectos de borde.

5.4. Discusión

La configuración de la resistencia a la deformación de las rocas en la litosfera está fuertemente controlada por la distribución de temperatura, cuya validez fue discutida en el capítulo anterior. Los otros parámetros que ejercen influencia son la tasa de deformación y las propiedades mecánicas de las rocas. A pesar de que las observaciones sugieren que la tasa de deformación actual se reduce de norte a sur en el área modelada y se encuentra fuertemente localizada en los márgenes del orógeno (Gerbault et al., 2003; Schemmann, 2007), se consideró un único valor de referencia para todo el modelo. Dado que uno de los principales objetivos de esta tesis es la determinación de las variaciones de resistencia en la litosfera como resultado de las heterogeneidades térmicas y composicionales, la aplicación de una tasa de deformación espacialmente invariante permite aislar el efecto de dichas heterogeneidades sobre la resistencia modelada. En esta línea, la utilización de diferentes propiedades mecánicas para las unidades del modelo en base a su composición predominante permite incorporar el efecto de las heterogeneidades en los resultados.

Los bajos valores de resistencia integrada en la litosfera y la corteza del Dominio Central (Figura 5.44, a y b) y la distribución vertical de resistencia con la profundidad debajo del plateau (Figura 5.5d) sugieren que la litosfera del orógeno se encuentra significativamente debilitada, particularmente debajo del Altiplano-Puna donde la corteza superior es la única capa resistente. En el Dominio Oriental, el Dominio Occidental y el Bloque de Atacama, las resistencias integradas son mayores y las envolventes de resistencia indican una corteza inferior y/o manto litosférico más resistentes (Figura 5.4, a y b, y Figura 5.5, a, b, c y e). Estos resultados sugieren una clara correlación espacial de primer orden entre el campo termal y estado reológico; las regiones con temperaturas más elevadas coinciden con zonas de baja resistencia integrada.

El efecto del tipo reológico de roca sobre la distribución de resistencia es menos evidente, pero discernible. Las Figuras 4.5, 5.4 y 5.5 ilustran que a pesar de que la corteza en el Bloque de Atacama presenta temperaturas más elevadas que en el antepaís (Figura 4.5), la resistencia cortical integrada es mayor en el primero que en el último (Figura 5.4b). Las envolventes de resistencia también muestran una corteza considerablemente más resistente en el Bloque de Atacama (Figura 5.5e) que en cualquiera de las unidades morfoestructurales del antepaís deformado (Figura 5.5, a, b y c). La falta de correlación entre campo termal y resistencia cortical integrada puede ser explicada por los distintos tipos reológicos de roca considerados para las capas del modelo. Las rocas máficas del Bloque de Atacama son más resistentes que las rocas del antepaís (consultar Apéndice B), de manera que incluso a mayores temperaturas exhiben una mayor resistencia a la deformación (Figura 5.5).

La relevancia de la temperatura en el modelado de la resistencia y el control de segundo orden ejercido por la composición litológica han sido demostrados por otros autores. Por ejemplo, los modelos globales de Tesauro et al. (2013) muestran que la distribución de resistencia integrada se correlaciona con la distribución de temperatura en la condición de borde inferior, y que dicha correlación no se ve afectada significativamente por la modificación de las propiedades mecánicas de las rocas. Afonso y Ranalli (2004) exploraron estos aspectos en mayor detalle mediante el análisis de la relación entre la resistencia de la corteza inferior y el manto en modelos sintéticos con espesor cortical, flujo térmico superficial y composición variables. Sus resultados indican que la resistencia reside en la corteza para valores elevados de flujo térmico superficial y en el manto para valores bajos, indistintamente de la composición y el espesor cortical. Estos últimos parámetros ejercen una mayor influencia sólo en condiciones de flujo térmico superficial intermedio.

En vistas del claro control ejercido por la temperatura sobre la resistencia a la deformación y de la fuerte dependencia del campo termal respecto del espesor cortical y la producción de calor por decaimiento radiactivo (analizada en el Capítulo 4), se sugiere aquí que, en los Andes Centrales, la corteza (su espesor y composición) ejerce un control

de primer orden sobre el campo termal y, consecuentemente, sobre la distribución de resistencia a la deformación. Este resultado es, en cierto grado, congruente con los aquellos obtenidos por McKenzie et al. (2005), quienes modelaron la estructura térmica de la litosfera oceánica y continental, y sugirieron que las temperaturas en el Moho debajo de los continentes son principalmente dependientes del espesor cortical y el calor radiactivo.

Con respecto a la distribución de los segundos invariantes de la tasa de deformación deviatórica (Figura 5.7), la concentración de valores elevados en la corteza inferior debajo de la Cordillera Oriental y el margen oriental del plateau, particularmente en la transecta que cruza el Altiplano y las Sierras Subandinas, es consistente con modelos bidimensionales y tridimensionales previos que sugieren la subducción o bajo-corrimiento de la corteza máfica y resistente del antepaís por debajo de la corteza débil del orógeno, y el flujo viscoso de material de la corteza inferior (Hindle et al., 2005; Sobolev y Babeyko, 2005; Sobolev et al., 2006; Yang y Liu, 2003). Sin embargo, el rasgo más interesante es que las regiones con elevados segundos invariantes de la tasa de deformación deviatórica en los niveles someros de la corteza se correlacionan espacialmente con la ubicación de los mayores gradientes horizontales de resistencia integrada (Figura 5.8). Considerando que los resultados del modelo reológico indican que las heterogeneidades de la corteza en los Andes Centrales controlan las variaciones de resistencia, se sugiere aquí que la marcada concentración de la deformación podría también estar gobernada por la presencia de discontinuidades corticales laterales. Cacace et al. (2008) arribaron a una conclusión similar mediante el desarrollo de un modelo de elementos finitos para la investigación de la influencia de estructuras reológicas contrastantes sobre la deformación y los esfuerzos en Europa Central. Sus resultados mostraron una marcada localización de la deformación y una desviación en la dirección de los esfuerzos principales a lo largo de heterogeneidades laterales.

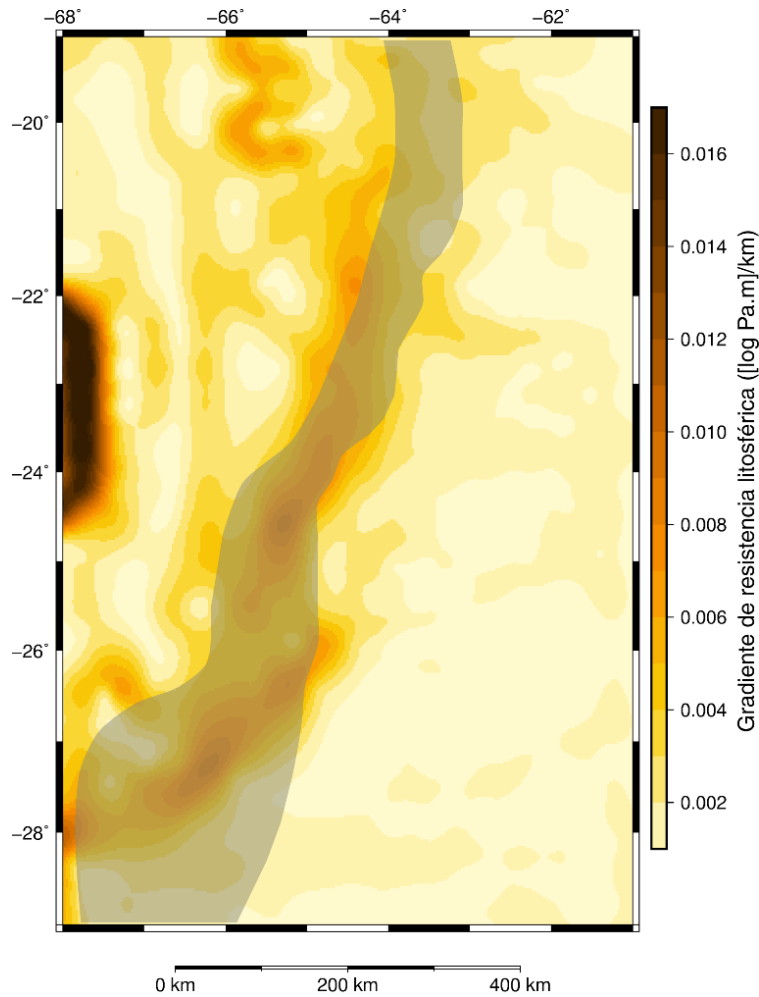


Figura 5.8: Gradiente horizontal total de la resistencia litosférica integrada para el sistema orógeno-cuenca de antepaís. La región sombreada en gris muestra la ubicación de los mayores segundos invariantes de la tasa de deformación deviatorica cerca de la superficie en el modelo geodinámico (Figura 5.7a).

En cuanto a la distribución vertical de la resistencia a la deformación, las envolventes de resistencia en la Figura 5.5 indican la presencia de heterogeneidades significativas, no sólo entre el orógeno y el antepaís, sino también dentro del último. El rasgo más característico es que el orógeno y el antepaís presentan litosferas del tipo *crème brûlée* y *jelly sandwich*, respectivamente, con transiciones frágiles-dúctiles que se profundizan desde el orógeno hacia el antepaís. Los resultados sugieren que la estratificación reológica de la litosfera en los Andes Centrales está controlada por la

distribución de temperaturas; los perfiles del tipo *jelly sandwich* están asociados a temperaturas menores que los perfiles tipo *crème brûlée* (Figuras 5.5 y 4.5). Aunque en general los perfiles del tipo *crème brûlée* son representativos de litosferas débiles, en el Bloque de Atacama este tipo de perfil se asocia a una elevada resistencia integrada debido a las rocas máficas resistentes presentes en la corteza.

A pesar de que las envolventes presentadas son representativas de las unidades morfoestructurales a las que corresponden, ha de mencionarse que existen variaciones laterales dentro de cada una de ellas, particularmente en las Sierras Subandinas, el Sistema de Santa Bárbara y las Sierras Pampeanas, donde existen altos gradientes laterales de temperatura (Figura 4.5). Dado que la resistencia a la deformación dúctil está fuertemente controlada por la temperatura y que en las unidades morfoestructurales mencionadas la temperatura aumenta de este a oeste, la resistencia de la corteza inferior y el manto se ven progresivamente reducidas hacia el orógeno y las transiciones frágiles-dúctiles en la corteza superior se profundizan en dirección opuesta. Ha sido sugerido en la literatura que las variaciones de las envolventes y las transiciones frágiles-dúctiles tienen un efecto sobre la distribución en profundidad de la actividad sísmica (e.g., Doser y Kanamori, 1986; Lamontagne y Ranalli, 1996), sin embargo, este tema será discutido en el próximo capítulo.

Actualmente, hay desacuerdo sobre cuán representativos del estado físico de la litosfera son los dos principales tipos de perfil reológico. De acuerdo con Jackson (2002), el perfil del tipo *crème brûlée* representa mejor el comportamiento de la litosfera debido a que no se observa sismicidad de intraplaca en el manto superior a nivel global, sugiriendo que el manto es en realidad débil y dúctil. Por otro lado, Burov (2010) cuestionó dichas conclusiones remarcando que el manto puede ser resistente a pesar de ser dúctil y que la ocurrencia de actividad sísmica no solo está controlada por la resistencia de las rocas, sino también por el estado de esfuerzos. Adicionalmente, este autor sugiere que los perfiles litosféricos del tipo *crème brûlée* son dinámicamente inestables, particularmente en regiones orogénicas, donde se observa un colapso del sistema luego de unos pocos millones de años en simulaciones numéricas.

Los resultados presentados en este capítulo coinciden con las observaciones de Burov (2010) en la posibilidad de que el manto sea dúctil y resistente al mismo tiempo, exhibiendo un perfil litosférico del tipo *jelly sandwich* (como en el antepaís); sin embargo, respecto al requisito de un manto resistente para la estabilidad orogénica, investigaciones más recientes han demostrado que no siempre es necesario que se cumpla dicha condición. Li et al. (2016) llevaron a cabo un estudio numérico sistemático de sistemas orogénicos para analizar las condiciones necesarias para el inicio de procesos de delaminación litosférica. Los autores encontraron que las litosferas con corteza inferior y manto débiles (tipo *crème brûlée*) son propensas a delaminación y posterior desarrollo de plateaus amplios y estables. Este resultado es una buena aproximación para los Andes Centrales, donde diversos estudios apuntan a la ocurrencia de procesos de delaminación durante los últimos 10-20 millones de años, coetáneos a la formación del plateau Altiplano-Puna (e.g., Beck y Zandt, 2002; DeCelles et al., 2015; Kay et al., 1994). Más aún, modelos geodinámicos recientes en la región del plateau andino han demostrado que la presencia de distintos perfiles litosféricos en el orógeno y el antepaís (manto débil en el orógeno y resistente en el antepaís) es un factor importante para la formación del plateau y el desarrollo de diversos sistemas de deformación (Liu, 2020).

Como era de esperarse, el espesor elástico equivalente (Figura 5.6a) muestra una fuerte correlación con la distribución de resistencia integrada (Figura 5.4, a y b). El orógeno presenta los valores más bajos de T_{eq} , asociados a una litosfera caliente y débil cuya resistencia reside en la corteza superior (Figura 5.5d). Los valores más altos de T_{eq} en el antepaís (de hasta 70 km), consistentes con las bajas temperaturas y la elevada resistencia integrada, indican que en aquellas regiones la corteza se encuentra acoplada al manto (como en las Sierras Pampeanas; Figura 5.5c). Se observa que, en general, bajos valores de T_{eq} corresponden a perfiles litosféricos del tipo *crème brûlée*, mientras que los valores altos corresponden a perfiles del tipo *jelly sandwich*. Sin embargo, el Bloque de Atacama representa una excepción, ya que exhibe altos valores de T_{eq} y un perfil litosférico del tipo *crème brûlée*.

El espesor elástico efectivo presenta tendencias similares, aunque se observan algunas diferencias. Dentro del plateau T_e es muy bajo en la Puna Sur y el arco volcánico, aumentando hacia la Puna Norte y el Altiplano. Dado que las estimaciones de T_e han sido usualmente correlacionadas con el estado térmico de la litosfera (e.g., Hyndman et al., 2009), la heterogeneidad observada en el plateau podría ser interpretada como una variación en el campo termal de la zona. Se observa una coincidencia parcial entre las anomalías de muy bajo T_e y de baja profundidad de la isoterma de Curie en la Puna Sur. Sin embargo, hacia el sector norte de la Puna Sur T_e comienza a aumentar significativamente, presentando una correlación opuesta a la esperada con la profundidad a la isoterma de Curie y el flujo térmico superficial medido (Figura 4.7). Esta falta de correlación tal vez se deba en parte a que la localización de las ventanas utilizadas en el cálculo de T_e fue diferente a la empleada en el cálculo de la profundidad de la base de la capa magnetizada, pudiendo haber generado un desfase entre ambas anomalías (muy bajos valores de T_e vs. muy bajas profundidades de la isoterma de Curie). Por otra parte, considerando que la zona de la Puna Norte y el Altiplano presentaron los mayores desajustes entre las deflexiones observada y modelada durante el cálculo de T_e , los resultados deberían ser tomados con cautela.

En el antepaís deformado, el Sistema de Santa Bárbara presenta bajo espesor elástico efectivo en comparación a las Sierras Subandinas. La distribución de temperaturas (Figura 4.5) no muestra diferencias significativas entre ambas unidades morfoestructurales, sugiriendo que el estado térmico no es responsable de la heterogeneidad observada. Un escenario posible es que el espesor elástico reducido en el Sistema de Santa Bárbara sea en realidad heredado. Estudios previos han sugerido que debido a los largos periodos de tiempo involucrados en el comportamiento elástico de la litosfera, el espesor elástico efectivo adquirido en el último evento tectónico cambia lentamente con el tiempo, de manera que las cuencas de antepaís desarrolladas sobre cortezas extendidas presentarían bajos valores de T_e (Desegaulx et al., 1991; Lin y Watts, 2002; Watts, 1988; Watts y Burov, 2003). El Sistema de Santa Bárbara es un sistema de rift de edad cretácica-paleógena invertido durante la orogenia andina (e.g., Kley et al., 2005),

por lo que es probable que los bajos valores actuales de T_e hayan sido adquiridos durante la etapa de rift. El bajo espesor elástico del Bloque de Atacama podría tener un origen similar, sin embargo, es también probable que el gran tamaño de ventana utilizado (160 km) dificulte el aislamiento de la señal del Bloque.

Luego de comparar la distribución de espesor elástico efectivo y equivalente con el campo termal de la región, puede concluirse que T_{eq} mantiene una fuerte correlación con la temperatura, sin embargo, T_e sólo es congruente con las rasgos de primer orden del campo termal. Considerando la falta de consistencia entre el espesor elástico efectivo y el equivalente, las distribuciones de espesor elástico no serán utilizadas en el próximo capítulo para hacer inferencias sobre la resistencia a la deformación de los Andes Centrales y su relación con los procesos de deformación activos.

5.5. Resumen y conclusiones

Se modeló la distribución de resistencia a la deformación de los Andes Centrales en tres dimensiones sobre la base de los modelos de densidad y térmico. Se llevó a cabo una simulación numérica del sistema orógeno-cuenca de antepaís para compresión de intraplaca, utilizando como condiciones iniciales la geometría del modelo de densidades, un estado térmico equivalente al campo termal conductivo calculado y las mismas propiedades mecánicas que en el modelo reológico. Adicionalmente, se calcularon el espesor elástico equivalente a partir del modelo reológico y el espesor elástico efectivo mediante el análisis flexural en el dominio de frecuencias considerando las cargas internas del modelo de densidades. Las principales conclusiones son:

1. La resistencia integrada de la litosfera andina está controlada principalmente por su temperatura; la tendencia general observada es de altas temperaturas y baja resistencia en el orógeno en comparación con la elevada resistencia y las menores temperaturas del antearco y el antepaís;

2. La composición litológica ejerce un control de segundo orden sobre la resistencia modelada en los Andes Centrales, explicando la falta de correlación entre estado térmico y reológico en regiones como el Bloque de Atacama;
3. Las regiones con elevados segundos invariantes de la tasa de deformación deviatorica en los niveles someros de la corteza coinciden espacialmente con las zonas de alto gradiente horizontal total de resistencia integrada. Considerando que las variaciones en el espesor y la composición de la corteza gobiernan la distribución de temperaturas, la que a su vez controla la resistencia de la litosfera, los resultados sugieren que la naturaleza heterogénea de la corteza en los Andes Centrales podría ser la causa de la fuerte localización de la deformación;
4. La estratificación reológica de la litosfera está controlada principalmente por su estado térmico debido a la fuerte relación entre el reptaje dúctil y la temperatura. En consecuencia, el orógeno está caracterizado por un perfil litosférico del tipo *crème brûlée* y el antepaís por uno del tipo *jelly sandwich*;
5. A pesar de las diferencias entre el espesor elástico equivalente y el efectivo, ambos presentan valores más elevados en el antepaís que en el orógeno. Aunque hay una correlación de primer orden entre el espesor elástico y el estado térmico, las desviaciones de dicha relación sugieren que otros parámetros deben ser explorados para poder elaborar mejores interpretaciones.

Capítulo 6. Discusión. El estado termo-mecánico de los Andes Centrales y su relación con la sismicidad y la deformación activa

En este capítulo se presenta una discusión final que integra los resultados de las secciones previas y analiza su relación con los procesos de deformación activos en los Andes Centrales. Para ello, se compiló información sobre la actividad sísmica y las estructuras neotectónicas de la región a partir de datos globales y locales tales como el EHB-ISC Bulletin (Engdahl et al., 1998; International Seismological Centre, 2020; Weston et al., 2018), publicaciones de la red sismográfica temporal PUDEL (Heit et al., 2007; Mulcahy et al., 2014) y resultados de un proyecto internacional enfocado en la deformación activa de Sudamérica (Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas, 2008).

En la Figura 6.1 se presenta el gradiente horizontal total de la resistencia litosférica integrada junto a los epicentros correspondientes a la actividad sísmica cortical y las estructuras neotectónicas de la región. La mayor parte de la sismicidad y estructuras activas registradas se localizan preferencialmente en áreas con altos gradientes de resistencia integrada, i.e. en las zonas de transición entre dominios débiles y resistentes. Dichas zonas de transición corresponden a la Cordillera Oriental, las Sierras Subandinas, las Sierras Pampeanas y el Sistema de Santa Bárbara al este del orógeno, y a la Precordillera Chilena en su margen occidental, donde se han llevado a cabo numerosos estudios sobre la deformación activa (e.g., Arnous et al., 2020; Costa et al., 2018; García et al., 2019; Hilley y Strecker, 2005; Meigs y Nabelek, 2010; Santibáñez et al., 2019; Siame et al., 2015; Strecker et al., 1989; Weiss et al., 2015). A primera vista, estos resultados sugieren que la resistencia de la corteza/litosfera podría influir en la ubicación de los procesos de deformación activos, al menos de aquellos representativos de mecanismos de deformación frágil.

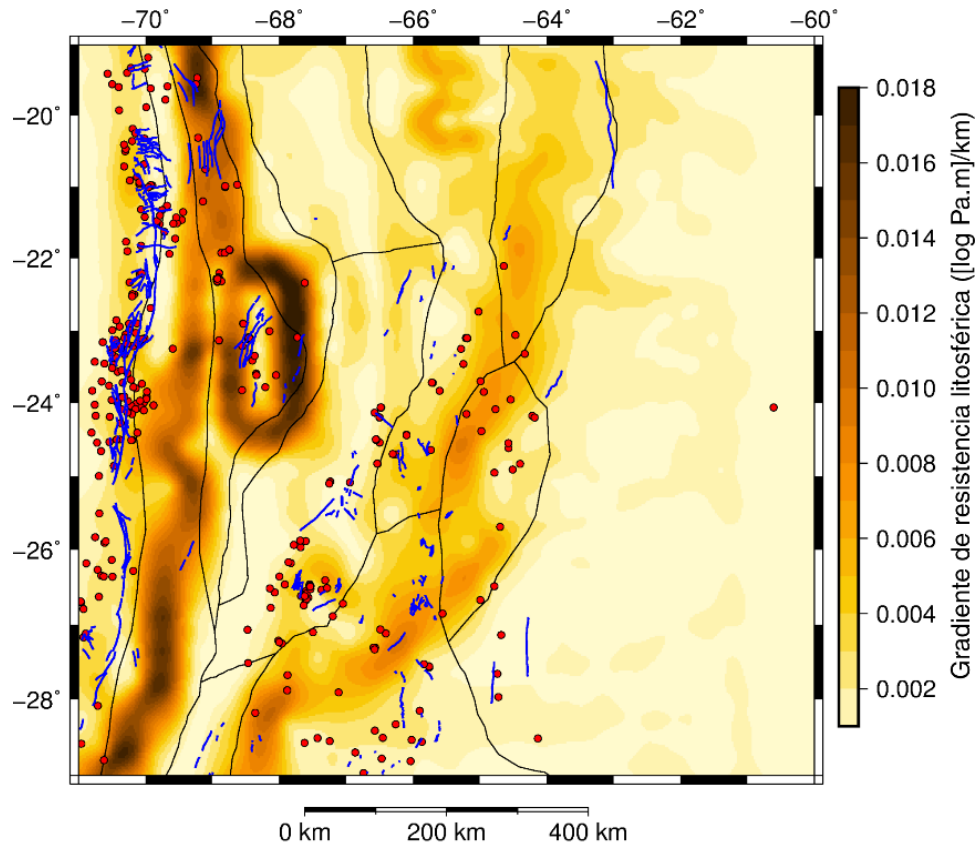


Figura 6.1: Gradiente horizontal total de la resistencia litosférica integrada mostrando la ubicación de fallas activas (líneas azules) y epicentros de sismicidad cortical (círculos rojos). Las líneas negras indican los límites de las unidades morfoestructurales.

Dado que la distribución de resistencia modelada para los Andes Centrales está controlada por las heterogeneidades corticales, los altos gradientes horizontales de resistencia y la deformación frágil activa coinciden espacialmente con los principales cambios en la densidad y estructura sísmica de la corteza. Más aún, estudios locales han mostrado que en las mismas regiones transicionales se observa una fuerte disminución del espesor litosférico desde el antepaís hacia el orógeno (e.g., Koptev y Ershov, 2011; Prezzi et al., 2009; Tassara et al., 2006). Investigaciones previas han reportado también concentraciones de sismicidad y deformación activa en zonas de transición o de debilidad: Fernández-Ibáñez y Soto (2008) investigaron la reología de la corteza y la distribución de sismos en el Arco de Gibraltar, y encontraron que la mayor parte de la sismicidad cortical

de la región ocurre en dominios de resistencia intermedia a alta; Ito (1990) determinó las variaciones regionales de la base de la capa sismogénica y la zona de transición frágil-dúctil en una región de Japón, y halló que los sismos parecen nuclearse donde ocurren cambios abruptos en la base de la capa sismogénica (asociados a variaciones en el campo termal); Sloan et al. (2011) analizaron la distribución de sismos en profundidad con respecto al espesor litosférico en Asia Central, y sugirieron que la sismicidad cortical, particularmente en la corteza inferior, se concentra en la zona de transición de una litosfera fría y espesa a una litosfera caliente y delgada. Las investigaciones similares a escala global y regional de Mooney et al. (2012) y Assumpção et al. (2004) encontraron que la actividad sísmica de intraplaca se concentra cerca de altos gradientes de espesor litosférico y en zonas de espesor reducido. Recientemente, Magrin y Rossi (2020) encontraron que la mayor parte de los eventos sísmicos en el extremo norte de la microplaca de Adria ocurren en el frente sur de los Alpes del Sur, donde se observa una marcada transición en la velocidad sísmica, densidad, rigidez y módulo de Young de la corteza.

Estas observaciones son consistentes con los resultados del capítulo anterior, en el cual se sugirió un posible control de las heterogeneidades reológicas laterales sobre la fuerte localización de la deformación en los niveles someros de la corteza. Más aún, los elevados segundos invariantes de la tasa de deformación deviatorica en la corteza superior observados en el modelo geodinámico coinciden espacialmente con la ubicación de los eventos sísmicos registrados y las estructuras activas mapeadas, apoyando la hipótesis de la relevancia de las heterogeneidades corticales en los Andes Centrales. Es interesante notar que la ubicación de los procesos de deformación no coincide con los límites entre terrenos propuestos, como se esperaría si a lo largo de dichos límites existieran zonas de cizalla de gran escala producto de movimientos entre los mismos.

La marcada localización de los procesos de deformación activos podría también estar relacionada a variaciones laterales de energía potencial gravitatoria (GPE por su terminología inglesa), como fue sugerido para otras regiones (e.g., Fernández-Ibáñez y Soto, 2008). La energía potencial gravitatoria de una zona montañosa aumenta con el

cuadrado de su elevación promedio y el cuadrado del espesor de su raíz cortical (Stüwe, 2007). Como resultado, las fuerzas requeridas para producir crecimiento vertical en un orógeno aumentan exponencialmente, obstaculizando la generación de grandes deformaciones internas del mismo (e.g., Molnar y Lyon-Caen, 1988). Las regiones con alta GPE ejercen una fuerza neta sobre zonas de baja GPE, imponiendo un campo de esfuerzos compresivo en la zona de transición entre ambos dominios (e.g., Stüwe, 2007). De esta manera, la elevada GPE almacenada en el plateau andino (debido a su elevado espesor cortical y gran elevación) impediría la ocurrencia de intensos procesos de deformación interna e impondría un campo de esfuerzos compresivo en sus márgenes, produciendo un crecimiento horizontal (en dirección al antepaís) en lugar de mayor crecimiento vertical (e.g., Molnar y Lyon-Caen, 1988). Estimaciones locales y globales de GPE y su contribución al campo de esfuerzos deviatoricos horizontales muestran que el orógeno de los Andes Centrales está caracterizado por alta energía potencial gravitatoria en comparación al antepaís y al antearco, resultando en esfuerzos deviatoricos extensionales en el interior del plateau y compresivos en sus márgenes (e.g., Flesch y Kreemer, 2010; Ghosh et al., 2009).

Por otro lado, la localización de procesos de deformación activa en zonas de alto gradiente horizontal de resistencia podría influir sobre la posición del arco volcánico. A pesar de que la posición de los arcos volcánicos en zonas de subducción es controlada por la deshidratación de la losa subducida a los aproximadamente 100 km de profundidad (Tatsumi, 1986), la marcada desviación del arco volcánico en los Andes Centrales hacia el este del Bloque de Atacama no se encuentra asociada a ningún cambio en el ángulo de subducción. Dado que el arco volcánico se ubica aproximadamente sobre el límite entre la corteza resistente del antearco y la corteza débil del orógeno (Figura 6.1), el ascenso de magma en esta región podría haber sido facilitado por la apertura localizada de fracturas permeables, causando la progradación del arco.

La actividad sísmica en la Cordillera de la Costa y la Puna no muestra una correlación clara con los altos gradientes horizontales de resistencia integrada. La mayor parte de la sismicidad en la Cordillera de la Costa está restringida a la zona de interacción entre la

placa de Nazca y la placa Sudamericana, cerca del plano de subducción (e.g., Allmendinger y González, 2009; Bloch et al., 2014; Figura 6.2). En cambio, la Puna presenta un sistema de deformación complejo y amplio, que ha contribuido a su historia cenozoica de levantamiento (e.g., DeCelles et al., 2015b; Pingel et al., 2020), con desarrollo de fallas inversas y pliegues de rumbo N-S (e.g., Montero-López et al., 2020), sistemas de fallas transtensionales con desplazamiento lateral izquierdo y rumbo ONO-ESE, sistemas de fallas transpresivas con desplazamiento lateral derecho y rumbo NE-SO (e.g.; Norini et al., 2013; Riller et al., 2001; Zhou y Schoenbohm, 2015) y fallamiento normal sobreimpuesto (e.g., Allmendinger et al., 1989; Montero López et al., 2014). Riller et al. (2012) han documentado mediante modelos análogos que una transición de una corteza débil a una corteza resistente en dirección N-S puede resultar en sistemas de deformación complejos y amplios, como los reportados en la Puna. Los resultados del modelo reológico apoyan la existencia de marcados cambios en la resistencia de la corteza en dirección N-S dentro de los Andes Centrales, con la presencia de una corteza débil en la Puna y una corteza resistente hacia el sur en las Sierras Pampeanas (Figura 5.4).

Sobre la base de la actividad volcánica registrada en la Puna y los resultados de estudios sismológicos, se ha sugerido que los procesos extensionales observados dentro del plateau se encuentran muy posiblemente asociados a procesos de delaminación litosférica ocurridos hace aproximadamente 7 millones de años, los cuales habrían dado lugar al colapso gravitacional del plateau (e.g., Allmendinger, 1986; Beck et al., 2015; Daxberger y Riller, 2015; Drew et al., 2009; Montero Lopez et al., 2010; Murray et al., 2015; Schoenbohm y Strecker, 2009). En esta línea, Calixto et al. (2013) reportaron un patrón complejo de anomalías sísmicas de alta y baja velocidad en el manto, las cuales interpretaron como bloques delaminados (anomalías de alta velocidad) y material astenosférico caliente (anomalías de baja velocidad). La distribución de densidad promedio de la corteza cristalina modelada en el Capítulo 3 muestra anomalías de baja densidad de forma semi-circular en la zona de la Puna (Figura 3.6), que podrían representar regiones donde la corteza inferior fue delaminada.

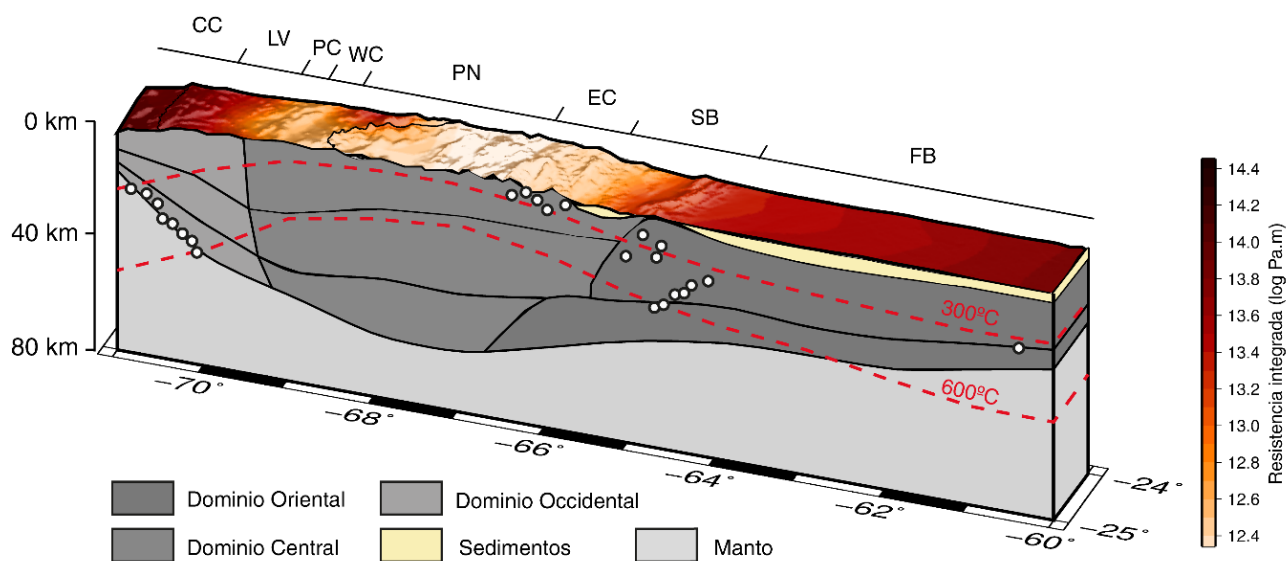


Figura 6.2: Corte vertical tridimensional del modelo de densidades entre los 24°S y 25°S, mostrando la profundidad de las isotermas de 300°C y 600°C modeladas (líneas rojas discontinuas) y la resistencia litosférica integrada (proyectada en la superficie). Los círculos blancos representan los hipocentros de la actividad sísmica registrada en la región. Las transiciones entre unidades morfoestructurales están marcadas en la parte superior del diagrama. CC: Cordillera de la Costa; LV: Valle Longitudinal; PC: Precordillera Chilena; WC: Cordillera Occidental; PN: Puna; EC: Cordillera Oriental; SB: Sistema de Santa Bárbara; FB: cuenca de antepaís.

Las primeras investigaciones sobre la distribución de sismos en profundidad sugirieron que el fallamiento frágil se encuentra restringido a profundidades inferiores a las de la isoterma de 600°C en el manto y a las de las isotermas de 300°C-450°C en la corteza, debido a que, como primera aproximación, la reología del manto está gobernada por la reología de la olivina mientras que la reología de la corteza está controlada por la reología del cuarzo o la plagiocasa (e.g., Chen y Molnar, 1983; McKenzie et al., 2005). Sin embargo, en el área aquí estudiada se ha registrado actividad sísmica profunda por debajo de las isotermas de 300°C-450°C, con un límite aparente de profundidad marcado por la isoterma de 600°C (Figuras 6.2 y 6.3). Observaciones similares en distintos escenarios tectónicos en el oeste de América del Norte, en la cuenca del Mar Muerto, en el antepaís de Tien Shan, en el antepaís alpino de Suiza y en los sistemas de rift del lago Baikal y el este de África, han desafiado las hipótesis iniciales y estimulado una investigación más profunda sobre el proceso sísmico y la estratificación reológica de la litosfera (Aldersons et al., 2003; Bryant y Jones, 1992; Camelbeek y Iranga, 1996; Deichmann, 1992; Déverchère et al., 2001; Nyblade y Langston, 1995; Sloan et al., 2011; Wong y Chapman, 1990).

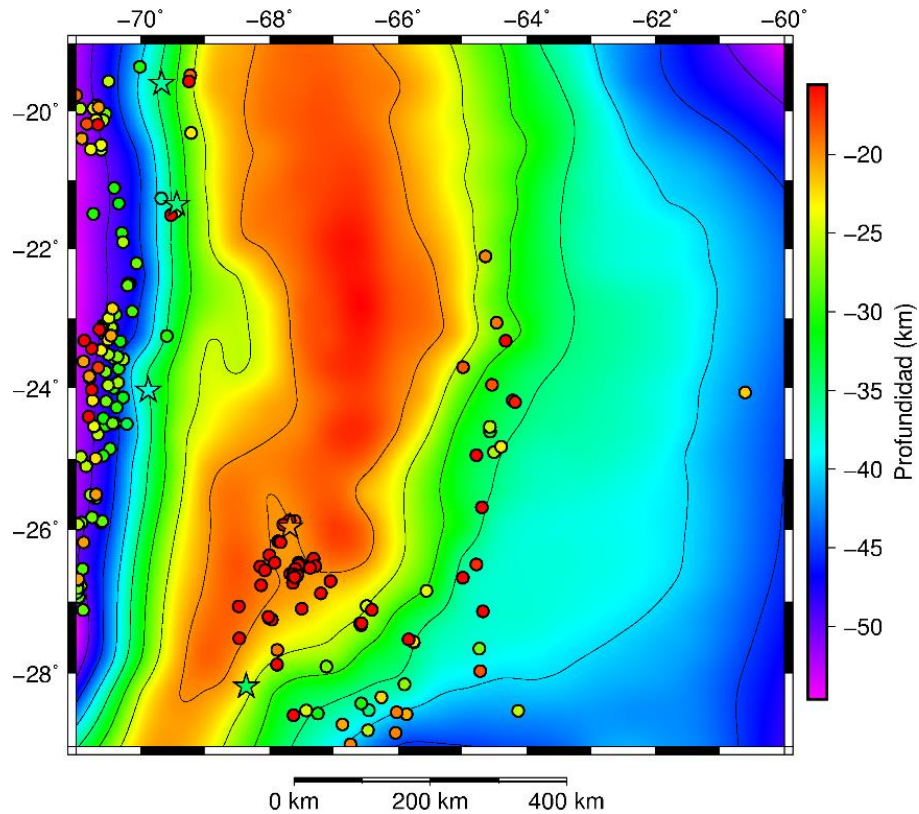


Figura 6.3: Profundidad modelada de la isoterma de 600°C y distribución de hipocentros en los Andes Centrales (círculos y estrellas). Se utilizó la misma escala de colores para la profundidad de la isoterma y los hipocentros. Las estrellas indican hipocentros ubicados por debajo de la isoterma de 600°C.

En este sentido, varios autores hallaron una buena correlación entre la profundidad de las transiciones frágiles-dúctiles y diversos indicadores de la distribución de frecuencia de sismos en profundidad, sobre la base de la construcción de perfiles reológicos para la litosfera en sitios específicos (e.g., Albaric et al., 2009; Chen y Molnar, 1983; Doser y Kanamori, 1986; Fernández-Ibáñez y Soto, 2008; Meissner y Strehlau, 1982; Sibson, 1982). Siguiendo dichos estudios, los indicadores utilizados aquí para realizar una comparación con las profundidades de las transiciones frágiles-dúctiles modeladas, son la profundidad a la cual la frecuencia de hipocentros comienza a disminuir (D_{dec}), la máxima profundidad de los hipocentros – equivalente a T_s – (D_{max}) y las profundidades por sobre las cuales se encuentran el 80% y 95% de los sismos (D_{80} y D_{95} , respectivamente).

Para evaluar las diferentes hipótesis propuestas sobre la relación entre las transiciones frágiles-dúctiles y la configuración de la capa sismogénica en los Andes Centrales, se seleccionaron sólo aquellos hipocentros con una incerteza en su localización vertical inferior a 5 km, los cuales fueron utilizados para construir histogramas de frecuencia en profundidad. Dichos histogramas fueron construidos para las unidades morfoestructurales que concentran la mayor parte de la actividad sísmica de la región (Sierras Pampeanas, Sistema de Santa Bárbara y Puna; Figura 6.4). La distribución en profundidad de la actividad sísmica en la Cordillera de la Costa y regiones aledañas no fue analizada debido a que una proporción elevada de la sismicidad allí registrada, ocurre en la interfase entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana (Figura 6.2), respondiendo a procesos distintos de los correspondientes a la actividad de intraplaca.

Las transiciones frágiles-dúctiles modeladas en la Puna, el Sistema de Santa Bárbara y las Sierras Pampeanas se encuentran a profundidades de 7-8 km, 16-17 km y 21-22 km, respectivamente, y son más someras que D_{dec} , D_{max} , D_{80} y D_{95} en cada una de las unidades morfoestructurales correspondientes (Figura 6.4). Sin embargo, se observa una tendencia similar en la profundidad de las transiciones frágiles-dúctiles y los indicadores de distribución vertical de la sismicidad, con profundidades que aumentan desde la Puna hacia el Sistema de Santa Bárbara y las Sierras Pampeanas. Más aún, las discrepancias entre las profundidades de las transiciones modeladas y D_{dec} son moderadas (entre 1 y 5 km), encontrándose dentro del rango de incertidumbre de la profundidad de los hipocentros. Es interesante notar que D_{max} se correlaciona con el límite corteza superior-corteza inferior en el Sistema de Santa Bárbara y con el Moho en las Sierras Pampeanas.

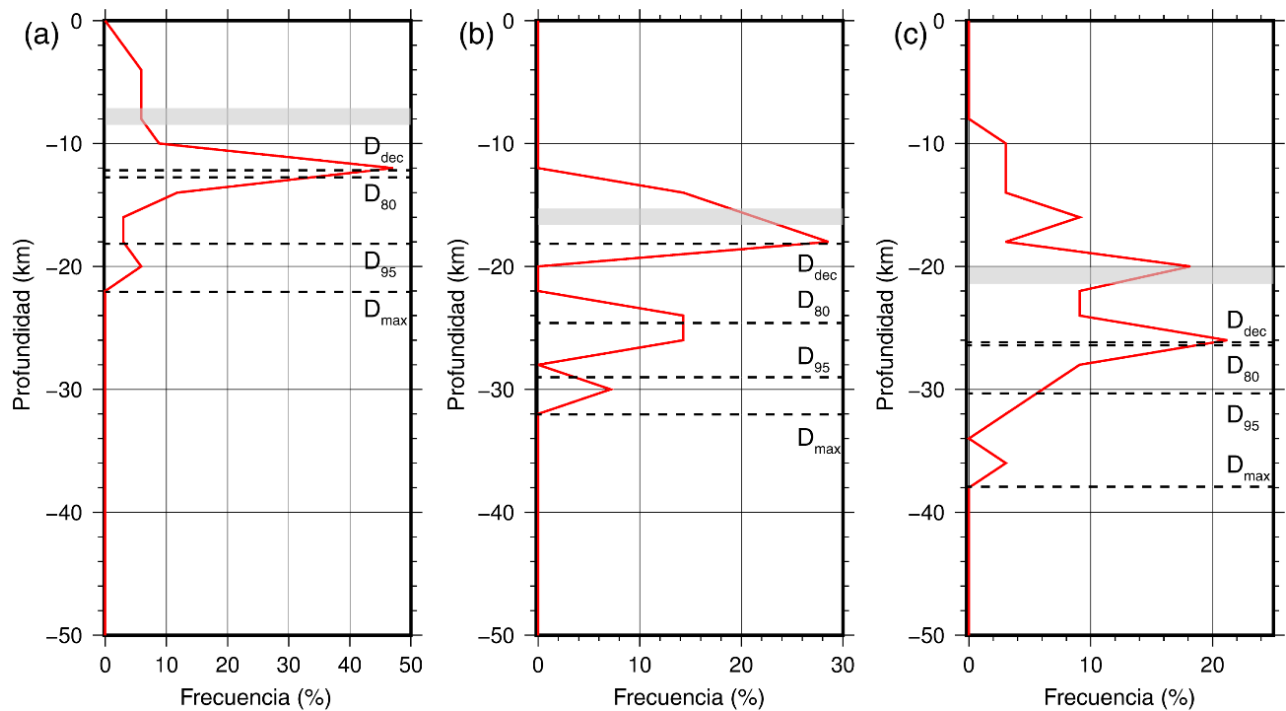


Figura 6.4: Distribución de frecuencia de sismos en profundidad para (a) la Puna, (b) el Sistema de Santa Bárbara y (c) las Sierras Pampeanas. Las líneas negras discontinuas muestran la profundidad de los distintos indicadores utilizados para comparar con la profundidad de las transiciones frágiles-dúctiles modeladas (zonas sombreadas en gris). D_{dec} : profundidad debajo de la cual la frecuencia de hipocentros comienza a disminuir; D_{80} : profundidad por sobre la cual se encuentra el 80% de los hipocentros; D_{95} : profundidad por sobre la cual se encuentra el 95% de los hipocentros; D_{max} : profundidad debajo de la cual no hay más hipocentros.

Como puede observarse en la Figura 6.4, una gran proporción de los hipocentros se encuentra dentro del campo de deformación dúctil, por debajo de las transiciones frágiles-dúctiles modeladas. La ocurrencia de sismos por debajo de dichas transiciones ha sido explicada como producto de la propagación de réplicas o de la presencia de heterogeneidades con litologías resistentes que permanecen frágiles (e.g., Fernández-Ibáñez y Soto, 2008; Sloan et al., 2011). En esta línea, el volcanismo máfico reciente en la Puna, el magmatismo ordovícico de Famatina en las Sierras Pampeanas y las extrusiones máficas del rift de Salta en el Sistema de Santa Bárbara (e.g., Drew et al., 2009; Rapela et al., 2018; Viramonte et al., 1999) podrían haber dejado residuos máficos resistentes en la

corteza, que podrían actuar como puntos focales para la iniciación de deslizamiento sísmico (e.g., el análisis de sensibilidad presentado en el Apéndice D muestra que cuando se considera la reología de una diabasa en la corteza inferior, se obtiene comportamiento frágil en los niveles profundos de las Sierras Pampeanas).

Desde una perspectiva diferente, investigaciones sobre el proceso de generación de sismos han demostrado que el fallamiento frágil puede ocurrir en zonas de cizalla dúctil, donde procesos tales como la reducción del tamaño de grano, la generación de calor por fricción, la alteración química y la recristalización dinámica debilitan las rocas. Estudios de laboratorio y modelos numéricos muestran que estos procesos pueden disminuir la resistencia frágil de las rocas y modificar su comportamiento, favoreciendo la ocurrencia de fallamiento en el campo dúctil (e.g., Bos y Spiers, 2002; Handy y Brun, 2004; Hobbs et al., 1986).

Particularmente en el Sistema de Santa Bárbara y las Sierras Pampeanas, donde ha habido una repetida reactivación de estructuras corticales profundas (e.g.; Kley y Monaldi, 2002; Ramos et al., 2002; Strecker et al., 1989), el desarrollo de zonas de cizalla podría explicar la profunda actividad sísmica observada. Como puede observarse en la Figura 6.2, algunos de los hipocentros dentro del Dominio Oriental parecen agruparse a lo largo de un plano que inclina hacia el oeste, que podría representar una zona de cizalla originalmente extensional, heredada del rift cretácico del Grupo Salta (e.g.; Grier et al., 1991; Kley et al., 2005). En dichas zonas de cizalla, la fricción interna de los materiales sería inferior a la de las zonas circundantes, facilitando el deslizamiento sísmico (Petley-Ragan et al., 2019; Prieto et al., 2017).

Para evaluar la influencia de posibles zonas de cizalla sobre la distribución vertical de resistencia a la deformación, se construyeron envolventes de resistencia para el Sistema de Santa Bárbara y las Sierras Pampeanas considerando una reducción en el coeficiente de fricción de 0,75 a 0,2 dentro de la corteza (en congruencia con valores de fricción reportados para sistemas de falla en la naturaleza; e.g., Zoback et al., 1987). En la Figura 6.5 se presentan dichas envolventes, en las que se observa que un coeficiente de fricción

reducido en las Sierras Pampeanas resulta en transiciones frágiles-dúctiles más profundas y una extensa zona de deformación frágil en la corteza inferior (Figura 6.5b). Sin embargo, no ocurren grandes cambios en el Sistema de Santa Bárbara, donde la corteza inferior permanece dentro del campo de deformación dúctil (Figura 6.5a). Sólo cuando la presencia de heterogeneidades composicionales máficas es considerada en conjunto con la reducción en el coeficiente de fricción, la corteza inferior del Sistema de Santa Bárbara presenta comportamiento frágil (Figura 6.5c).

La posible existencia de heterogeneidades composicionales locales y/o zonas de cizalla no es identificada en los modelos presentados en esta tesis debido a su carácter regional y baja resolución espacial. Sin embargo, es interesante notar que los resultados de las técnicas de modelado aquí utilizadas (basadas en un modelo geológico tridimensional que respeta los datos existentes) se correlacionan sorprendentemente bien con la localización de la deformación reciente y la distribución en profundidad de la sismicidad registrada.

Hasta aquí, solo fue discutida la distribución de sismos dentro de la corteza. Con respecto al manto, la actividad sísmica dentro de la región modelada se encuentra en la placa de Nazca o en la cuña de manto ubicada cerca del plano de subducción. Sin embargo, algunos sismos en las Sierras Pampeanas se encuentran cerca del Moho; considerando las incertezas en la localización vertical de los hipocentros y en la profundidad del Moho, el manto podría entonces presentar sismicidad de intraplaca. Como se mencionó anteriormente, la aparente ausencia de sismos de intraplaca en el manto superior a escala global (Maggi et al.; 2000b, 2000a), llevó a Jackson (2002) a sugerir que el manto litosférico es débil. Sin embargo, Burov (2010) demostró mediante modelos termo-mecánicos que el manto superior puede ser resistente y dúctil a la vez, sin exhibir sismicidad alguna. La ausencia de sismicidad de intraplaca en el manto superior de los Andes Centrales puede entonces ser explicada por el carácter dúctil del manto, lo que no implica que no pueda ser resistente como se observa en las envolventes de resistencia y la resistencia litosférica integrada en el antepaís (Figura 5.4a y Figura 5.5 a, b y c).

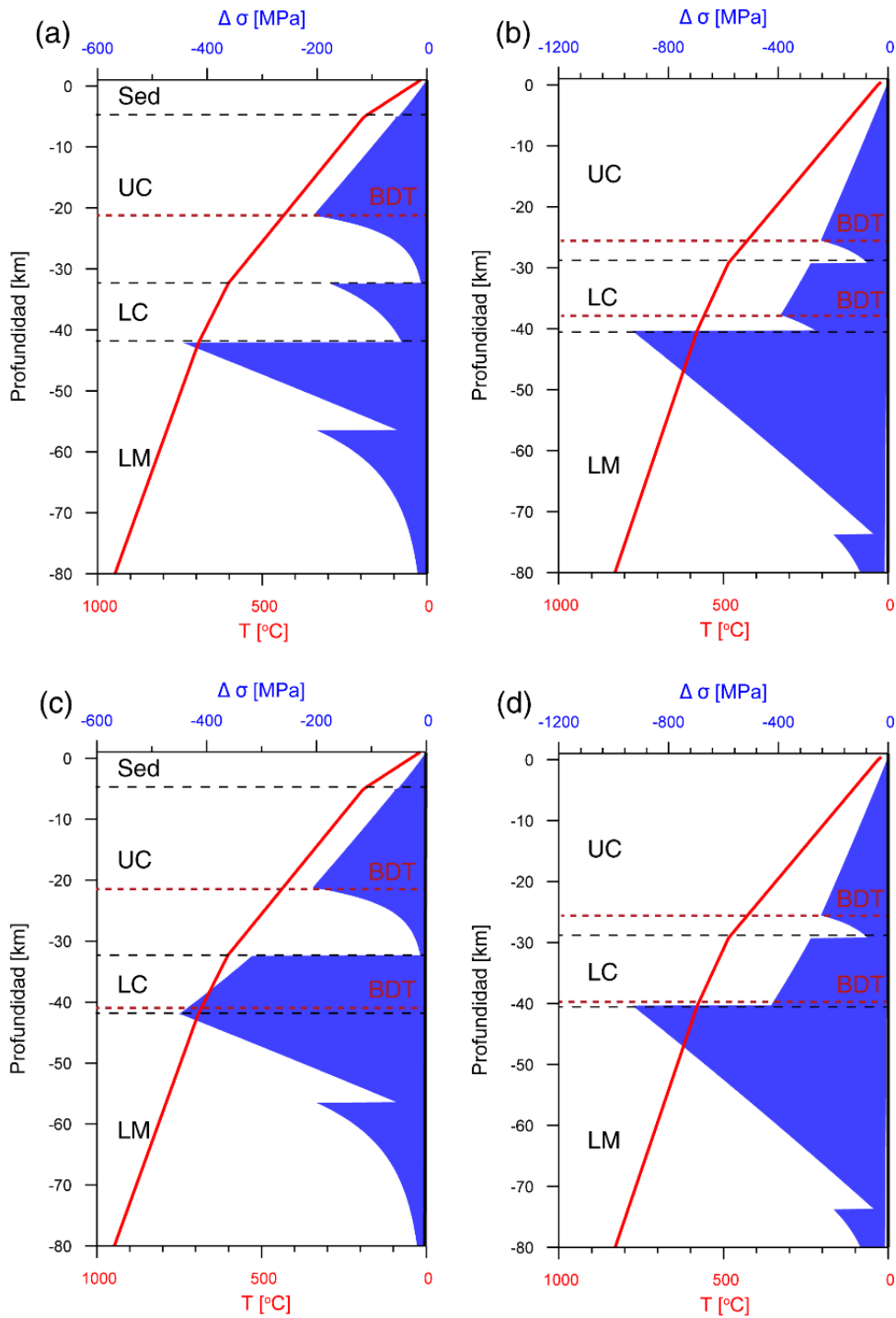


Figura 6.5: Envolturas de resistencia a la deformación permanente para (a) el Sistema de Santa Bárbara y (b) las Sierras Pampeanas, considerando un coeficiente de fricción de 0,2. En (c) y (d), se considera adicionalmente una reología de diabasa para la corteza inferior del Sistema de Santa Bárbara y las Sierras Pampeanas, respectivamente.

Capítulo 7. Conclusiones

Los objetivos principales de esta tesis fueron investigar el rol de la estructura y composición heterogéneas de la litosfera de los Andes Centrales sobre su campo termal y distribución de resistencia a la deformación permanente, y analizar un posible control del estado térmico-reológico de la litosfera sobre los procesos de deformación activos registrados en la región en forma de actividad sísmica y estructuras neotectónicas. Para ello, se construyó un modelo tridimensional de densidades para la litosfera de los Andes Centrales, sobre la base del cual se pudo calcular la distribución de temperaturas y resistencia a la deformación permanente.

Los resultados del modelo de densidades muestran que la corteza está dividida en tres regiones principales correspondientes al antearco, el orógeno y el antepaís, las cuales están caracterizadas por composiciones máficas, félsicas e intermedias, respectivamente. La heterogénea distribución de densidades corticales no presenta correlación aparente con los modelos existentes de acreción de terrenos durante el Neoproterozoico-Cámbrico; en cambio, es coherente con la evolución tectónica de la región durante el Fanerozoico. Si se considera una composición inicial intermedia (independientemente de la presencia de diferentes terrenos), la intensa actividad magmática máfica en la región del actual antearco durante el Jurásico podría explicar la composición máfica dominante, la alta velocidad sísmica reportada y las altas densidades modeladas. En la zona del actual orógeno, procesos de reciclado cortical tales como engrosamiento cortical, fusión parcial, delaminación y relaminación, especialmente durante el Paleozoico Temprano y el Cenozoico, podrían explicar la composición félsica predominante, las bajas velocidades sísmicas y las bajas densidades.

El campo termal conductivo en estado estacionario exhibe una clara correlación con la naturaleza heterogénea de la corteza, presentando temperaturas más elevadas en la corteza espesa y félsica del orógeno que en las regiones circundantes del antepaís y el antearco, donde la corteza es más delgada y máfica. Por otro lado, la correlación inversa observada entre el campo termal modelado y la temperatura en la condición de borde

inferior del modelo en el manto, sugiere que la corteza ejerce un control principal sobre la distribución profunda de temperaturas en la región. A pesar de que existen procesos advectivos y convectivos activos en los Andes Centrales y que el equilibrio térmico probablemente aún no haya sido alcanzado, el modelo térmico presentado reproduce razonablemente bien las mediciones de flujo térmico superficial y de temperatura de fondo de pozo, particularmente en aquellas regiones donde los procesos convectivos/advectivos son menos pronunciados.

La distribución modelada de resistencia a la deformación permanente está gobernada principalmente por el campo termal, observándose una correlación inversa entre temperatura y resistencia integrada. Las desviaciones de dicha correlación son explicadas por heterogeneidades composicionales de la corteza. Adicionalmente, la simulación dinámica del modelo de densidades para compresión de intraplaca muestra que los segundos invariantes de la tasa de deformación deviatórica más elevados coinciden espacialmente con zonas de alto gradiente horizontal total de resistencia integrada. En su conjunto, estos resultados sugieren que la naturaleza heterogénea de la corteza es el principal factor que controla la distribución de la resistencia, y que a su vez podría influir sobre la localización del acortamiento.

Al comparar los resultados de los modelos reológico y geodinámico con los procesos de deformación activos reportados, se observa que la actividad sísmica y las estructuras neotectónicas se encuentran preferencialmente localizadas en áreas con alto gradiente horizontal total de resistencia integrada y elevados segundos invariantes de la tasa de deformación deviatórica, sugiriendo que los modelos son consistentes con las observaciones y que las heterogeneidades de la corteza ejercen una fuerte influencia sobre la localización de la deformación.

La distribución en profundidad de los hipocentros muestra también una correlación con la distribución de resistencia modelada, con la profundidad a la que la frecuencia de hipocentros comienza a disminuir (D_{dec}) ubicada al mismo nivel (dentro del rango de incertidumbre) que las transiciones frágiles-dúctiles modeladas en las Sierras Pampeanas, el Sistema de Santa Bárbara y la Puna. Los sismos que ocurren debajo de las transiciones

frágiles-dúctiles modeladas podrían originarse en residuos máficos resistentes de la corteza o en zonas de cizalla en las que el deslizamiento sísmico es facilitado mediante una reducción del coeficiente de fricción. Particularmente en el Sistema de Santa Bárbara, la presencia de ambas perturbaciones locales (litología máfica y zona de cizalla) es requerida para explicar los eventos sísmicos profundos registrados.

En general, los resultados acumulativos de los modelos indican que el conocimiento de la estructura y composición de la corteza es crucial para entender mejor los procesos actuales de deformación en la región. Datos adicionales, especialmente sobre las propiedades físicas de las rocas y la distribución de temperatura, podrían ayudar a mejorar los modelos mediante la consideración de procesos termo-hidráulicos acoplados en los niveles someros de la corteza superior y la calibración de los resultados con las mediciones.

Apéndice A

Se utilizó una herramienta de Python (Meeßen, 2017) para calcular la velocidad de onda S de una roca del manto con una composición específica (la composición promedio de xenolitos de peridotita; Lucassen et al., 2005) bajo diferentes condiciones de presión y temperatura, incluyendo los efectos de anarmonicidad y anelasticidad sobre la velocidad sísmica:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}(1 - \xi) \quad (\text{A.1})$$

donde V_s es la velocidad de onda S, μ es el módulo de cizalla, ρ es la densidad, y ξ es el término de atenuación:

$$\xi = \frac{2}{Q \cdot \tan(\pi a/2)} \quad (\text{A.2})$$

donde a es el exponente de frecuencia, y Q es la atenuación debida a anelasticidad:

$$Q = A\omega^a \exp\left(\frac{a(H + PV)}{RT}\right) \quad (\text{A.3})$$

donde A y R son constantes, P es la presión, T es la temperatura, ω es la frecuencia de onda, H es la energía de activación, y V es el volumen de activación.

El módulo de cizalla μ y la densidad ρ para presiones de hasta 6 GPa pueden ser expresados para cada fase mineral de la siguiente manera:

$$\rho = \rho_0 \left(1 - \alpha(T - T_0) + \frac{P - P_0}{K} \right) \quad (\text{A.4})$$

$$M = M_0 + (T - T_0) \frac{\partial M}{\partial T} + (P - P_0) \frac{\partial M}{\partial P} \quad (\text{A.5})$$

donde K es el módulo de compresibilidad, α es coeficiente de expansión térmica, y M representa tanto el módulo de cizalla μ como el módulo de compresibilidad K . Las propiedades $\alpha, \rho_0, M_0, \partial M/\partial T$ y $\partial M/\partial P$ para la olivina, el diópsido y la enstatita fueron tomadas de Cammarano et al. (2003), mientras que para el espinelo de Goes et al. (2000). Los parámetros A, H y V para el cálculo de Q fueron tomados de Sobolev et al. (1996). M y ρ fueron promediados de acuerdo a la proporción mineral de la roca.

El código de Python de Meeßen (2017) implementa un método de búsqueda de tablas. Se calculan velocidades de onda S y densidades para todas las profundidades en el modelo tomográfico, a temperaturas de entre 300 y 3000 K e intervalos de 1 K, las cuales son almacenadas en tablas junto a su temperatura correspondiente. Las profundidades son convertidas en presión utilizando el modelo de referencia para la Tierra AK135 (Kennett et al., 1995). La densidad y la temperatura apropiadas para una velocidad de onda S y profundidad específicas en el modelo tomográfico son obtenidas mediante la interpolación lineal de las temperaturas y densidades correspondientes a las dos velocidades de onda S más cercanas a los datos.

Apéndice B

Los parámetros de reptaje dúctil fueron seleccionados de experimentos de laboratorio publicados para rocas con composiciones representativas de las unidades del modelo. Dado que las propiedades reportadas para los mismos tipos reológicos de roca por diferentes autores no son siempre consistentes, se construyeron envolventes de resistencia sintéticas para una tasa de deformación y una geoterma de referencia de manera de poder examinar visualmente la resistencia relativa de los distintos tipos de roca (Figura B.1). Este método permitió la asignación de las propiedades de forma que los dominios máficos estén caracterizados por rocas más resistentes que los dominios félsicos, y que, dentro de cada dominio, la corteza inferior sea más resistente que la corteza superior/media (excepto en el Dominio Occidental donde se ha propuesto la existencia de procesos de serpentización; e.g., Prezzi et al., 2009).

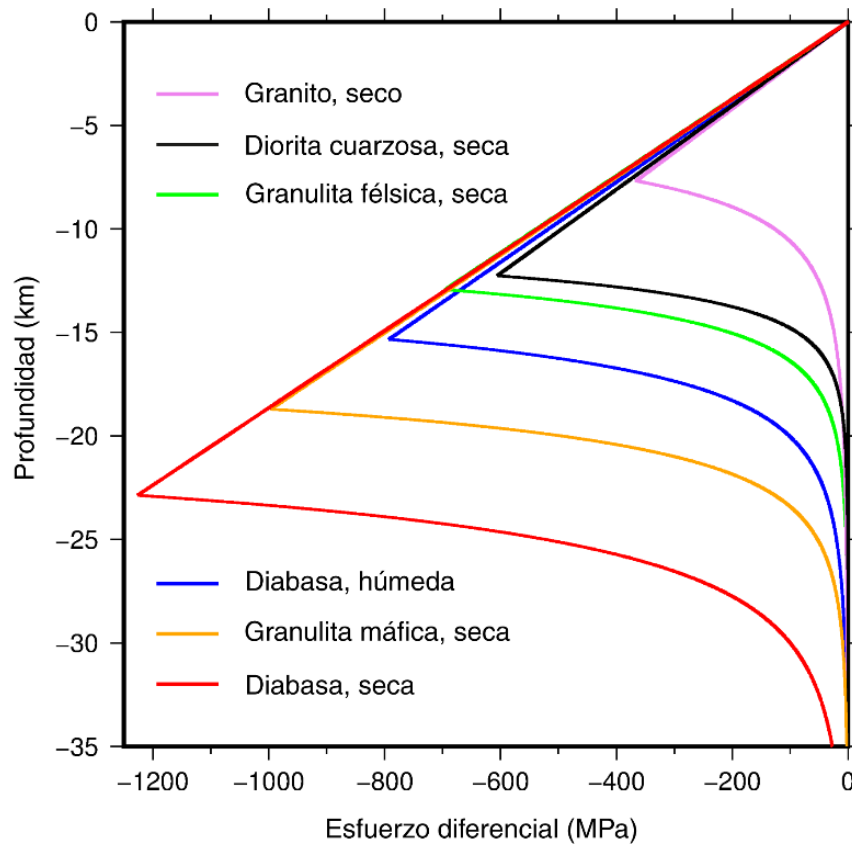


Figura B.1: Envolventes de resistencia sintéticas para los distintos tipos reológicos de roca, construidas considerando una tasa de deformación uniforme y una geoterma de referencia.

Apéndice C

El código LaMEM resuelve el sistema acoplado de las tres ecuaciones de conservación de momento (Ecuación C.1), masa (Ecuación C.2) y energía (Ecuación C.3), con la temperatura, la presión y la velocidad como principales incógnitas:

$$\frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} - \frac{\partial P}{\partial x_i} + \rho g_i = 0 \quad (\text{C.1})$$

$$\frac{1}{K} \frac{DP}{Dt} - \alpha \frac{DT}{Dt} + \frac{\partial v_i}{\partial x_i} = 0 \quad (\text{C.2})$$

$$\rho C_p \frac{DT}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x_i} \right) + H \quad (\text{C.3})$$

donde i y j son los índices de coordenada, x_i y x_j son las coordenadas espaciales, ρ es la densidad, P es la presión, K es el módulo de compresibilidad, T es la temperatura, α es el coeficiente de expansión térmica, C_p es el calor específico, λ es la conductividad térmica, H es el calor volumétrico, D/Dt es la derivada de tiempo del material, g_i es la componente i del vector de gravedad, v_i es la componente i del vector de velocidad, y $\tau_{ij} = \sigma_{ij} + P\delta_{ij} = 2\eta\dot{\epsilon}_{ij} - P\delta_{ij}$ es el tensor de Cauchy, con σ_{ij} representando el tensor de esfuerzos deviatoricos, δ_{ij} representando el delta de Kronecker (1 para $i = j$ y 0 para los otros casos), η representando la viscosidad, y $\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right) - \frac{1}{3} \frac{\partial v_k}{\partial x_k} \delta_{ij}$ representando el tensor de tasa de deformación deviatorica.

La ecuación constitutiva elasto-visco-plástica para la tasa de deformación deviatorica es representada por la siguiente expresión:

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \dot{\varepsilon}_{ij}^{el} + \dot{\varepsilon}_{ij}^{vs} + \dot{\varepsilon}_{ij}^{pl} = \frac{\tilde{\tau}_{ij}}{2G} + \dot{\varepsilon}_{II}^{vs} \frac{\tau_{ij}}{\tau_{II}} + \dot{\varepsilon}_{II}^{pl} \frac{\tau_{ij}}{\tau_{II}} \quad (C.4)$$

donde $\dot{\varepsilon}_{ij}^{el}$, $\dot{\varepsilon}_{ij}^{vs}$, y $\dot{\varepsilon}_{ij}^{pl}$ son las componentes elástica, viscosa y plástica de la tasa de deformación deviatorica, respectivamente; G es el módulo elástico; el subíndice II denota el segundo invariante del tensor correspondiente (e.g. para la tasa de deformación deviatorica $\dot{\varepsilon}_{II} = \sqrt{\frac{1}{2} \dot{\varepsilon}_{ij} \dot{\varepsilon}_{ij}}$), y $\tilde{\tau}_{ij} = \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial t} + \tau_{ik} \omega_{kj} - \omega_{ik} \tau_{kj}$ es la tasa de Jaumann, con $\omega_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} - \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right)$ siendo el tensor de spin.

El calor volumétrico incluye calor por fricción, controlado por el parámetro de eficiencia $0 \leq \chi \leq 1$, y calor radigénico (A):

$$H = \chi \tau_{ij} (\dot{\varepsilon}_{ij}^{vs} + \dot{\varepsilon}_{ij}^{pl}) + \rho A \quad (C.5)$$

Apéndice D

La sensibilidad del modelo reológico fue evaluada con respecto a las propiedades de la corteza inferior del Dominio Oriental. Se consideraron tres tipos reológicos de roca distintos (Tabla D.I), para los cuales se presentan resultados de resistencia litosférica integrada (Figura D.1) y envolventes de resistencia correspondientes a las Sierras Subandinas, el Sistema de Santa Bárbara y las Sierras Pampeanas (Figura D.2).

Tabla D.I: Propiedades reológicas para la corteza inferior del Dominio Oriental

Tipo reológico de roca	Energía de activación, Q_p (kJ mol ⁻¹)	Factor pre-exponencial, A_p (Pa ⁻ⁿ s ⁻¹)	Exponente de potencia, n
Granulita máfica, seca ¹	445	8,83E-22	4,2
Granulita félsica, seca ¹	243	2,01E-21	3,1
Diabasa, seca ²	485	5,05E-28	4,7

¹ Wilks y Carter (1990); ² Afonso y Ranalli (2004).

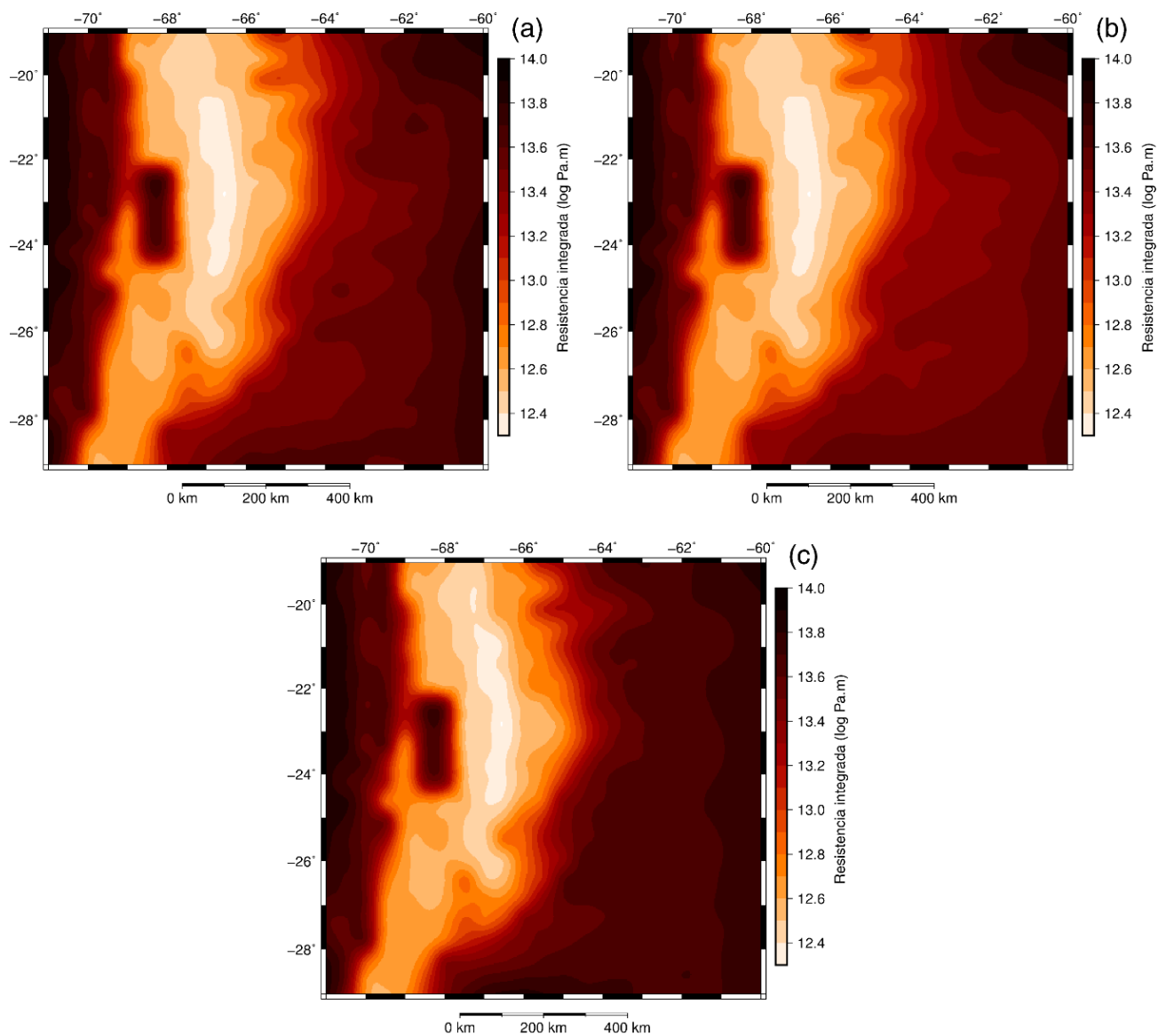
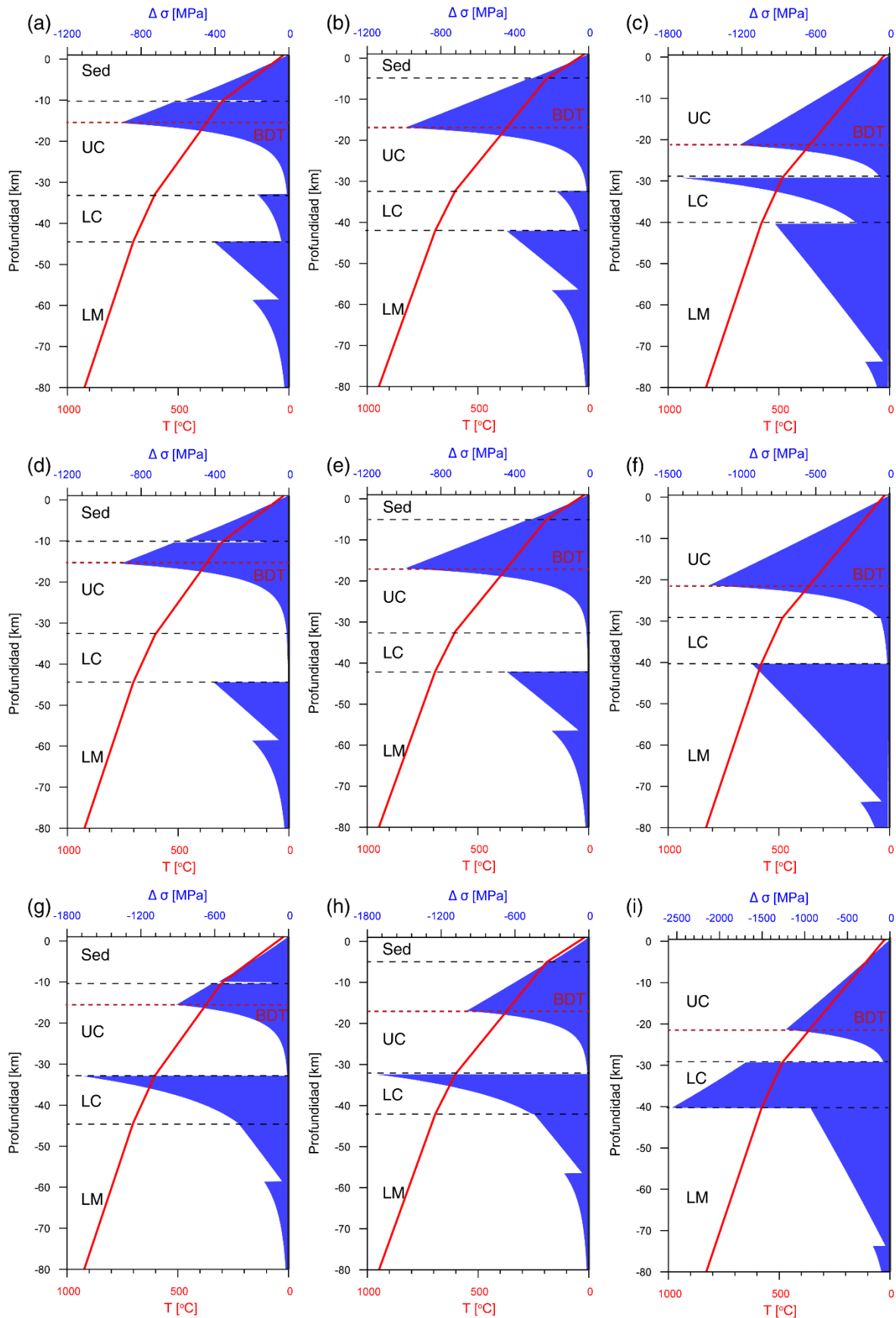


Figura D.1: Resistencia litosférica integrada considerando propiedades mecánicas de (a) granulita máfica, (b) granulita félsica, y (c) diabasa para la corteza inferior del Dominio Oriental.

Figura D.2: Envoltantes de resistencia a la deformación plástica para las Sierras Subandinas, el Sistema de Santa Bárbara y las Sierras Pampeanas considerando propiedades mecánicas de granulita máfica (a, b, c, respectivamente), granulita félsica (d, e, f, respectivamente), y diabasa (g, h, i, respectivamente) para la corteza inferior del Dominio Oriental. Sed: Sedimentos; UC: corteza superior; LC: corteza inferior; LM: manto litosférico; BDT: transición frágil-dúctil.



Los mapas de resistencia litosférica integrada presentados en la Figura D.1 revelan las mismas tendencias generales, independientemente de las propiedades mecánicas utilizadas para la corteza inferior del Dominio Oriental. Los altos gradientes horizontales totales de resistencia se encuentran en las mismas regiones, sugiriendo que los resultados presentados en el cuerpo principal de la tesis y su correlación con la ubicación de la deformación activa son robustos.

Respecto a la distribución vertical de resistencia, las envolventes de resistencia presentadas en la Figura D.2 muestran que las tres unidades morfoestructurales presentan un perfil litosférico del tipo *jelly sandwich* para los tres tipos reológicos de roca distintos considerados en la corteza inferior del Dominio Oriental. Se observa un incremento de la resistencia desde la granulita félsica (Figura D.2, d, e y f) a la granulita máfica (Figura D.2, a, b y c) y a la diabasa (Figura D.2, g, h e i). La utilización de las propiedades de la granulita félsica resulta en un desacople entre la corteza y el manto en las tres unidades morfoestructurales; en el caso de la granulita máfica, los resultados difieren sólo en las Sierras Pampeanas, donde la corteza inferior está acoplada al manto superior; mientras que para el caso de la diabasa, se obtiene acoplamiento entre la corteza y el manto para las tres unidades morfoestructurales.

La correlación entre la profundidad de las transiciones frágiles-dúctiles y la distribución en profundidad de los hipocentros en el Sistema de Santa Bárbara permanece igual para los tres distintos tipos reológicos de roca considerados, dado que en ningún caso se observa comportamiento frágil en la corteza inferior (Figura D.2, b, e y h). En contraposición, se observa una corteza inferior completamente frágil en las Sierras Pampeanas al considerar propiedades mecánicas de diabasa (Figura D.2i). La existencia de una corteza inferior frágil es consistente con el registro de sismicidad profunda hasta la base del Moho en esta unidad morfoestructural. Estos resultados apoyan la posibilidad de que residuos máficos resistentes actúen como puntos focales para la iniciación de deslizamiento sísmico en los niveles profundos de la corteza.

Agradecimientos

El trabajo de investigación presentado en esta tesis fue desarrollado en el marco del Grupo de Investigación Internacional “StRATEGY” (SuRfAce processes, TEctonics and Georesources: The Andean foreland basin of Argentina), financiado por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) en Argentina y la Fundación Alemana para la Investigación Científica (Deutsche Forschungsgemeinschaft - DFG) en Alemania. Quiero agradecer especialmente al CONICET por otorgarme una Beca Interna Doctoral para continuar con mi formación académica, y por permitirme llevar a cabo mis investigaciones dentro de un proyecto sumamente enriquecedor, tanto profesional como personalmente, en el cual pude interactuar con doctorandos e investigadores de distintas especialidades a lo largo de Argentina y Alemania. Agradezco también al DFG, a la Universidad de Potsdam y al Centro Alemán de Investigación en Geociencias (Deutsches GeoForschungsZentrum - GFZ) por darme la oportunidad de participar en diversos cursos de formación y por permitirme desarrollar mis tareas de investigación en sus instalaciones durante mis estadías en Alemania.

Nada de esto hubiese sido posible sin mi directora, Claudia Prezzi, a quien estoy profundamente agradecido por haberme elegido para formar parte de su equipo de trabajo y su proyecto. Trabajando con Claudia redescubrí mi curiosidad, interés y vocación por las geociencias, y pude desarrollar mis propias ideas con su plena confianza y apoyo, aun cuando yo no creía tanto en ellas. Desde que la conocí, y durante estos casi cinco años, siempre digo que tuve mucha suerte de haber encontrado una directora como Claudia, no sólo por sus aptitudes académicas, sino también por sus cualidades humanas. Me permitió trabajar con libertad dentro de sus lineamientos generales durante todo el doctorado, siempre ayudándome con lo que necesitara, pero por sobre todas las cosas, haciéndome sentir un par suyo. Quiero agradecer también a mis directores y mentores en la Universidad de Potsdam y el GFZ, Magdalena Scheck-Wenderoth, Judith Bott y Manfred Strecker, por recibirme con total predisposición y ayudarme a desarrollar mi doctorado. Sus enseñanzas, aportes e intercambios fructíferos me permitieron incorporar nuevos conocimientos y habilidades, siempre dentro de un ambiente cómodo e inclusivo. Gracias

también a Christian Meeßen, mi compañero de oficina, por su ayuda y amistad, especialmente durante mi primer estadía en Potsdam.

Agradezco también a la Universidad de Buenos Aires, no sólo por la excelente formación académica brindada en sus distintos niveles a lo largo de mi paso por sus instituciones, sino también por la valiosa formación personal y el fomento del pensamiento crítico. Particularmente, agradezco al Departamento de Ciencias Geológicas y sus docentes por la calidad de la carrera de geología y la visión amplia que presentan sobre la disciplina. En este punto, quiero agradecer especialmente al sistema de educación público y gratuito de Argentina, sin el cual no hubiese podido acceder a una formación de grado y posgrado.

Quiero hacer también una mención especial a la Subcomisión de Doctorado, particularmente a Vanesa Litvak, a la directora del departamento María Julia Orgeira y a la secretaria Florencia, que en este contexto de pandemia tan particular se ocuparon de que fuese posible proceder con la finalización del doctorado.

Gracias a todos los integrantes y amigos del instituto por todos los días compartidos en la oficina y fuera de ella, por los momentos de distensión y las charlas, especialmente a Pato, Pablito, Flor, Pepe, Sebas, Juanca, Carla, Clari y Emi.

Gracias a mis amigas de licenciatura y doctorado, Igneiss y Maggichnia, por todos los momentos ñoños y no tanto, por el apoyo mutuo, por compartir éxitos y desencantos.

Gracias a mis compañeros y amigos de proyecto y universidad en Alemania, Ahmad, Leo, Aye, Mati, Coti, Melanie, Joan, Martin, Paula, Ale y Fede, por hacerme sentir en casa durante mis estadías.

Gracias a mis amigos de carrera, Coper, Mel, Eli, Joshi, Juancruzvi y Emi, y a mis amigos del colegio, Nu, Reni, Marquitos, Agus y Gabi, por estar presentes y apoyarme siempre.

Gracias a mis padres y hermanos, Claudio, María José, Nahuel, Camila y Martín, por su apoyo incondicional en todas mis decisiones.

Y gracias a Ale, mi compañero de vida desde hace unos años, por acompañarme y soportarme durante este proceso, día a día, incluso en la distancia.

Bibliografía

- Afonso, J.C., Ranalli, G., 2004. Crustal and mantle strengths in continental lithosphere: Is the jelly sandwich model obsolete? *Tectonophysics* 394, 221–232. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.08.006>
- Albaric, J., Déverchère, J., Petit, C., Perrot, J., Le Gall, B., 2009. Crustal rheology and depth distribution of earthquakes: Insights from the central and southern East African Rift System. *Tectonophysics* 468, 28–41. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.05.021>
- Aldersons, F., Ben-Avraham, Z., Hofstetter, A., Kissling, E., Al-Yazjeen, T., 2003. Lower-crustal strength under the Dead Sea basin from local earthquake data and rheological modeling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 214, 129–142. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00381-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00381-9)
- Allmendinger, R.W., 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 97(9), 1070–1082.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., Isacks, B.L., 1997. The Evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 25, 139–174. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.25.1.139>
- Allmendinger, R.W., Strecker, M.R., Eremchuk, J.E., Francis, P., 1989. Neotectonic deformation of the southern Puna Plateau, northwestern Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 2, 111–130. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(89\)90040-0](https://doi.org/10.1016/0895-9811(89)90040-0)
- Alonso, R.N., Jordan, K., Tabutt, K., Vandervort, D., 1991. Giant Evaporite Belts in the Neogene Central Andes. *Geology* 19, 401–404.
- Amante, C., Eakins, B.W., 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Tech. Memo. NESDIS NGDC-24. Natl. Geophys. Data Center, NOAA. <https://doi.org/doi:10.7289/V5C8276M>
- Amilibia, A., Sàbat, F., McClay, K.R., Muñoz, J.A., Roca, E., Chong, G., 2008. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *J. Struct. Geol.* 30, 1520–1539. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.08.005>
- Andersen, O., Knudsen, P., 1998. Global marine gravity field from the ERS-1 and GEOSAT geodetic mission altimetry. *J. Geophys. Res.* 103, 8129–8137.
- Arnous, A., Zeckra, M., Venerdini, A., Alvarado, P., Arrowsmith, R., Guillemoteau, J., Landgraf, A., Gutierrez, A., Strecker, M.R., 2020. Neotectonic Activity in the Low-Strain Broken Foreland (Santa Bárbara System) of the North-Western Argentinean Andes (26°S). *Lithosphere* 1, 1–25. <https://doi.org/10.2113/2020/8888588>
- Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., Julià, J., 2013. Models of crustal thickness for South

- America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics* 609, 82–96. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.014>
- Assumpção, M., Schimmel, M., Escalante, C., Barbosa, J.R., Rocha, M., Barros, L. V., 2004. Intraplate seismicity in SE Brazil: Stress concentration in lithospheric thin spots. *Geophys. J. Int.* 159, 390–399. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02357.x>
- Aydin, I., Karat, H.I., Koçak, A., 2005. Curie-point depth map of Turkey. *Geophys. J. Int.* 162, 633–640. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02617.x>
- Babeyko, A.Y., Sobolev, S. V., Trumbull, R.B., Oncken, O., Lavier, L.L., 2002. Numerical models of crustal scale convection and partial melting beneath the Altiplano-Puna plateau. *Earth Planet. Sci. Lett.* 199, 373–388. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00597-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00597-6)
- Babeyko, A.Y., Sobolev, S. V., Vietor, T., Oncken, O., Trumbull, R.B., 2006. Numerical Study of Weakening Processes in the Central Andean Back-Arc, in: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (Eds.), *The Andes: Active Subduction Orogeny*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 495–512. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8>
- Banzon, V., Smith, T.M., Chin, T.M., Liu, C., Hankins, W., 2016. A long-term record of blended satellite and in situ sea-surface temperature for climate monitoring, modeling and environmental studies. *Earth Syst. Sci. Data* 8, 165–176. <https://doi.org/doi:10.5194/essd-8-165-2016>
- Barazangi, M., Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4, 686–692.
- Bascuñán, S., Arriagada, C., Le Roux, J., Deckart, K., 2016. Unraveling the Peruvian Phase of the Central Andes: Stratigraphy, sedimentology and geochronology of the Salar de Atacama Basin (22°30–23°S), northern Chile. *Basin Res.* 28, 365–392. <https://doi.org/10.1111/bre.12114>
- Beck, S.L., Zandt, G., 2002. The nature of orogenic crust in the central Andes. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 107, ESE 7-1-ESE 7-16. <https://doi.org/10.1029/2000JB000124>
- Beck, S.L., Zandt, G., Ward, K.M., Scire, A., 2015. Multiple styles and scales of lithospheric foundering beneath the Puna Plateau, central Andes, in: DeCelles, P.G., Ducea, M.N., Carrapa, B., Kapp, P.A. (Eds.), *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. Geological Society of America, pp. 43–60. [https://doi.org/10.1130/2015.1212\(03\)](https://doi.org/10.1130/2015.1212(03))
- Bhattacharyya, B.K., Leu, L.K., 1977. Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies. *Geophysics*.
- Bianchi, M., Heit, B., Jakovlev, A., Yuan, X., Kay, S.M., Sandvol, E., Alonso, R.N., Coira, B.,

- Brown, L., Kind, R., Comte, D., 2013. Teleseismic tomography of the southern Puna plateau in Argentina and adjacent regions. *Tectonophysics* 586, 65–83.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.016>
- Blakely, R.J., 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press.
- Bock, B., Bahlburg, H., Wörner, G., Zimmermann, U., 2000. Tracing Crustal Evolution in the Southern Central Andes from Late Precambrian to Permian with Geochemical and Nd and Pb Isotope Data. *J. Geol.* 108, 515–535. <https://doi.org/10.1086/314422>
- Brocher, T.M., 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95, 2081–2092.
<https://doi.org/10.1785/0120050077>
- Brooks, B.A., Bevis, M., Whipple, K., Arrowsmith, J.A., Foster, J., Zapata, T., Kendrick, E., Minaya, E., Echalar, A., Blanco, M., Euillades, P., Sandoval, M., Smalley, R.J., 2011. Orogenic-wedge deformation and potential for great earthquakes in the central Andean backarc. *Nat. Geosci.* 4, 380–383.
- Bryant, A.S., Jones, L.M., 1992. Anomalously deep crustal earthquakes in the Ventura Basin, Southern California. *J. Geophys. Res.* 97, 437–447.
<https://doi.org/10.1029/91JB02286>
- Burns, D.H., de Silva, S.L., Tepley, F., Schmitt, A.K., Loewen, M.W., 2015. Recording the transition from flare-up to steady-state arc magmatism at the Purico-Chascon volcanic complex, northern Chile. *Earth Planet. Sci. Lett.* 422, 75–86.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.04.002>
- Burns, E.R., Williams, C.F., Ingebritsen, S.E., Voss, C.I., Spane, F.A., Deangelo, J., 2016. Understanding heat and groundwater flow through continental flood basalt provinces: Insights gained from alternative models of permeability/depth relationships for the Columbia Plateau, United States, in: Gleeson, T., Ingebritse, S.E. (Eds.), *Crustal Permeability*. John Wiley & Sons Ltd, pp. 137–154.
<https://doi.org/10.1002/9781119166573.ch13>
- Burov, E., Jaupart, C., Mareschal, J.C., 1998. Large-scale crustal heterogeneities and lithospheric strength in cratons. *Earth Planet. Sci. Lett.* 164, 205–219.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00205-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00205-2)
- Burov, E.B., 2010. The equivalent elastic thickness (T_e), seismicity and the long-term rheology of continental lithosphere: Time to burn-out “crème brûlée”? Insights from large-scale geodynamic modeling. *Tectonophysics* 484, 4–26.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.013>
- Burov, E.B., Diament, M., 1995. The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: what does it really mean? *J. Geophys. Res.* 100, 3905–3927.

<https://doi.org/10.1029/94JB02770>

- Burov, E.B., Watts, A.B., 2006. The long-term strength of continental lithosphere : “ jelly sandwich ” or “ crème brûlée ”? *GSA Today* 16, 4–10. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2006\)016<4:TLTSOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2006)016<4:TLTSOC>2.0.CO;2)
- Butler, R.W.H., Tavarnelli, E., Grasso, M., 2006. Structural inheritance in mountain belts: An Alpine–Apennine perspective. *J. Struct. Geol.* 28, 1893–1908. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.09.006>
- Byerlee, J.D., 1968. Brittle-Ductile Transition in Rocks. *J. Geophys. Res.* 73, 4741–4750. <https://doi.org/10.1029/JB073i014p04741>
- Cacace, M., Bayer, U., Marotta, A.M., 2008. Strain localization due to structural inhomogeneities in the Central European Basin System. *Int. J. Earth Sci.* 97, 899–913. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0192-0>
- Cacace, M., Jacquey, A.B., 2017. Flexible parallel implicit modelling of coupled thermal–hydraulic–mechanical processes in fractured rocks. *Solid Earth* 8, 921–941. <https://doi.org/10.5194/se-8-921-2017>
- Cacace, M., Scheck-Wenderoth, M., 2016. Why intracontinental basins subside longer: 3-D feedback effects of lithospheric cooling and sedimentation on the flexural strength of the lithosphere. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 3742–3761. <https://doi.org/doi:10.1002/2015JB012682>
- Calixto, F.J., Sandvol, E., Kay, S., Mulcahy, P., Heit, B., Yuan, X., Coira, B., Comte, D., Alvarado, P., 2013. Velocity structure beneath the southern Puna plateau: Evidence for delamination. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 14, 4292–4305. <https://doi.org/10.1002/ggge.20266>
- Camelbeek, T., Iranga, M., 1996. Deep crustal earthquakes and geometry of active faults along the Rukwa trough, East Africa. *Geophys. J. Int.* 124, 612–630. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb07040.x>
- Cammarano, F., Goes, S., Vacher, P., Giardini, D., 2003. Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities. *Phys. Earth Planet. Inter.* 138, 197–222. [https://doi.org/doi:10.1016/S0031-9201\(03\)00156-0](https://doi.org/doi:10.1016/S0031-9201(03)00156-0)
- Casquet, C., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G., Galindo, C., Fanning, C.M., Dahlquist, J.A., Saavedra, J., 2012. A history of Proterozoic terranes in southern South America: From Rodinia to Gondwana. *Geosci. Front.* 3, 137–145. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.11.004>
- Čermák, V., Rybach, L., 1982. Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks, in: Angenheister, G. (Ed.), *Landolt-Börnstein: Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology, New Series, Group V (Geophysics and Space*

- Research), Vol. 1a (Physical Properties of Rocks). Springer Verlag, Berlin, Heidelberg and New York, pp. 305–343.
- Chapman, D.S., 1986. Thermal gradients in the continental crust, in: Dawson, J.M., Carswell, D.A., Hall, J., Wedepohl, K.H. (Eds.), *The Nature of the Lower Continental Crust*. pp. 63–70.
- Chebli, G.A., Mozetic, M.E., Rossello, E.A., Bühler, M., Caminos, R., 1999. Cuencas sedimentarias de la llanura Chacopampeana, in: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. pp. 627–644.
- Chen, L., Song, X., Gerya, T. V., Xu, T., Chen, Y., 2019. Crustal melting beneath orogenic plateaus: Insights from 3-D thermo-mechanical modeling. *Tectonophysics* 761, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.03.014>
- Chen, W., Molnar, P., 1983. Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 88, 4183–4214. <https://doi.org/10.1029/JB088iB05p04183>
- Chiozzi, P., Matsushima, J., Okubo, Y., Pasquale, V., Verdoya, M., 2005. Curie-point depth from spectral analysis of magnetic data in central – southern Europe. *Phys. Earth Planet. Inter.* 152, 267–276. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2005.04.005>
- Chmielowski, J., Zandt, G., Haberland, C., 1999. The Central Andean Altiplano-Puna Magma Body. *Geophys. Res. Lett.* 26, 783–786. <https://doi.org/10.1029/1999GL900078>
- Christensen, N.I., Mooney, W.D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J. Geophys. Res.* 100, 9761. <https://doi.org/10.1029/95JB00259>
- Chulick, G.S., Detweiler, S., Mooney, W.D., 2013. Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins. *J. South Am. Earth Sci.* 42, 260–276. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.06.002>
- Coira, B., Kay, S.M., 1993. Implications of Quaternary volcanism at Cerro Tuzgle for crustal and mantle evolution of the high Puna Plateau, Central Andes, Argentina. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 113, 40–58.
- Coira, B., Koukharsky, M., Guevara, S.R., Cisterna, C.E., 2009. Puna (Argentina) and northern Chile Ordovician basic magmatism: A contribution to the tectonic setting. *J. South Am. Earth Sci.* 27, 24–35. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.10.002>
- Collo, G., Ezpeleta, M., Dávila, F.M., Giménez, M., Soler, S., Martina, F., Ávila, P., Sánchez, F., Calegari, R., Lovecchio, J., Schiuma, M., 2018. Basin thermal structure in the Chilean-Pampean flat subduction zone, in: Folguera, A., Contreras Reyes, E., Heredia, N., Encinas, A., Iannelli, S.B., Oliveros, V., Dávila, F.M., Collo, G., Giambiagi, L.,

- Maksymowicz, A., Iglesia Llanos, M.P., Turienzo, M., Naipauer, M., Orts, D., Litvak, V.D., Alvarez, O., Arriagada, C. (Eds.), *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*. Springer International Publishing AG, pp. 537–564.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-67774-3_21
- Comeau, M.J., Unsworth, M.J., Cordell, D., 2016. New constraints on the magma distribution and composition beneath Volcán Uturuncu and the southern Bolivian Altiplano from magnetotelluric data. *Geosphere* 12, 1391–1421.
<https://doi.org/10.1130/GES01277.1>
- Comeau, M.J., Unsworth, M.J., Ticona, F., Sunagua, M., 2015. Magnetotelluric images of magma distribution beneath Volcán Uturuncu, Bolivia: Implications for magma dynamics. *Geology* 43, 243–246. <https://doi.org/10.1130/G36258.1>
- Costa, C.H., Owen, L.A., Ricci, W.A., Johnson, W.J., Halperin, A.D., 2018. Holocene activity and seismogenic capability of intraplate thrusts: Insights from the Pampean Ranges, Argentina. *Tectonophysics* 737, 57–70. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.05.002>
- Coutand, I., Gautier, P., Cobbold, P.R., de Urreiztieta, M., Chauvin, A., Gapais, D., Rossello, E.A., Lopez-Gammundi, O., 2001. Style and history of Andean deformation, Puna Plateau, northwestern Argentina. *Tectonics* 20, 210–234.
- Currie, C.A., Hyndman, R.D., 2006. The thermal structure of subduction zone back arcs. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 111, B08404. <https://doi.org/10.1029/2005JB004024>
- Daxberger, H., Riller, U., 2015. Kinematics of Neogene to Recent upper-crustal deformation in the southern Central Andes (23°–28°S) inferred from fault-slip analysis: Evidence for gravitational spreading of the Puna Plateau. *Tectonophysics* 642, 16–28. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.12.003>
- de Silva, S., 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the Central Andes. *Geology* 17, 1102–1106.
- Decelles, P.G., Ducea, M.N., Kapp, P., Zandt, G., 2009. Cyclicity in Cordilleran orogenic systems. *Nat. Geosci.* 2, 251–257. <https://doi.org/10.1038/ngeo469>
- DeCelles, P.G., Zandt, G., Beck, S.L., Currie, C.A., Ducea, M.N., Kapp, P., Gehrels, G.E., Carrapa, B., Quade, J., Schoenbohm, L.M., 2015. Cyclical orogenic processes in the Cenozoic central Andes, in: DeCelles, P.G., Ducea, M.N., Carrapa, B., Kapp, P.A. (Eds.), *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. Geological Society of America, pp. 459–490.
[https://doi.org/10.1130/2015.1212\(22\)](https://doi.org/10.1130/2015.1212(22))
- Deichmann, N., 1992. Structural and rheological implications of lower-crustal earthquakes below northern Switzerland. *Phys. Earth Planet. Inter.* 69, 270–280.
[https://doi.org/10.1016/0031-9201\(92\)90146-M](https://doi.org/10.1016/0031-9201(92)90146-M)

- Desegaulx, P., Kooi, H., Cloetingh, S., 1991. Consequences of foreland basin development on thinned continental lithosphere: application to the Aquitaine basin (SW France). *Earth Planet. Sci. Lett.* 106, 116–132. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90067-R](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90067-R)
- Déverchère, J., Petit, C., Gileva, N., Radziminovitch, N., Melnikova, V., San'kov, V., 2001. Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere. *Geophys. J. Int.* 146, 714–730. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.1484.484.x>
- Devlin, S., Isacks, B.L., Pritchard, M.E., Barnhart, W.D., Lohman, R.B., 2012. Depths and focal mechanisms of crustal earthquakes in the central Andes determined from teleseismic waveform analysis and InSAR. *Tectonics* 31, TC2002. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2011TC002914>
- Díaz, D., Brasse, H., Ticona, F., 2012. Conductivity distribution beneath Lascar volcano (Northern Chile) and the Puna, inferred from magnetotelluric data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 217–218, 21–29. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.12.007>
- Dorbath, C., Masson, F., 2000. Composition of the crust and upper-mantle in the Central Andes (19°30'S) inferred from P wave velocity and Poisson's ratio. *Tectonophysics* 327, 213–223.
- Doser, D.I., Kanamori, H., 1986. Depth of seismicity in the Imperial Valley Region (1977–1983) and its relationship to heat flow, crustal structure and the October 15, 1979, earthquake. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 91, 675–688. <https://doi.org/10.1029/JB091iB01p00675>
- Drew, S.T., Ducea, M.N., Schoenbohm, L.M., 2009. Mafic volcanism on the Puna Plateau, NW Argentina: Implications for lithospheric composition and evolution with an emphasis on lithospheric foundering. *Lithosphere* 1, 305–318. <https://doi.org/10.1130/L54.1>
- Dunn, J.F., Hartshorn, K.G., Hartshorn, P.W., 1995. Structural styles and hydrocarbon potential of the Subandean thrust belt of Southern Bolivia, in: Tankard, A.J., Suarez Soruco, R., Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoir, vol. 62, pp. 523–543.
- Dziewonski, A.M., Chou, T.-A., Woodhouse, J.H., 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J. Geophys. Res.* 86, 2825–2852. <https://doi.org/doi:10.1029/JB086iB04p02825>
- Ebbing, J., 2002. 3-D Dichteverteilung und isostatisches Verhalten der Lithosphäre in den Ostalpen. PhD thesis, Freie Univ. Berlin 143.
- Eichelberger, N., McQuarrie, N., Ryan, J., Karimi, B., Beck, S., Zandt, G., 2015. Evolution of crustal thickening in the central Andes, Bolivia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 426, 191–203. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.06.035>

- Ekström, G., Nettles, M., Dziewonski, A.M., 2012. The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.* 200–201, 1–9. <https://doi.org/doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002>
- Elger, K., Oncken, O., Glodny, J., 2005. Plateau-style accumulation of deformation: southern Altiplano. *Tectonics* 24. <https://doi.org/doi:10/1029/2004TC001675>
- Engdahl, E.R., Hilst, R. Van Der, Buland, R., 1998. Global Teleseismic Earthquake Relocation with Improved Travel Times and Procedures for Depth Determination. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 88, 722–743.
- Escayola, M.P., van Staal, C.R., Davis, W.J., 2011. The age and tectonic setting of the Puncoviscana Formation in northwestern Argentina: An accretionary complex related to Early Cambrian closure of the Puncoviscana Ocean and accretion of the Arequipa-Antofalla block. *J. South Am. Earth Sci.* 32, 438–459. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.04.013>
- Feng, M., van der Lee, S., Assumpção, M., 2007. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 112, B04312. <https://doi.org/10.1029/2006JB004449>
- Fernández-Ibáñez, F., Soto, J.I., 2008. Crustal rheology and seismicity in the Gibraltar Arc (western Mediterranean). *Tectonics* 27, TC2007. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2007TC002192>
- Flesch, L.M., Kreemer, C., 2010. Gravitational potential energy and regional stress and strain rate fields for continental plateaus: Examples from the central Andes and Colorado Plateau. *Tectonophysics* 482, 182–192. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.014>
- Flóvenz, Ó.G., Saemundsson, K., 1993. Heat flow and geothermal processes in Iceland. *Tectonophysics* 225, 123–138. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90253-G](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90253-G)
- Franz, G., Lucassen, F., Kramer, W., Trumbull, R.B., Romer, R.L., Wilke, H.-G., Viramonte, J.G., Becchio, R., Siebel, W., 2006. Crustal evolution at the Central Andean continental margin: a geochemical record of crustal growth, recycling and destruction, in: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (Eds.), *The Andes: Active Subduction Orogeny*. Springer, Berlin, pp. 45–64. https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_3
- Fromm, R., Zandt, G., Beck, S.L., 2004. Crustal thickness beneath the Andes and Sierras Pampeanas at 30°S inferred from Pn apparent phase velocities. *Geophys. Res. Lett.* 31, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2003GL019231>
- Furlong, K.P., Chapman, D.S., 2013. Heat Flow, Heat Generation, and the Thermal State of the Lithosphere. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 41, 385–410.

<https://doi.org/https://doi.org/10.1146/annurev.earth.031208.100051>

Garcia, E.S., Sandwell, D.T., Luttrell, K.M., 2014. An iterative spectral solution method for thin elastic plate flexure with variable rigidity. *Geophys. J. Int.* 200, 1012–1028. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu449>

García, H.P.A., Gianni, G.M., Lupari, M.N., Sánchez, M.A., Soler, S.R., Ruiz, F., Lince Klinger, F.G., 2017. Effective elastic thickness in the Central Andes. Correlation to orogenic deformation styles and lower crust high-gravity anomaly. *J. South Am. Earth Sci.* <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.11.021>

García, V.H., Hongn, F., Yagupsky, D., Pingel, H., Kinnaird, T., Winocur, D., Cristallini, E., Robinson, R.A.J., Strecker, M.R., 2019. Late Quaternary tectonics controlled by fault reactivation. Insights from a local transpressional system in the intermontane Lerma valley, Cordillera Oriental, NW Argentina. *J. Struct. Geol.* 128, 103875. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.103875>

Gerbault, M., Martinod, J., Hérail, G., 2003. Possible orogeny-parallel lower crustal flow and thickening in the Central Andes. *Tectonophysics* 399, 59–72. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.015>

Ghosh, A., Holt, W.E., Flesch, L.M., 2009. Contribution of gravitational potential energy differences to the global stress field. *Geophys. J. Int.* 179, 787–812. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04326.x>

Global-Volcanism-Program, 2013. *Volcanoes of the World*, v. 4.9.0., Venzke, E. (ed.). Smithsonian Institution. Downloaded 20 May 2020. <https://doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW4-2013>

Goes, S., Govers, R., Vacher, P., 2000. Shallow mantle temperatures under Europe from P and S wave tomography. *J. Geophys. Res. Earth* 105, 11153–11169. <https://doi.org/10.1029/1999jb900300>

Goetze, C., 1978. The mechanism of creep in olivine. *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A, Math. Phys. Sci.* 288, 99–119. <https://doi.org/10.1098/rsta.1978.0008>

Goetze, C., Evans, B., 1979. Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. *Geophys. J. Int.* 59, 463–478. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1979.tb02567.x>

Götze, H.-J., Lahmeyer, B., Schmidt, S., Strunk, S., Araneda, M., 1990. Central Andes gravity data base. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 71, 401–407. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/90EO00148>

Götze, H.J., Krause, S., 2002. The Central Andean gravity high, a relic of an old subduction complex? *J. South Am. Earth Sci.* 14, 799–811. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00077-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00077-3)

- Graeber, F.M., 1997. Seismische Geschwindigkeiten und Hypozentren in den Südlichen Zentralen Anden aus der simultanen Inversion von Laufzeitdaten des seismologischen Experiments PISCO '94 in Nordchile. Ph.D. thesis, GeoForschungszentrum Potsdam, Germany.
- Graeber, F.M., Asch, G., 1999. Three-dimensional models of P-wave velocity and P- to S-velocity ratio in the southern central Andes by simultaneous inversion of local earthquake data. *J. Geophys. Res.* 104, 20237–20256.
- Grier, M.E., Salfity, J.A., Allmendinger, R.W., 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 4, 351–372. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(91\)90007-8](https://doi.org/10.1016/0895-9811(91)90007-8)
- Guzmán, S., Grosse, P., Montero-López, C., Hongn, F., Pilger, R., Petrinovic, I., Seggiaro, R., Aramayo, A., 2014. Spatial-temporal distribution of explosive volcanism in the 25–28°S segment of the Andean Central Volcanic Zone. *Tectonophysics* 636, 170–189. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.08.013>
- Haberland, C., Rietbrock, A., 2001. Attenuation tomography in the western central Andes: A detailed insight into the structure of a magmatic arc. *J. Geophys. Res.* 106, 11151–11167.
- Hacker, B.R., Kelemen, P.B., Behn, M.D., 2011. Differentiation of the continental crust by relamination. *Earth Planet. Sci. Lett.* 307, 501–516. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.05.024>
- Hall, P.S., 2012. On the thermal evolution of the mantle wedge at subduction zones. *Phys. Earth Planet. Inter.* 198–199, 9–27. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.03.004>
- Hamza, V.M., Dias, F.J.S.S., Gomes, A.J.L., Terceros, Z.G.D., 2005. Numerical and functional representations of regional heat flow in South America. *Phys. Earth Planet. Inter.* 152, 223–256. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2005.04.009>
- Hamza, V.M., Muñoz, M., 1996. Heat flow map of South America. *Geothermics* 25, 599–646. [https://doi.org/10.1016/S0375-6505\(96\)00025-9](https://doi.org/10.1016/S0375-6505(96)00025-9)
- Handy, M.R., Brun, J.P., 2004. Seismicity, structure and strength of the continental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 223, 427–441. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.04.021>
- Hasterok, D., Webb, J., 2017. On the radiogenic heat production of igneous rocks. *Geosci. Front.* 8, 919–940. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.03.006>
- Heit, B., 2005. Teleseismic tomographic images of the Central Andes at 21 ° S and 25 . 5 ° S : an inside look at the Altiplano and Puna plateaus. Diss. zur Erlangung des Doktorgrades am Fachbereich Geowissenschaften der Freien Univ. Berlin.
- Heit, B., Bianchi, M., Yuan, X., Kay, S.M., Sandvol, E., Kumar, P., Kind, R., Alonso, R.N.,

- Brown, L.D., Comte, D., 2014. Structure of the crust and the lithosphere beneath the southern Puna plateau from teleseismic receiver functions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 385, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.017>
- Heit, B., Koulakov, I., Asch, G., Yuan, X., Kind, R., Alcocer-Rodriguez, I., Tawackoli, S., Wilke, H., 2008. More constraints to determine the seismic structure beneath the Central Andes at 21°S using teleseismic tomography analysis. *J. South Am. Earth Sci.* 25, 22–36. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.08.009>
- Heit, B., Sodoudi, F., Yuan, X., Bianchi, M., Kind, R., 2007a. An S receiver function analysis of the lithospheric structure in South America. *Geophys. Res. Lett.* 34, L14307. <https://doi.org/10.1029/2007GL030317>
- Heit, B., Yuan, X., Kind, R., Asch, G., 2007b. Lithospheric Dynamics in the Southernmost Andean Plateau (PUDEL). *Dtsch. GeoForschungsZentrum GFZ*. <https://doi.org/10.14470/70092361>
- Henriquez, S., DeCelles, P.G., Carrapa, B., Hughes, A., Davis, G., Alvarado, P., 2020. Deformation history of the Puna plateau, Central Andes of northwestern Argentina. *J. Struct. Geol.* <https://doi.org/doi:https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104133>.
- Henry, S., Pollack, H., 1988. Terrestrial Heat Flow Above the Andean Subduction Zone in Bolivia and Peru. *J. Geophys. Res.* 93, 153–162. <https://doi.org/10.1029/JB093iB12p15153>
- Hilley, G.E., Strecker, M.R., 2005. Processes of oscillatory basin filling and excavation in a tectonically active orogen: Quebrada del Toro Basin, NW Argentina. *Geol. Soc. Am. Bull.* 117, 887–901. <https://doi.org/10.1130/B25602.1>
- Hindle, D., Kley, J., Oncken, O., Sobolev, S., 2005. Crustal balance and crustal flux from shortening estimates in the Central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 230, 113–124. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.11.004>
- Hobbs, B.E., Ord, A., Teyssier, C., 1986. Earthquakes in the ductile regime? *Pure Appl. Geophys.* 124, 309–336. <https://doi.org/10.1007/BF00875730>
- Hsieh, H., Chen, C., Lin, P., Yen, H., 2014. Curie point depth from spectral analysis of magnetic data in Taiwan. *J. Asian Earth Sci.* 90, 26–33. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.04.007>
- Huerta, A.D., Royden, L.H., Hodges, K.V., 1998. The thermal structure of collisional orogens as a response to accretion, erosion and radiogenic heating. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 103, 15287–15302. <https://doi.org/10.1029/98JB00593>
- Hunt, C.P., Moskowitz, B.M., Banerjee, S.K., 2013. Magnetic Properties of Rocks and Minerals, in: Ahrens, T.J. (Ed.), *Rock Physics & Phase Relations*.
- Husson, L., Moretti, I., 2002. Thermal regime of fold and thrust belts - An application to

- the Bolivian Sub Andean Zone. *Tectonophysics* 345, 253–280.
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00216-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00216-5)
- Hyndman, R.D., Currie, C.A., Mazzotti, S., Frederiksen, A., 2009. Temperature control of continental lithosphere elastic thickness, T_e vs V_s . *Earth Planet. Sci. Lett.* 277, 539–548. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.11.023>
- Hyndman, R.D., Currie, C.A., Mazzotti, S.P., 2005. Subduction zone backarcs, mobile belts, and orogenic heat. *GSA Today* 15, 4–10. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2005\)015<4:SZBMBA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2005)015<4:SZBMBA>2.0.CO;2)
- Hyndman, R.D., Peacock, S.M., 2003. Serpentinization of the forearc mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 212, 417–432. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00263-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00263-2)
- Ibarra, F., Prezzi, C.B., 2019. The thermo-mechanical state of the Andes in the Altiplano-Puna region: insights from Curie isotherm and effective elastic thickness determination. *Rev. la Asoc. Geol. Argentina* 76, 352–362.
- International Seismological Centre, 2020. ISC-EHB dataset.
<https://doi.org/https://doi.org/10.31905/PY08W6S3>
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 93, 3211–3231.
<https://doi.org/10.1029/JB093iB04p03211>
- Ito, K., 1990. Regional Variations of the Cutoff Depth of Seismicity in the Crust and Their Relation to Heat Flow and Large Inland-Earthquakes. *J. Phys. Earth* 38, 223–250.
<https://doi.org/10.4294/jpe1952.38.223>
- Jackson, J., 2002. Strength of the continental lithosphere: Time to abandon the jelly sandwich? *GSA Today* 12, 4–9. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2002\)012<0004:SOTCLT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2002)012<0004:SOTCLT>2.0.CO;2)
- Jacquey, A.B., Cacace, M., 2017. GOLEM, a MOOSE-based application v1.0. Zenodo.
<https://doi.org/10.5281/zenodo.999401>
- Jaupart, C., Mareschal, J.-C., 2007. Heat Flow and Thermal Structure of the Lithosphere. *Treatise Geophys.* 6, 217–252. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00114-7>
- Jaupart, C., Mareschal, J.C., 2011. Heat generation and transport in the Earth. Cambridge University Press.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *Am. J. Sci.* 286, 737–764.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J., Ramos, V.A., Ando, C., 1983. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 341–361. <https://doi.org/10.1130/0016->

7606(1983)94<341:ATRTGO>2.0.CO;2

- Kaus, B.J.P., Popov, A.A., Baumann, T.S., Pusok, A.E., Bauville, A., Fernandez, N., Collignon, M., 2016. Forward and inverse modelling of lithospheric deformation on geological timescales. *NIC Symp. 2016 - Proc.* 48, 299–307.
- Kay, S.M., Coira, B., 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the central Andean Altiplano-Puna Plateau, in: Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W.R. (Eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. Geological Society of America, pp. 229–259. [https://doi.org/10.1130/2009.1204\(11\)](https://doi.org/10.1130/2009.1204(11)).
- Kay, S.M., Coira, B., Viramonte, J., 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna Plateau, Central Andes. *J. Geophys. Res.* 99, 24323–24339. <https://doi.org/10.1029/94JB00896>
- Kay, S.M., Coira, B.L., Caffè, P.J., Chen, C.H., 2010. Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of central Andean Puna plateau ignimbrites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 198, 81–111. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.08.013>
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R., Buland, R., 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophys. J. Int.* 122, 108–124. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>
- Kirby, S.H., 1983. Rheology of the lithosphere. *Rev. Geophys. Sp. Phys.* 21, 1458–1487.
- Kirby, S.H., Kronenberg, A.K., 1987. Rheology of the lithosphere: Selected topics. *Rev. Geophys.* 25, 1219–1244. <https://doi.org/10.1029/RG025i006p01219>
- Kley, J., Monaldi, C.R., 2002. Tectonic inversion in the Santa Bárbara System of the central Andean foreland thrust belt, northwestern Argentina. *Tectonics* 21, 1061–1079. <https://doi.org/10.1029/2002TC902003>
- Kley, J., Monaldi, C.R., Salfity, J.A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: Causes and consequences. *Tectonophysics* 301, 75–94. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)90223-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)90223-2)
- Kley, J., Rossello, E.A., Monaldi, C.R., Habighorst, B., 2005. Seismic and field evidence for selective inversion of Cretaceous normal faults, Salta rift, northwest Argentina. *Tectonophysics* 399, 155–172. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.020>
- Koptev, A.I., Ershov, A. V., 2011. Thermal thickness of the Earth's lithosphere: a numerical model. *Moscow Univ. Geol. Bull.* 66, 323–330. <https://doi.org/10.3103/S014587521105005X>
- Koulakov, I., Sobolev, S. V., Asch, G., 2006. P - And S-velocity images of the lithosphere-aesthenosphere system in the Central Andes from local-source tomographic inversion.

- Geophys. J. Int. 167, 106–126. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02949.x>
- Kreemer, C., Blewitt, G., Klein, E.C., 2014. A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model. *Geochemistry Geophys. Geosystems* 15, 3849–3889. <https://doi.org/10.1002/2014GC005407>
- Lamb, S., 2015. Cenozoic uplift of the Central Andes in northern Chile and Bolivia – reconciling paleoaltimetry with the geological evolution. *Can. J. Earth Sci.* 53, 1227–1245. <https://doi.org/10.1139/cjes-2015-0071>
- Lamb, S., 2000. Active deformation in the Bolivian Andes, South America. *J. Geophys. Res.* 105, 2627–2653.
- Lamb, S., Davis, P., 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature* 425, 792–797. <https://doi.org/10.1038/nature02049>
- Lamontagne, M., Ranalli, G., 1996. Thermal and rheological constraints on the earthquake depth distribution in the Charlevoix, Canada, intraplate seismic zone. *Tectonophysics* 257, 55–69. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00120-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00120-4)
- Leshner, C.E., Spera, F.J., 2015. Thermodynamic and Transport Properties of Silicate Melts and Magma, in: *The Encyclopedia of Volcanoes*. Elsevier Inc., pp. 113–141. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00005-5>
- Lessel, K., 1997. Die Krustenstruktur der Zentralen Anden in Nordchile (21–24°S), abgeleitet aus 3D- Modellierungen refraktionsseismischer Daten. PhD thesis, Freie Univ. Berlin.
- Li, Z.-H., Liu, M., Gerya, T., 2016. Lithosphere delamination in continental collisional orogens: A systematic numerical study. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 5186–5211. <https://doi.org/10.1002/2016JB013106>
- Liang, X., Sandvol, E., Kay, S.M., Heit, B., Yuan, X., Mulcahy, P., Chen, C., Brown, L.D., Comte, D., Alvarado, P., 2014. Delamination of southern Puna lithosphere revealed by body wave attenuation tomography. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119, 549–566. <https://doi.org/10.1002/2013JB010309>
- Lin, A.T., Watts, A.B., 2002. Origin of the West Taiwan basin by orogenic loading and flexure of a rifted continental margin. *J. Geophys. Res.* 107. <https://doi.org/10.1029/2001JB000669>
- Liu, S., 2020. Controls of Foreland-Deformation Patterns in the Orogen-Foreland Shortening System. Universität Potsdam. <https://doi.org/10.25932/publishup-44573>
- Löbens, S., Bense, F.A., Wemmer, K., Dunkl, I., Costa, C.H., Layer, P., Siegesmund, S., 2011. Exhumation and uplift of the Sierras Pampeanas: preliminary implications from K–Ar fault gouge dating and low-T thermochronology in the Sierra de Comechingones (Argentina). *Int. J. Earth Sci.* 100, 671–694.

<https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s00531-010-0608-0>

- Lowe, C., Ranalli, G., 1993. Density, temperature, and rheological models for the southeastern Canadian Cordillera: implications for its geodynamic evolution. *Can. J. Earth Sci.* 30, 77–93.
- Lowell, R.P., Kolandaivelu, K., Rona, P.A., 2014. Hydrothermal Activity. *Ref. Modul. Earth Syst. Environ. Sci.* 1–19. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.09132-6>
- Lucassen, F., Becchio, R., Harmon, R., Kasemann, S., Franz, G., Trumbull, R., Wilke, H.-G., Romer, R.L., Dulski, P., 2001. Composition and density model of the continental crust at an active continental margin - the Central Andes between 21° and 27°S. *Tectonophysics* 341, 195–223. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00188-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00188-3)
- Lucassen, F., Becchio, R., Wilke, H.G., Franz, G., Thirlwall, M.F., Viramonte, J., Wemmer, K., 2000. Proterozoic-Paleozoic development of the basement of the Central Andes (18–26°S) - A mobile belt of the South American craton. *J. South Am. Earth Sci.* 13, 697–715. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00057-2](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00057-2)
- Lucassen, F., Escayola, M., Romer, R.L., Viramonte, J., Koch, K., Franz, G., 2002. Isotopic composition of Late Mesozoic basic and ultrabasic rocks from the Andes “23–32°S” - Implications for the Andean mantle. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 143, 336–349. <https://doi.org/10.1007/s00410-001-0344-3>
- Lucassen, F., Franz, G., 2005. The early Palaeozoic Orogen in the Central Andes: a non-collisional orogen comparable to the Cenozoic high plateau? *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 246, 257–273. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.246.01.09>
- Lucassen, F., Franz, G., Viramonte, J., Romer, R.L., Dulski, P., Lang, A., 2005. The late Cretaceous lithospheric mantle beneath the Central Andes: Evidence from phase equilibria and composition of mantle xenoliths. *Lithos* 82, 379–406. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.08.002>
- Lucassen, F., Kramer, W., Bartsch, V., Wilke, H.G., Franz, G., Romer, R.L., Dulski, P., 2006. Nd, Pb, and Sr isotope composition of juvenile magmatism in the Mesozoic large magmatic province of northern Chile (18–27°S): Indications for a uniform subarc mantle. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 152, 571–589. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0119-y>
- Lucassen, F., Lewerenz, S., Franz, G., Viramonte, J., Mezger, K., 1999. Metamorphism, isotopic ages and composition of lower crustal granulite xenoliths from the Cretaceous Salta Rift, Argentina. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 134, 325–341. <https://doi.org/10.1007/s004100050488>
- Maggi, A., Jackson, J.A., McKenzie, D., Priestley, K., 2000a. Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere. *Geology* 28, 495–498. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<495:efdeet>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<495:efdeet>2.0.co;2)

- Maggi, A., Jackson, J.A., Priestley, K., Baker, C., 2000b. A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan and northern India: Do earthquakes really occur in the continental mantle? *Geophys. J. Int.* 143, 629–661. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2000.00254.x>
- Magrin, A., Rossi, G., 2020. Deriving a New Crustal Model of Northern Adria: The Northern Adria Crust (NAC) Model. *Front. Earth Sci.* 8. <https://doi.org/doi:10.3389/feart.2020.00089>
- Maloney, K.T., Clarke, G.L., Klepeis, K.A., Quevedo, L., 2013. The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: Drivers and the geological record. *Tectonics* 32, 1049–1065. <https://doi.org/10.1002/tect.20067>
- Mareschal, J.-C., 1994. Thermal regime and post-orogenic extension in collision belts. *Tectonophysics* 238, 471–484.
- Marquillas, R.A., del Papa, C., Sabino, I.F., 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-Paleogene), northwestern Argentina. *Int. J. Earth Sci.* 94, 94–113. <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0443-2>
- Marquillas, R.A., Salfity, J.A., 1988. Tectonic framework and correlations of the Cretaceous-Eocene Salta Group: Argentina, in: Bahlburg, H., Bretkreuz, C., Giese, P. (Eds.), *The Southern Central Andes. Lecture Notes in Earth Sciences, Vol 17.* Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, pp. 119–136.
- Marshak, S., Nelson, W.J., McBride, J.H., 2003. Phanerozoic strike-slip faulting in the continental interior platform of the United States: examples from the Laramide Orogen, Midcontinent, and Ancestral Rocky Mountains. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 210, 159–184. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.210.01.10>
- Masek, J., Isacks, B.L., Gubbels, T., Fielding, E., 1994. Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *Journal Geophys. Res.* 99, 13941–13956. <https://doi.org/10.1029/94JB00461>
- Maus, S., Barckhausen, U., Berkenbosch, H., Bournas, N., Brozena, J., Childers, V., Dostaler, F., Fairhead, J., Finn, C., von Frese, R., Gaina, C., Golynsky, S., Kucks, R., Lühr, H., Milligan, P., Mogren, S., Müller, R., Olesen, O., Pilkington, M., Saltus, R., Schreckenberger, B., Thébault, E., Caratori Tontini, F., 2009. EMAG2: A 2–arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochemistry Geophys. Geosystems* 10. <https://doi.org/doi:10.1029/2009GC002471>
- McKenzie, D., Jackson, J., Priestley, K., 2005. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 233, 337–349. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.02.005>

- McLeod, C.L., Davidson, J.P., Nowell, G.M., de Silva, S.L., Schmitt, A.K., 2013. Characterizing the continental basement of the central andes: Constraints from bolivian crustal xenoliths. *Bull. Geol. Soc. Am.* 125, 985–997. <https://doi.org/10.1130/B30721.1>
- McQuarrie, N., Horton, B.K., Zandt, G., Beck, S.L., Decelles, P.G., 2005. Lithospheric evolution of the Andean fold-thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau. *Tectonophysics* 399, 15–37. <https://doi.org/doi:10.1016/j.tecto.2004.12.013>
- Meeßen, C., 2019. pyGMS: lithosphere-scale rheological analyses of GMS models in Python (Version v1.0.0). <https://doi.org/10.5281/zenodo.3338066>
- Meeßen, C., 2017. VelocityConversion. V. v1.0.1. GFZ Data Services. <https://doi.org/10.5880/GFZ.6.1.2017.001>
- Meeßen, C., Sippel, J., Scheck-Wenderoth, M., Heine, C., Strecker, M.R., 2018. Crustal Structure of the Andean Foreland in Northern Argentina: Results From Data-Integrative Three-Dimensional Density Modeling. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 1875–1903. <https://doi.org/10.1002/2017JB014296>
- Meigs, A.J., Nabelek, J., 2010. Crustal-scale pure shear foreland deformation of western Argentina. *Geophys. Res. Lett.* 37, L11304. <https://doi.org/10.1029/2010GL043220>
- Meissner, R., Strehlau, J., 1982. Limits of stresses in continental crust and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes. *Tectonics* 1, 73–89. <https://doi.org/10.1029/TC001i001p00073>
- Metcalf, K., Kapp, P., 2015. Along-strike variations in crustal seismicity and modern lithospheric structure of the central Andean forearc, in: DeCelles, P.G., Ducea, M.N., Carrapa, B., Kapp, P. (Eds.), *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2015.1212\(04\)](https://doi.org/10.1130/2015.1212(04))
- Mingramm, A., Russo, A., Pozzo, A., Cazau, L., 1979. Sierras Subandinas, in: Turner, J.C.M. (Ed.), *Geología Regional Argentina*, Vol. 1. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 95–138.
- Moisio, K., Kaikkonen, P., 2015. Stress, rheological structure and earthquakes in the POLAR profile in the northern Fennoscandian Shield. *Int. J. Earth Sci.* 104, 221–239. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1061-2>
- Molnar, P., England, P., Martinod, J., 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon. *Rev. Geophys.* 31, 357–396. <https://doi.org/10.1029/93RG02030>
- Molnar, P., Lyon-Caen, H., 1988. Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts, in: Clark Jr, S.P., Clark Burchfiel, B., Suppe, J. (Eds.),

- Processes in Continental Lithospheric Deformation. Geological Society of America, pp. 179–208. <https://doi.org/10.1130/SPE218-p179>
- Molnar, P., Tapponnier, P., 1975. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision. *Science* (80-.). 189, 419–426. <https://doi.org/10.1126/science.189.4201.419>
- Mon, R., Salfity, J.A., 1995. Tectonic evolution of the Andes of northern Argentina, in: Tankard, A.J., Suarez Soruco, R., Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoir, vol. 62, pp. 269–283.
- Montero-López, C., Hongn, F., López Steinmetz, R.L., Aramayo, A., Pingel, H., Strecker, M.R., Cottle, J.M., Bianchi, C., 2020. Development of an incipient Paleogene topography between the present-day Eastern Andean Plateau (Puna) and the Eastern Cordillera, southern Central Andes, NW Argentina. *Basin Res.* 00, 1–24. <https://doi.org/10.1111/bre.12510>
- Montero López, C., Strecker, M.R., Schildgen, T.F., Hongn, F., Guzmán, S., Bookhagen, B., Sudo, M., 2014. Local high relief at the southern margin of the Andean plateau by 9 Ma: evidence from ignimbritic valley fills and river incision. *Terra Nov.* 26, 454–460. <https://doi.org/10.1111/ter.12120>
- Mooney, W.D., Ritsema, J., Hwang, Y.K., 2012. Crustal seismicity and the earthquake catalog maximum moment magnitude (M_{cmax}) in stable continental regions (SCRs): Correlation with the seismic velocity of the lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 357–358, 78–83. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.08.032>
- Mpodozis, C., Ramos, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina, in: Ericksen, G.E., Cañas, M.T., Reinemud, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Volume 11, pp. 59–90.
- Mulcahy, P., Chen, C., Kay, S.M., Brown, L.D., Isacks, B.L., Sandvol, E., Heit, B., Yuan, X., Coira, B.L., 2014. Central Andean mantle and crustal seismicity beneath the Southern Puna plateau and the northern margin of the Chilean-Pampean flat slab. *Tectonics* 33, 1636–1658. <https://doi.org/10.1002/2013TC003393>
- New, M., Lister, D., Hulme, M., Makin, I., 2002. A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Clim. Res.* 21, 1–25. <https://doi.org/10.3354/cr021001>
- Norini, G., Baez, W., Becchio, R., Viramonte, J., Giordano, G., Arnosio, M., Pinton, A., Gropelli, G., 2013. The Calama-Olacapato-El Toro fault system in the Puna Plateau, Central Andes: Geodynamic implications and stratovolcanoes emplacement. *Tectonophysics* 608, 1280–1297. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.06.013>
- Nwankwo, L.I., Shehu, A.T., 2015. Evaluation of Curie-point depths, geothermal gradients and near-surface heat flow from high-resolution aeromagnetic (HRAM) data of the

- entire Sokoto Basin, Nigeria. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 305, 45–55.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.017>
- Nyblade, A., Langston, C., 1995. East African earthquakes below 20 km and their implications for crustal structure. *Geophys. J. Int.* 121, 49–62.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03510.x>
- Okubo, Y., Graf, R.J., Hansen, R.O., Ogawa, K., Tsu, H., 1985. Curie point depths of the Island of Kyushu and surrounding areas, Japan. *Geophysics*.
<https://doi.org/10.1190/1.1441926>
- Oncken, Onno, Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P., 2006. *The Andes: Active Subduction Orogeny*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8>
- 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, in: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (Eds.), *The Andes: Active Subduction Orogeny*. Berlin, Springer-Verlag, *Frontiers in Earth Science Series*, pp. 3–27.
- Quimet, W.B., Cook, K.L., 2010. Building the central Andes through axial lower crustal flow. *Tectonics* 29, TC3010. <https://doi.org/10.1029/2009TC002460>
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., 1998. The Proto-Andean margin of Gondwana. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 142.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 91, 151–168. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007343>
- Pavlenkova, N.I., Pilipenko, V.N., Verpakhovskaja, A.O., Pavlenkova, G.A., Filonenko, V.P., 2009. Crustal structure in Chile and Okhotsk Sea regions. *Tectonophysics* 472, 28–38.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.08.018>
- Peacock, S.M., 1996. Thermal and petrologic structure of subduction zones, in: Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H., Platt, J.P. (Eds.), *Subduction: Top to Bottom*. AGU Geophysical Monograph, Washington D. C., pp. 119–133.
- Petley-Ragan, A., Ben-Zion, Y., Austrheim, H., Ildefonse, B., Renard, F., Jamtveit, B., 2019. Dynamic earthquake rupture in the lower crust. *Sci. Adv.* 5, EAAW0913.
<https://doi.org/10.1126/sciadv.aaw0913>
- Pingel, H., Strecker, M.R., Mulch, A., Alonso, R.N., Cottle, J., Rohrmann, A., 2020. Late Cenozoic topographic evolution of the Eastern Cordillera and Puna Plateau margin in the southern Central Andes (NW Argentina). *Earth Planet. Sci. Lett.* 535, 116112.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116112>

- Platt, J.P., England, P., 1994. Convective removal of lithosphere beneath mountain belts: thermal and mechanical consequences. *Am. J. Sci.* 294, 307–336. <https://doi.org/10.2475/ajs.294.3.307>
- Prezzi, C., Iglesia Llanos, M.P., Götze, H.J., Schmidt, S., 2014. Thermal and geodynamic contributions to the elevation of the Altiplano-Puna plateau. *Phys. Earth Planet. Inter.* 237, 51–64. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.10.002>
- Prezzi, C.B., Götze, H.J., Schmidt, S., 2009. 3D density model of the Central Andes. *Phys. Earth Planet. Inter.* 177, 217–234. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2009.09.004>
- Prieto, G.A., Froment, B., Yu, C., Poli, P., Abercrombie, R., 2017. Earthquake rupture below the brittle-ductile transition in continental lithospheric mantle. *Sci. Adv.* 3, E1602642. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1602642>
- Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas, 2008. Atlas de deformaciones cuaternarias de los Andes. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, No. 7, 320 p.
- Quade, J., Dettinger, M.P., Carrapa, B., Decelles, P., Murray, K.E., Huntington, K.W., Cartwright, A., Canavan, R.R., Gehrels, G., Clementz, M., 2015. The growth of the central Andes, 22° S–26° S, in: DeCelles, P.G., Ducea, M.N., Carrapa, B., Kapp, P.A. (Eds.), *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. Geological Society of America, pp. 277–308. [https://doi.org/10.1130/2015.1212\(15\)](https://doi.org/10.1130/2015.1212(15))
- Ramos, V.A., 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geol. J.* 45, 2–25. <https://doi.org/10.1002/gj.1193>
- Ramos, V.A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle, in: Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W. (Eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. Geological Society of America, pp. 31–65. <https://doi.org/10.1130/MEM204>
- Ramos, V.A., 2008. The Basement of the Central Andes: The Arequipa and Related Terranes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 36, 289–324. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124304>
- Ramos, V.A., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino, in: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29, pp. 41–96.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O., Perez, D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *J. South Am. Earth Sci.* 15, 59–78. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00006-8](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00006-8)
- Ramos, V.A., Vujovich, G., Martino, R., Otamendi, J., 2010. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *J. Geodyn.* 50, 243–255.

<https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.01.019>

- Ranalli, G., 2003. How soft is the crust? *Tectonophysics* 361, 319–320.
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00607-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00607-8)
- Ranalli, G., 1997. Rheology of the lithosphere in space and time, in: Burg, J.-P., Ford, M. (Eds.), *Orogeny Through Time*. Geological Society of London Special Publications, pp. 19–37. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1997.121.01.02>
- Ranalli, G., 1995. *Rheology of the Earth*, Second Edi. ed. Chapman & Hall.
- Ranalli, G., Adams, M., 2013. Rheological contrast at the continental Moho: Effects of composition, temperature, deformation mechanism, and tectonic regime. *Tectonophysics* 609, 480–490. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.10.037>
- Ranalli, G., Murphy, D.C., 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics* 132, 281–295. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90348-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90348-9)
- Rapalini, A.E., 2005. The accretionary history of southern South America from the latest Proterozoic to the Late Palaeozoic: some palaeomagnetic constraints. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 246, 305–328. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.246.01.12>
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Dahlquist, J.A., Fanning, C.M., Baldo, E.G., Galindo, C., Alasino, P.H., Ramacciotti, C.D., Verdecchia, S.O., Murra, J.A., Basei, M.A.S., 2018. A review of the Famatinian Ordovician magmatism in southern South America : evidence of lithosphere reworking and continental subduction in the early proto-Andean margin of Gondwana. *Earth-Science Rev.* 187, 259–285.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.10.006>
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González-Casado, J.M., Galindo, C., Dahlquist, J., 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Rev.* 83, 49–82.
- Rapela, C.W., Verdecchia, S.O., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G., Galindo, C., Murra, J.A., Dahlquist, J.A., Fanning, C.M., 2016. Identifying Laurentian and SW Gondwana sources in the Neoproterozoic to Early Paleozoic metasedimentary rocks of the Sierras Pampeanas: Paleogeographic and tectonic implications. *Gondwana Res.* 32, 193–212. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.02.010>
- Reutter, K.-J., Charrier, R., Götze, H.-J., Schurr, B., Wigger, P., Scheuber, E., Giese, P., Reuther, C.-D., Schmidt, S., Rietbrock, A., Chong, G., Belmonte-Pool, A., 2006. The Salar de Atacama Basin: a Subsiding Block within the Western Edge of the Altiplano-Puna Plateau. *The Andes* 303–325. https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_14
- Reynolds, R.W., Smith, T.M., Liu, C., Chelton, D.B., Casey, K.S., Schlax, M.G., 2007. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *J. Clim.* 20, 5473–5496. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00333-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00333-8)

- Richter, F., Rowley, D., DePaolo, D.J., 1992. Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 109, 11–23. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90070-C](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90070-C)
- Rietbrock, A., Asch, G., Chong, G., Giese, P., 1997. ANCORP '96—Seismicity along the ANCORP traverse in northern Chile. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 78(46).
- Riller, U., Cruden, A.R., Boutelier, D., Schrank, C.E., 2012. The causes of sinuous crustal-scale deformation patterns in hot orogens : Evidence from scaled analogue experiments and the southern Central Andes. *J. Struct. Geol.* 37, 65–74. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.02.002>
- Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M.R., Oncken, O., 2001a. Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 188, 299–311.
- Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M.R., Oncken, O., 2001b. Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 188, 299–311. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00333-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00333-8)
- Risse, A., Trumbull, R.B., Kay, S.M., Coira, B., Romer, R.L., 2013. Multi-stage evolution of late neogene mantle-derived magmas from the central andes back-arc in the southern Puna plateau of Argentina. *J. Petrol.* 54, 1963–1995. <https://doi.org/10.1093/petrology/egt038>
- Rosa, M.L., Collaço, B., Assumpção, M., Sabbione, N., Sánchez, G., 2016. Thin crust beneath the Chaco-Paraná Basin by surface-wave tomography. *J. South Am. Earth Sci.* 66, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.010>
- Rossel, P., Oliveros, V., Ducea, M.N., Charrier, R., Scaillet, S., Retamal, L., Figueroa, O., 2013. The Early Andean subduction system as an analog to island arcs: Evidence from across-arc geochemical variations in northern Chile. *Lithos* 179, 211–230. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.014>
- Royden, L., 1996. Coupling and decoupling of crust and mantle in convergent orogens: implications for strain partitioning in the crust. *Journal Geophys. Res.* 101, 17679–17705. <https://doi.org/10.1029/96JB00951>
- Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Prell, W.L., Kutzbach, J.E., 1997. The uplift-climate connection: a synthesis, in: Ruddiman, W.F. (Ed.), *Tectonic Uplift and Climate Change*. Springer, Boston, MA, pp. 471–515. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-5935-1_20
- Russo, R., Silver, P.G., 1996. Cordillera formation, mantle dynamics, and the Wilson cycle. *Geology* 24, 511–514. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0511:CFMDAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0511:CFMDAT>2.3.CO;2)
- Ryan, J., Beck, S., Zandt, G., Wagner, L., Minaya, E., Tavera, H., 2016. Central Andean

- crustal structure from receiver function analysis. *Tectonophysics* 682, 120–133.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.04.048>
- Salomon, C., 2018. Finite element modelling of the geodynamic processes of the Central Andes subduction zone: A Reference Model. *Geod. Geodyn.* 9, 246–251.
<https://doi.org/10.1016/j.geog.2017.11.007>
- Sandiford, M., McLaren, S., 2002. Tectonic feedback and the ordering of heat producing elements within the continental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 204, 133–150.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00958-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00958-5)
- Santibáñez, I., Cembrano, J., García-Pérez, T., Costa, C., Yáñez, G., Marquardt, C., Arancibia, G., González, G., 2019. Crustal faults in the Chilean Andes: geological constraints and seismic potential. *Andean Geol.* 46, 32–65.
<https://doi.org/10.5027/andgeoV46n1-3067>
- Schaeffer, A.J., Lebedev, S., 2013. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone. *Geophys. J. Int.* 194, 417–449. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt095>
- Scheck-Wenderoth, M., Maystrenko, Y.P., 2013. Deep control on shallow heat in sedimentary basins. *Energy Procedia* 40, 266–275.
<https://doi.org/10.1016/j.egypro.2013.08.031>
- Schellart, W.P., 2017. Andean mountain building and magmatic arc migration driven by subduction-induced whole mantle flow. *Nat. Commun.* 8.
<https://doi.org/10.1038/s41467-017-01847-z>
- Schemmann, K., 2007. Scale-related strain evolution at convergent margins and effects due to parameter changes - insights from nature and experiment. PhD Thesis, (Scientific Technical Report STR ; 07/09), Potsdam : Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Getr. Zählung p.
<https://doi.org/10.1007/s004100000214>
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., Reutter, K., 1994. Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic, in: Reutter, K., Scheuber, E., Wigger, P. (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes*. Berlin Heidelberg New York, pp. 7–22.
- Scheuber, E., Reutter, K., 1992. Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25°S. *Tectonophysics* 205, 127–140.
<https://doi.org/10.1134/S1023193511090047>
- Schilling, F.R., Trumbull, R.B., Brasse, H., Haberland, C., Asch, G., Bruhn, D., Mai, K., Haak, V., Giese, Peter, Muñoz, M., Ramelow, J., Rietbrock, A., Ricaldi, E., Vietor, T., 2006. Partial Melting in the Central Andean Crust: a Review of Geophysical, Petrophysical, and Petrologic Evidence, in: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (Eds.), *The Andes: Active Subduction Orogeny*.

Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 459–474.

Schmidt, S., Plonka, C., Götze, H.J., Lahmeyer, B., 2011. Hybrid modelling of gravity, gravity gradients and magnetic fields. *Geophys. Prospect.* 59, 1046–1051. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2011.00999.x>

Schmitt, A., de Silva, S., Trumbull, R., Emmermann, R., 2001. Magma evolution in the Purico ignimbrite complex, northern Chile: evidence for zoning of a dacitic magma by injection of rhyolitic melts following mafic recharge. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 140, 680–700. <https://doi.org/10.1007/s004100000214>

Schmitz, M., Kley, J., 1997. The Geometry of the Central Andean Backarc Crust: Joint Interpretation of Cross-section Balancing and Seismic Refraction Data. *J. South Am. Earth Sci.* 10, 99–110.

Schoenbohm, L., Strecker, M.R., 2009. Normal faulting along the southern margin of the Puna Plateau, northwest Argentina. *Tectonics* 28, TC5008. <https://doi.org/10.1029/2008TC002341>

Schoenbohm, L.M., Strecker, M.R., 2009. Normal faulting along the southern margin of the Puna Plateau, northwest Argentina. *Tectonics* 28, TC5008. <https://doi.org/10.1029/2008TC002341>

Scholz, C.H., 1988. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geol. Rundschau* 77, 319–328. <https://doi.org/10.1007/BF01848693>

Schurr, B., Asch, G., Rietbrock, A., Kind, R., Pardo, M., Heit, B., Monfret, T., 1999. Seismicity and average velocities beneath the Argentine Puna Plateau. *Geophys. Res. Lett.* 26, 3025–3028. <https://doi.org/10.1029/1999GL005385>

Schurr, B., Asch, G., Rietbrock, A., Trumbull, R., Haberland, C., 2003. Complex patterns of fluid and melt transport in the central Andean subduction zone revealed by attenuation tomography. *Earth Planet. Sci. Lett.* 215, 105–119. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00441-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00441-2)

Schurr, B., Rietbrock, A., 2004. Deep seismic structure of the Atacama basin, northern Chile. *Geophys. Res. Lett.* 31, 10–13. <https://doi.org/10.1029/2004GL019796>

Schurr, B., Rietbrock, A., Asch, G., Kind, R., Oncken, O., 2006. Evidence for lithospheric detachment in the central Andes from local earthquake tomography. *Tectonophysics* 415, 203–223. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.12.007>

Siame, L.L., Sébrier, M., Bellier, O., Bourlès, D., Costa, C.H., Ahumada, E.A., Gardini, C.E., Cisneros, H., 2015. Active basement uplift of Sierra Pie de Palo (Northwestern Argentina): Rates and inception from ¹⁰Be cosmogenic nuclide concentrations. *Tectonics* 34, 1129–1153. <https://doi.org/10.1002/2014TC003771>

Sibson, R.H., 1982. Fault zone models, heat flow and the depth distribution of earthquakes

- in the continental crust of the United States. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 72, 151–163.
- Siks, B.C., Horton, B.K., 2011. Growth and fragmentation of the Andean foreland basin during eastward advance of fold-thrust deformation, Puna plateau and Eastern Cordillera, northern Argentina. *Tectonics* 30, 1–27. <https://doi.org/10.1029/2011TC002944>
- Sillitoe, R.H., 1972. Relation of metals provinces in western America to subduction of oceanic lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 813–818. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[813:ROMPIW\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[813:ROMPIW]2.0.CO;2)
- Sloan, R.A., Jackson, J.A., Mckenzie, D., Priestley, K., 2011. Earthquake depth distributions in central Asia, and their relations with lithosphere thickness, shortening and extension. *Geophys. J. Int.* 185, 1–29. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04882.x>
- Sobel, E.R., Strecker, M.R., 2003. Uplift, exhumation and precipitation: Tectonic and climatic control of Late Cenozoic landscape evolution in the northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Basin Res.* 15, 431–451. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.2003.00214.x>
- Sobolev, S. V., Babeyko, A.Y., 2005. What drives orogeny in the Andes? *Geology* 33, 617–620. <https://doi.org/10.1130/G21557.1>
- Sobolev, S. V., Zeyen, H., Stoll, G., Werling, F., Altherr, R., Fuchs, K., 1996. Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central including effects of composition, mineral reactions, anharmonicity, anelasticity and partial melt. *Earth Planet. Sci. Lett.* 139, 147–163. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00238-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00238-8)
- Soler, S., 2015. Métodos Espectrales para la Determinación de la Profundidad del Punto de Curie y el Espesor Elástico de la Corteza Terrestre. Tesina Grado. Univ. Nac. Rosario.
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 m.y.: Implications for mountain building in the central Andean region. *J. South Am. Earth Sci.* 11, 211–215. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00012-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00012-1)
- Spector, A., Grant, F.S., 1970. Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data. *Geophysics.* <https://doi.org/10.1190/1.1440092>
- Springer, M., 1999. Interpretation of heat-flow density in the Central Andes. *Tectonophysics* 306, 377–395. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00067-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00067-0)
- Springer, M., Förster, A., 1998. Heat-flow density across the central Andean subduction zone. *Tectonophysics* 291, 123–139. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00035-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00035-3)
- Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Rev. geológica Chile* 31, 161–206.

- Strecker, M.R., Cervený, P., Bloom, A.L., Malizia, D., 1989. Late Cenozoic tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas (26°–28°S), Argentina. *Tectonics* 8, 517–534. <https://doi.org/10.1029/TC008i003p00517>
- Stüwe, K., 2007. *Geodynamics of the Lithosphere. An Introduction*, 2nd ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-71237-4>
- Swenson, J.L., Beck, S.L., Zandt, G., 2000. Crustal structure of the Altiplano from broadband regional waveform modeling: Implications for the composition of thick continental crust. *J. Geophys. Res.* 105, 607. <https://doi.org/10.1029/1999JB900327>
- Tanaka, A., Okubo, Y., Matsubayashi, O., 1999. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics* 306, 461–470. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00072-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00072-4)
- Tassara, A., Götze, H.J., Schmidt, S., Hackney, R., 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 111, B09404. <https://doi.org/10.1029/2005JB003976>
- Tassara, A., Yáñez, G., 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15–47°S). *Rev. geológica Chile* 30, 1–27. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082003000200002>
- Tatsumi, Y., 1986. Formation of volcanic front in subduction zones. *Geophys. Res. Lett.* 13, 717–720. <https://doi.org/10.1029/GL013i008p00717>
- Tesauro, M., Kaban, M.K., Cloetingh, S.A.P.L., 2013. Global model for the lithospheric strength and effective elastic thickness. *Tectonophysics* 602, 78–86. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.006>
- Tesauro, M., Kaban, M.K., Mooney, W.D., 2015. Variations of the lithospheric strength and elastic thickness in North America. *Geochemistry Geophys. Geosystems* 16, 2197–2220.
- Thebault, E., Vervelidou, F., 2015. A statistical spatial power spectrum of the Earth's lithospheric magnetic field. *Geophys. J. Int.* 201, 605–620. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu463>
- Toselli, A.J., Rossi, J.N., Rapela, C.W., 1978. El basamento metamórfico de la Sierra de Quilmes, República Argentina. *Asoc. Geológica Argentina Rev.* 33, 105–112.
- Trindade, R.I.F., D'Agrella-Filho, M.S., Epof, I., Brito Neves, B.B., 2006. Paleomagnetism of the early Cambrian Itabaiana mafic dikes, NE Brazil, and implications for the final assembly of Gondwana and its proximity to Laurentia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 244, 361–377.
- Trumbull, R.B., Riller, U., Oncken, O., Scheuber, E., Munier, K., Hongn, F., 2006. The time-

space distribution of Cenozoic arc volcanism in the southcentral Andes: A new data compilation and some tectonic implications, in: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (Eds.), *The Andes: Active Subduction Orogeny*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 29–44.

Tse, S.T., Rice, J.R., 1986. Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 91, 9452–9472.
<https://doi.org/10.1029/JB091iB09p09452>

Vanderhaeghe, O., 2012. The thermal-mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plate boundaries: A reappraisal of the orogenic cycle. *J. Geodyn.* 56–57, 124–145. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.10.004>

Vanderhaeghe, O., Medvedev, S., Fullsack, P., Beaumont, C., Jamieson, R.A., 2003. Evolution of orogenic wedges and continental plateaux: insights from crustal thermal-mechanical models overlying subducting mantle lithosphere. *Geophys. J. Int.* 153, 27–51. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01861.x>

Vaucher, A., Barruol, G., 1996. Shear-wave splitting in the Appalachians and the Pyrenees: importance of the inherited tectonic fabric of the lithosphere. *Phys. Earth Planet. Inter.* 95, 127–138. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(95\)03125-1](https://doi.org/10.1016/0031-9201(95)03125-1)

Vaucher, A., Tommasi, A., Barruol, G., 1998. Rheological heterogeneity, mechanical anisotropy and deformation of the continental lithosphere. *Tectonophysics* 296, 61–86. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00137-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00137-1)

Vilà, M., Fernández, M., Jiménez-Munt, I., 2010. Radiogenic heat production variability of some common lithological groups and its significance to lithospheric thermal modeling. *Tectonophysics* 490, 152–164. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.05.003>

Viramonte, J.G., Galliski, M.A., Araña Saavedra, V., Aparicio, A., Garcia Cacho, L., Martín Escorza, C., 1984. El finivolcanismo básico de la depresión de Arizaro, provincia de Salta. IX Congr. Geológico Argentino Actas 1 234–251.

Viramonte, J.G., Kay, S.M., Becchio, R., Escayola, M., Novitski, I., 1999. Cretaceous rift related magmatism in central-western South America. *J. South Am. Earth Sci.* 12, 109–121. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00009-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00009-7)

Von Hillebrandt, A., Bartsch, V., Bebiolka, A., Kossler, A., Kramer, W., Wilke, H.G., Wittmann, S., 2000. The paleogeographic evolution in a volcanic-arc/back-arc setting during the Mesozoic in northern Chile. *Zeitschrift für Angew. Geol.* SH1 2000 87–93.

Ward, K.M., Porter, R.C., Zandt, G., Beck, S.L., Wagner, L.S., Minaya, E., Tavera, H., 2013. Ambient noise tomography across the Central Andes. *Geophys. J. Int.* 194, 1559–1573. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt166>

Ward, K.M., Zandt, G., Beck, S.L., Christensen, D.H., McFarlin, H., 2014. Seismic imaging of

- the magmatic underpinnings beneath the Altiplano-Puna volcanic complex from the joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 404, 43–53. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.022>
- Wasilewski, P.J., Thomas, H.H., Mayhew, M.A., 1979. The Moho as a magnetic boundary. *Geophys. Res. Lett.* 6, 541–544.
- Watts, A., Lamb, S., Fairhead, J., Dewey, J., 1995. Lithospheric flexure and bending of the Central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 134, 9–21.
- Watts, A.B., 1988. Gravity anomalies, crustal structure and flexure of the lithosphere at the Baltimore Canyon Trough. *Earth Planet. Sci. Lett.* 88, 221–238. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90174-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90174-4)
- Watts, A.B., Burov, E.B., 2003. Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness 213, 113–131. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00289-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00289-9)
- Weiss, J.R., Brooks, B.A., Arrowsmith, R., Vergani, G., 2015. Spatial and temporal distribution of deformation at the front of the Andean orogenic wedge in southern Bolivia. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 120, 1909–1931. <https://doi.org/10.1002/2014JB011763>
- Weiss, P., Foex, G., 1911. Étude de l'aimantation des corps ferromagnétiques au-dessus du point de Curie. *J. Phys. Théorique Appliquée* 1, 274–287.
- Weston, J., Engdahl, E.R., Harris, J., Di Giacomo, D., Storchack, D.A., 2018. ISC-EHB: Reconstruction of a robust earthquake dataset. *Geophys. J. Int.* 214, 474–484. <https://doi.org/doi:10.1093/gji/ggy155>
- Whitman, D., Isacks, B.L., Kay, S.M., 1996. Lithospheric structure and along-strike segmentation of the Central Andean Plateau: seismic Q, magmatism, flexure, topography and tectonics. *Tectonophysics* 259, 29–40. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00130-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00130-1)
- Wigger, P.J., Schmitz, M., Araneda, M., Asch, G., Baldzuhn, S., Giese, P., Heinsohn, W.-D., Martínez, E., Ricaldi, E., Röwer, P., Viramonte, J., 1994. Variation in the Crustal Structure of the Southern Central Andes Deduced from Seismic Refraction Investigations, in: Reutter, K.-J., Scheuber, E., Wigger, P.J. (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer-Verlag, pp. 23–48.
- Wilks, K.R., Carter, N.L., 1990. Rheology of some continental lower crustal rocks. *Tectonophysics* 182, 57–77. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90342-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90342-6)
- Wölbern, I., Heit, B., Yuan, X., Asch, G., Kind, R., Viramonte, J., Tawackoli, S., Wilke, H., 2009. Receiver function images from the Moho and the slab beneath the Altiplano and Puna plateaus in the Central Andes. *Geophys. J. Int.* 177, 296–308.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.04075.x>

- Wong, I.G., Chapman, D.S., 1990. Deep intraplate earthquakes in the western United States and their relationship to lithospheric temperatures. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 80, 589–599.
- Wörner, G., Lezaun, J., Beck, A., Heber, V., Lucassen, F., Zinngrebe, E., Rössling, R., Wilke, H.G., 2000. Precambrian and early Paleozoic evolution of the Andean basement at Belen (northern Chile) and Cerro Uyarani (western Bolivia Altiplano). *J. South Am. Earth Sci.* 13, 717–737. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00056-0](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00056-0)
- Yang, Y., Liu, M., 2003. A 3-D geodynamic model of lateral crustal flow during Andean mountain building. *Geophys. Res. Lett.* 30, 2093. <https://doi.org/10.1029/2003GL018308>
- Yin, A., Harrison, M.T., 2000. Geologic Evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 28, 211–280. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.28.1.211>
- Yuan, X., Sobolev, S. V., Kind, R., 2002. Moho topography in the Central Andes and its geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 199, 389–402. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00589-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00589-7)
- Yuan, X., Sobolev, S. V., Kind, R., Oncken, O., Group, A.W., 2000. Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases. *Nature* 408, 958–961.
- Zandt, G., Ammon, C.J., 1995. Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio. *Nature* 374, 152–154.
- Zandt, G., Leidig, M., Chmielowski, J., Baumont, D., Yuan, X., 2003. Seismic detection and characterization of the Altiplano-Puna magma body, Central Andes, in: Ben-Zion, Y. (Ed.), *Seismic Motion, Lithospheric Structures, Earthquake and Volcanic Sources: The Keiiti Aki Volume*. Birkhäuser, Basel, pp. 789–807. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-8010-7_14
- Zhou, R., Schoenbohm, L.M., 2015. Late Miocene upper-crustal deformation within the interior of the southern Puna Plateau, central Andes. *Lithosphere* 7, 336–352. <https://doi.org/10.1130/L396.1>
- Zoback, M.D., Zoback, M. Lou, Mount, V.S., Suppe, J., Eaton, J.P., Healy, J.H., Oppenheimer, D., Reasenber, P., Jones, L., Raleigh, C.B., Wong, I.G., Scotti, O., Wentworth, C., 1987. New evidence on the state of stress of the San Andreas fault system. *Science* (80-). 238, 1105–1111.

The thermal and rheological state of the Central Andes and its relationship to active deformation processes

Federico Ibarra, Lic.

Univ.-Diss.

**zur Erlangung des akademischen Grades
"doctor rerum naturalium"
(Dr. rer. nat.)
in der Wissenschaftsdisziplin "Geologie"**

**eingereicht an der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
Institut für Geowissenschaften
der Universität Potsdam**

und

**Sektion 4.5 Sedimentbeckenanalyse
Deutsches GeoForschungsZentrum Potsdam**

Ort und Tag der Disputation: Potsdam, 25/03/2021

This work is licensed under CC BY-NC 4.0. This does not apply to quoted content from other authors. To view a copy of this license, visit <http://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>

BetreuerInnen: Prof. Manfred R. Strecker, PhD
Prof. Dr. Magdalena Scheck-Wenderoth

GutachterInnen: Priv. Doz. Dr. Sascha Brune
Dr. Laura Beatriz Giambiagi
Prof. Dr. Augusto Ernesto Rapalini

Declaration of Authorship

I hereby declare that this dissertation was prepared independently by the author, Federico Ibarra, without the use of any other means than the specified. All ideas derived from other sources are indicated as such. This work has been submitted only to the University of Potsdam and the University of Buenos Aires, in compliance with an individual cotutelle agreement.

Abstract

The Central Andes region in South America is characterized by a complex and heterogeneous deformation system. Recorded seismic activity and mapped neotectonic structures indicate that most of the intraplate deformation is located along the margins of the orogen, in the transitions to the foreland and the forearc. Furthermore, the actively deforming provinces of the foreland exhibit distinct deformation styles that vary along strike, as well as characteristic distributions of seismicity with depth. The style of deformation transitions from thin-skinned in the north to thick-skinned in the south, and the thickness of the seismogenic layer increases to the south. Based on geological/geophysical observations and numerical modelling, the most commonly invoked causes for the observed heterogeneity are the variations in sediment thickness and composition, the presence of inherited structures, and changes in the dip of the subducting Nazca plate. However, there are still no comprehensive investigations on the relationship between the lithospheric composition of the Central Andes, its rheological state and the observed deformation processes. The central aim of this dissertation is therefore to explore the link between the nature of the lithosphere in the region and the location of active deformation. The study of the lithospheric composition by means of independent-data integration establishes a strong base to assess the thermal and rheological state of the Central Andes and its adjacent lowlands, which alternatively provide new foundations to understand the complex deformation of the region. In this line, the general workflow of the dissertation consists in the construction of a 3D data-derived and gravity-constrained density model of the Central Andean lithosphere, followed by the simulation of the steady-state conductive thermal field and the calculation of strength distribution. Additionally, the dynamic response of the orogen-foreland system to intraplate compression is evaluated by means of 3D geodynamic modelling.

The results of the modelling approach suggest that the inherited heterogeneous composition of the lithosphere controls the present-day thermal and rheological state of the Central Andes, which in turn influence the location and depth of active deformation processes. Most of the seismic activity and neo-tectonic structures are spatially correlated to regions of modelled high strength gradients, in the transition from the felsic, hot and weak orogenic lithosphere to the more mafic, cooler and stronger lithosphere beneath the forearc and the foreland. Moreover, the results of the dynamic simulation show a strong localization of deviatoric strain rate second invariants in the same region suggesting that shortening is accommodated at the transition zones between weak and strong domains. The vertical distribution of seismic activity appears to be influenced by the rheological state of the lithosphere as well. The depth at which the frequency distribution of hypocenters starts to decrease in the different morphotectonic units correlates with the position of the modelled brittle-ductile transitions; accordingly, a fraction of the seismic activity is located within the ductile part of the crust. An exhaustive analysis shows that practically all the seismicity in the region is restricted above the 600°C isotherm, in coincidence with the upper temperature limit for brittle behavior of olivine. Therefore, the occurrence of earthquakes below the modelled brittle-ductile could be explained by the presence of strong residual mafic rocks from past tectonic events. Another potential cause of deep earthquakes is the existence of inherited shear zones in which brittle behavior is favored through a decrease in the friction coefficient. This hypothesis is particularly suitable for the broken foreland provinces of the Santa Barbara System and the Pampean Ranges, where geological studies indicate successive reactivation of structures through time. Particularly in the Santa Barbara System, the results indicate that both mafic rocks and a reduction in friction are required to account for the observed deep seismic events.

Zusammenfassung

Die südamerikanischen Zentralanden zeichnen sich durch eine komplexe und heterogene Deformationsstruktur aus. Erdbebenaufzeichnungen und geologisch-tektonische Kartierungen zeigen, dass innerhalb der Südamerikanischen Platte die Hauptdeformation entlang beider Gebirgsränder stattfindet. Zusätzlich variiert die Art der aktiven Deformation und die Tiefenverteilung von Erdbeben im östlichen Vorland von Nord nach Süd. Dabei erstreckt sich das Auftreten von Erdbeben, auch seismogene Zone genannt, über einen zunehmend größeren Tiefenbereich. Die tektonische Deformation schließt ebenso, nach Süden hin zunehmend, größere Tiefenbereiche der Erdkruste mit ein. Erklärungen dieses Verhaltens auf der Grundlage von geologisch-geophysikalischen Untersuchungen sowie von numerischen Modellen legten bisher nahe, dass die Unterschiede der Sedimentmächtigkeiten, das Vorhandensein ererbter tektonischer Strukturen und die Variation des Eintauchwinkels der unter Südamerika abtauschenden Nazca-platte als Gründe dafür in Frage kommen. Allerdings gab es bislang keine Untersuchungen dazu, welche Rolle die lokale Zusammensetzung der Lithosphäre sowie ihr Fließverhalten dabei spielen. Das Hauptziel dieser Dissertation ist daher, den Zusammenhang zwischen Lithosphäreneigenschaften in der Region und dem Auftreten gewisser Deformationstypen an der Erdoberfläche zu untersuchen. Die Zuhilfenahme voneinander unabhängiger, geophysikalischer Beobachtungsparameter ermöglicht eine Beurteilung des thermischen und rheologischen Zustands der Zentralanden und angrenzender Vorlandgebiete, und damit eine bessere Einschätzung der komplexen Deformation. Der Workflow dieser Dissertation startet zunächst mit der Erstellung eines 3D-Dichtemodells auf der Grundlage von geologischen und seismologischen Beobachtungen, das zusätzlich mit Schweredaten untermauert wird. Dies ermöglicht die Simulation der räumlichen variierenden, stationären Wärmeleitung in der Lithosphäre und die Berechnung der mechanischen Stabilität. Schlussendlich werden diese Erkenntnisse in ein dreidimensionales geodynamisches Modell übertragen, welches Aufschluss über die Kompressionsdeformation zwischen dem Gebirge und dessen Vorland Auskunft gibt.

Die Modellergebnisse zeigen, dass die ungleichmäßige Zusammensetzung der Lithosphäre der Schlüssel für den heute beobachtbaren thermischen und rheologischen Zustand der Zentralanden ist und damit auch der wichtigste Faktor zur Erklärung der räumlichen Variation und Tiefenverteilung aktiver Deformationsprozesse. Die meisten Erdbeben und neotektonischen Strukturen sind in Bereichen zu finden, für die der stärkste Festigkeitskontrast modelliert wurde. Dies betrifft den Übergang von felsischer, heißer und daher weicher Gebirgslithosphäre des Hauptkamms zu der eher mafischen, kalten und festeren Lithosphäre des Vorlands. Außerdem ergab die dynamische Simulation eine räumliche Zentrierung der zweiten Invariante der Rate des deviatorischen Spannungstensors in der gleichen Region. Damit kann davon ausgegangen werden, dass die stärkste Stauchung genau in diesem Übergang zwischen weichem und festem Material abläuft. Die Erdbebenverteilung in der Vertikalen scheint ebenso vom rheologischen Zustand der Lithosphäre abzuhängen. Für die verschiedenen morphotektonischen Provinzen korreliert die Tiefe, ab der die Erdbebenhäufigkeit abnimmt, jeweils mit der Lage der Übergangszone zwischen Spröbruchdeformation und duktiler Verformung. Dadurch tritt ein Teil der Erdbeben im duktil verformten Bereich der Erdkruste auf. Weitere Untersuchungen zeigen, dass praktisch die gesamte Seismizität oberhalb der 600°C Isotherme abläuft, welche das obere Temperaturlimit für das Spröbruchverhalten von Olivin darstellt. Daher kann das Auftreten von Erdbeben unterhalb der modellierten Übergangszone von Spröbruch zu duktiler Deformation mit dem Vorhandensein von mafischen Gesteinsanteilen erklärt werden, welche als Überbleibsel aus vorangegangenen tektonischen Ereignissen installiert wurden. Eine weitere mögliche Erklärung für solche tiefen Erdbeben ist die Existenz von internen Scherzonen, entlang welcher Spröbruchdeformation durch Herabsetzen des Reibungswiderstandes erleichtert wird. Diese Hypothese lässt sich insbesondere im Santa Barbara System und den Sierras Pampeanas anwenden, da geologische Studien bereits die sukzessive Reaktivierung von Strukturen über einen längeren Zeitraum identifizierten. Insbesondere für das Santa Barbara System zeigen die hier vorgestellten Ergebnisse, dass beide Faktoren, mafische Gesteinsanteile und die Reduzierung des Reibungswiderstandes, nötig sind, um das Auftreten der zu beobachtenden größeren Erdbebentiefe zu erklären.

Contents

Abstract	v
Zusammenfassung	vii
Contents	ix
List of Figures	xiii
List of Tables	xv
Chapter 1. Introduction	1
1.1. Research topic and scientific questions	1
1.2. Workflow and structure of the dissertation	5
Chapter 2. Geologic setting	7
2.1. Tectonic evolution.....	10
2.2. Andean compression	13
Chapter 3. Three-dimensional density model of the Central Andean lithosphere	17
3.1. Introduction	17
3.2. Methods and data.....	20
3.2.1. Initial model geometry	21
3.2.2. Constraints on crustal densities	23
3.2.3. Constraints on mantle density	27
3.2.4. Gravity modelling	27
3.3. Results	30
3.4. Discussion.....	36
3.5. Summary and conclusions.....	39

Chapter 4. Thermal state of the Central Andean lithosphere.....	41
4.1. Introduction.....	41
4.2. Methods and data.....	45
4.2.1. Modelling of the steady-state conductive thermal field	45
4.2.2. Calculation of depth to the bottom of the magnetic layer.....	48
4.2.3. Calculation of surface heat-flow from the bottom of the magnetic layer	52
4.3. Results	53
4.3.1. 3D steady-state conductive thermal field.....	53
4.3.2. Depth to the Curie isotherm and associated surface heat-flow.....	56
4.4. Discussion.....	58
4.4.1. Validation of the 3D thermal field.....	58
4.4.2. The role of the crust.....	62
4.4.3. Depth to the bottom of the magnetic layer and thermal field.....	63
4.5. Summary and conclusions.....	65
Chapter 5. Rheological state of the Central Andean lithosphere.....	67
5.1. Introduction.....	67
5.2. Methods and data.....	72
5.2.1. Rheological modelling of strength distribution	72
5.2.2. Forward modelling of the effective elastic thickness	75
5.2.3. Determination of the effective elastic thickness from strength distribution	76
5.2.4. Geodynamic modelling of the orogen-foreland system	77
5.3. Results	80
5.3.1. Rheological model of strength distribution	80
5.3.2. Effective elastic thickness	83
5.2.3. Geodynamic model of the orogen-foreland system.....	84

5.4. Discussion.....	86
5.5. Summary and conclusions.....	93
Chapter 6. Discussion. The thermo-rheological state of the Central Andes and its relationship to seismicity and active deformation.....	95
Chapter 7. Conclusions.....	107
Appendix A.....	1079
Appendix B.....	10711
Appendix C.....	10713
Appendix D.....	10715
Acknowledgements.....	119
Bibliography.....	121

List of Figures

Figure 2.1: Map of the Central Andes and adjacent lowlands showing the distribution of recent to present volcanic activity and the major geophysical anomalies.....	8
Figure 2.2: Distribution of morphotectonic units throughout the modelling region	9
Figure 2.3: Models of terrane accretion and location of terrane boundaries	11
Figure 2.4: Map of the internally-drained Altiplano-Puna plateau region showing the distribution of crustal hypocenters and neotectonic structures	15
Figure 2.5: Distribution of focal mechanisms of crustal earthquakes throughout the modelling region.....	16
Figure 3.1: Map of the Central Andes showing the location of some of the seismic and magnetotelluric studies used to define the initial geometry of the density model	19
Figure 3.2: Map of the modelling region displaying the boundaries between the different model domains.....	22
Figure 3.3: Maps of observed, calculated, and residual gravity anomalies.	28
Figure 3.4: Thickness maps for the upper-middle crust and the lower crust	31
Figure 3.5: 2D vertical cross-sections cutting through the density model	33
Figure 3.6: Map of the average density of the continental crystalline crust	34
Figure 3.7: 2D depth slices of density distribution in the mantle	35
Figure 4.1: Distribution of measured surface heat-flow data throughout the modelling region.....	42
Figure 4.2: 3D density model showing the different domains within the crust	46
Figure 4.3: Temperature distribution in the upper and lower boundary conditions	48
Figure 4.4: Magnetic anomaly of the Altiplano-Puna plateau	51

Figure 4.5: Depth slices of the thermal model below the surface	55
Figure 4.6: Map of modelled surface heat-flow	56
Figure 4.7: Map of depth to the Curie isotherm and calculated surface heat-flow	57
Figure 4.8: Plot of modelled temperature against bottom-hole temperature measurements.....	61
Figure 5.1: General scheme of yield strength envelope construction	780
Figure 5.2: Scheme of the elastic thin plate model applied to the continental lithosphere.....	782
Figure 5.3: Initial setup of the geodynamic model.....	78
Figure 5.4: Maps of integrated lithospheric strength, integrated crustal strength, and ratio of crustal strength to total lithosphere strength.....	81
Figure 5.5: Yield strength envelopes for the Subandean Ranges, the Santa Barbara System, the Pampean Ranges, the Puna, and the Atacama Block.....	82
Figure 5.6: Effective elastic thickness maps calculated from the strength distribution and the spectral analysis of flexure.....	84
Figure 5.7: Distribution of second invariants of the deviatoric strain rate after 3.3 km shortening in top view of the 3D model, and cross-sections cutting through the Altiplano-Subandean Ranges and the Puna-Santa Barbara System.....	85
Figure 5.8: Map of total horizontal gradient of the modelled integrated lithospheric strength for the orogen-foreland system showing the location of the highest modelled second invariants of the deviatoric strain rate near the surface of the geodynamic model	89
Figure 6.1: Horizontal gradient of the integrated lithospheric strength with the location of active faults and epicenters of crustal seismic events.....	97
Figure 6.2: 3D vertical slice of the density model between 24°S and 25°S showing the 300°C and 600°C modelled isotherms, the integrated strength of the lithosphere, and the hypocenters	99

Figure 6.3: Modelled depth to the 600°C isotherm together with the distribution of hypocenters in the Central Andes	101
Figure 6.4: Depth-frequency distribution of hypocenters in the Puna, the Santa Barbara System, and the Pampean Ranges.....	102
Figure 6.5: Yield strength envelopes for the Santa Barbara System and the Pampean Ranges considering a reduction in the friction coefficient within the crust from 0.75 to 0.2.....	105
Figure B.1: Synthetic yield strength envelopes for the different rock-type rheology	111
Figure D.1: Integrated lithospheric strength with a mafic granulite, a felsic granulite, and a diabase rock-type rheology in the lower crust of the Eastern Domain	116
Figure D.2: Yield strength envelopes for the Subandean Ranges, the Santa Barbara System, and the Pampean Ranges with mafic granulite, felsic granulite, and diabase rock-type rheology for the lower crust in the Eastern Domain	116

List of Tables

Table 3.I: Prevailing lithology, P-wave velocity and bulk density of the modelled units.	24
Table 4.I: Thermal properties of the model units.	47
Table 5.I: Rheological properties of the model units.	74
Table 5.II: Mechanical properties of the sediments and mantle used in the geodynamic model	79
Table D.I: Rock properties for the lower crust in the Eastern Domain	115

Chapter 1. Introduction

In this section, the topic and primary aim of the dissertation are introduced. A short review of the state of the art of the research topic is first presented, together with the scientific questions that arise and are addressed in this dissertation. Then, the general workflow and organizational structure of the dissertation are briefly described.

1.1. Research topic and scientific questions

Large orogenic belts influence not only the local and far-field stress state of the lithosphere, but also magmatic and resource-generating processes, erosion, sedimentation, seismicity, the climate, and many other geological and atmospheric phenomena (e.g., Barazangi and Isacks, 1976; Masek et al., 1994; Molnar et al., 1993; Molnar and Tapponnier, 1975; Oncken et al., 2006; Richter et al., 1992; Royden, 1996; Ruddiman et al., 1997; Sillitoe, 1972; Yin and Harrison, 2000). The synergies between many of the associated processes, but also the role of lithospheric-scale heterogeneities, inherited from paleo-tectonic processes and reactivated under present-day stress-field conditions, are pivotal for the evolution of orogens (e.g., Butler et al., 2006; Kley et al., 1999; Marshak et al., 2003; Vauchez et al., 1998; Vauchez and Barruol, 1996). In this regard, the study of the physical state of the lithosphere is essential, since composition and temperature control the rheology of mountain belts, and consequently their deformation and the development of topography and surface processes.

The thermal evolution of orogens has been widely investigated from the perspective of metamorphic history and thermo-mechanical modelling. Currie and Hyndman (2006) have shown that, particularly in subduction zone backarcs, the orogenic lithospheres are hot despite the cooling effect of the subducting plates. Hyndman et al. (2005) suggested in their review of mobile belts and orogenic heat that such elevated temperatures are a major factor in mountain building processes because of their weakening effect on the lithosphere. With respects to the heat sources, some authors suggested that shallow

asthenosphere convection is responsible for the observed elevated geotherms beneath orogens (i.e. incoming heat-flow from the mantle), ignoring any residual heat and radiogenic heat production (e.g., Hyndman et al., 2005; Platt and England, 1994). However, other authors stressed that, for particular scenarios, the internal crustal heat sources, such as radioactive decay and viscous dissipation, are the dominant heat sources accounting for the elevated geotherms (e.g., Huerta et al., 1998; Sandiford and McLaren, 2002). In this line, Vanderhaeghe et al. (2003) have shown by means of 2D thermo-mechanical modelling that a thickened felsic crust can produce a significant temperature increment after 10-20 m.y. of incubation.

Although temperature is undoubtedly an important parameter because it controls ductile creep in rocks, their compositions as well as the state of crust-mantle coupling are also significant factors affecting the strength of the lithosphere (e.g., Burov et al., 1998; Burov, 2010; Burov and Watts, 2006; Ranalli, 2003, 1997; Ranalli and Adams, 2013). Furthermore, taking into consideration that the radiogenic heat production of rocks strongly depends on composition (e.g., Hasterok and Webb, 2017; Vilà et al., 2010), the latter has a double impact on lithospheric strength because it determines the contribution of radiogenic heat to the heat budget.

The first rheological models of the lithosphere have explored the distribution of strength with depth in synthetic 1D vertical profiles (known as yield strength envelopes or YSEs) for reference geotherms, rock compositions and lithospheric structures (e.g., Goetze and Evans, 1979; Kirby, 1983; Ranalli and Murphy, 1987). The two main models of possible rheological profiles for the lithosphere that have been published are known as the *jelly sandwich* model and the *crème brûlée* model; the former is characterized by the presence of a weak lower crust between a strong upper crust and a strong lithospheric mantle, while the latter consists of a strong upper crust with a weak lower crust and a weak lithospheric mantle (e.g., Burov and Watts, 2006; Jackson, 2002).

There has been debate over recent decades regarding the rheological stratification of the lithosphere and its correlation with the thickness of the seismogenic layer (T_s). On the basis of seismic observations and thermo-mechanical models, different authors have questioned the applicability of the *jelly sandwich* and *crème brûlée* models, suggesting that only one or the other are valid physical representations of the lithosphere (e.g., Burov, 2010; Jackson, 2002). Comparative analyses of intraplate seismicity and rheological stratification have revealed a correlation between frequency-depth distributions of earthquakes and lithospheric strength profiles, with peak seismicity occurring close to brittle-ductile transitions and cut-off depths of 10-20 km in most regions (e.g., Doser and Kanamori, 1986; Ito, 1990). However, the occurrence of intermediate to deep crustal earthquakes beneath the brittle-ductile transition in some regions has cast doubt over this correlation, leading some authors to propose variations in slip behavior with depth and different mechanisms for seismogenesis (e.g., Deichmann, 1992; Hobbs et al., 1986; Lamontagne and Ranalli, 1996; Petley-Ragan et al., 2019; Prieto et al., 2017; Scholz, 1988; Tse and Rice, 1986).

The lack of consensus suggests that there is no unique rheological profile for the lithosphere and that its relationship to T_s is not always straightforward. This means that each region needs to be investigated separately in order to understand its past and present deformation processes. The Central Andes region in South America is a particularly interesting area in which to explore the different hypotheses regarding the relationship between lithospheric strength and T_s because of its complex and heterogeneous orogenic system with variable deformation styles along and across strike, as well as different magmatic and sedimentary records, and inherited anisotropies (e.g., Allmendinger et al., 1997; Ramos, 1999).

Research into crustal seismicity and neotectonic structures in the Central Andes has shown that most of the recent activity has been concentrated along the margins of the orogen and that the different morphotectonic units exhibit distinct deformation styles (projects PUDEL, PUNA '97, PISCO '94 and ANCORP '96; e.g., Allmendinger et al., 1997;

Graeber, 1997; Heit et al., 2007b; Mulcahy et al., 2014; Rietbrock et al., 1997; Schurr et al., 1999; Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas, 2008). Uppermost controls (e.g. sedimentary thickness and composition, inherited structures) and slab geometry have been generally invoked to explain the observed deformation patterns and styles (e.g., Kley and Monaldi, 2002; Ramos et al., 2002), however, it is well known that the more deep-seated spatiotemporal distribution of lithospheric rheological properties and temperatures have an effect on tectonic deformation (e.g., Lowe and Ranalli, 1993; Mareschal, 1994; Moisisio and Kaikkonen, 2015; Ranalli, 1997). Since these parameters are directly related to rock composition and lithosphere thickness, a model of the configuration of the lithosphere beneath the Central Andes is required to better understand the regional variations in deformation. Although a large variety of models have been used previously to investigate the structures, seismicity, thermal field and lithospheric composition of the region (e.g., Babeyko et al., 2006, 2002; Eichelberger et al., 2015; Gerbault et al., 2003; Hindle et al., 2005; Metcalf and Kapp, 2015; Mulcahy et al., 2014; Ouimet and Cook, 2010; Prezzi et al., 2009; Salomon, 2018; Tassara et al., 2006; Yang and Liu, 2003), none have fully investigated rheology and thermal field as a function of lithology distribution, nor analyzed their relationships with active deformation processes.

In this dissertation, the thermal and rheological state of the Central Andes is therefore investigated by means of cumulative three-dimensional data-derived models of the lithospheric density configuration, the steady-state conductive thermal field, and the strength distribution. These models provide a base to address the first scientific question, which is how the lithospheric structure and composition shape the temperature and strength distribution in the region. Furthermore, the heterogeneous distribution of seismicity and neotectonic structures is analyzed in light of the modelling results to tackle the second scientific question: do the regional variations in the structure, temperature and rheology of the lithosphere exert any control on the observed active deformation processes.

1.2. Workflow and structure of the dissertation

The core workflow of the dissertation consists in the construction of a 3D data-derived density model of the Central Andes constrained by forward modelling of the Bouguer anomaly, the calculation of the 3D steady-state conductive thermal field, the computation of the 3D strength distribution in the lithosphere, and the analysis of active deformation processes in light of the modelling results. A general geologic framework is first presented in Chapter 2 to introduce to the reader the most important characteristics and tectonic events of the region, necessary to understand the results.

The construction of the density model is the central part of the workflow because the thermal and rheological models build upon it, after parametrization of thermal and rheological properties. A published density model together with a number of geological, geochemical, and geophysical studies were used to construct the density model presented in this dissertation. The most challenging task was to reconcile all the different datasets and establish a criterion to divide the model in units; a detailed description of the modelling procedure is presented in Chapter 3. The resulting lithospheric density configuration is analyzed from the perspective of tectonic evolution.

The parametrization of thermal properties and the calculation of the thermal field are described in Chapter 4. Given the controversy of steady-state simulations of the thermal field for tectonically active regions, the results are extensively discussed and compared to surface heat-flow and temperature data. In addition, an independent insight into the thermal field is computed from the spectral analysis of magnetic anomalies, which provides the depth to the bottom of the magnetic layer, interpreted here as the Curie isotherm.

Moving forward, the rheological state of the region is tackled in Chapter 5. The strength distribution calculated after the parametrization of rheological properties is presented as integrated strength maps and yield strength envelopes to examine lateral and vertical heterogeneities. In order to explore the link between strength profiles of the

lithosphere and effective elastic thickness, the latter is calculated from the strength distribution and the spectral analysis of flexure. Furthermore, the dynamic behavior of the orogen-foreland system in the model is analyzed by means of geodynamic modelling.

Finally, the modelling results are integrated in Chapter 6 to address the relation between the thermal and rheological state of the Central Andes and its active deformation processes. To that end, the distributions of seismicity and neotectonic structures are compiled from global and local datasets and compared against the configuration of temperature and strength throughout the model. The general conclusions of the dissertation are presented in Chapter 7.

Chapter 2. Geologic setting

The region of the Central Andes is part of a subduction-related orogen on the western margin of the South American plate (Figure 2.1). Subduction has been almost continuous since the early Paleozoic, with the region being subjected to alternating periods of compression and extension (e.g., Bock et al., 2000; Coira et al., 2009; Maloney et al., 2013; Ramos, 2010, 2009). The compressive Andean tectonic processes that have resulted in the present-day morphotectonic provinces did not start until the Middle Cretaceous (e.g., Amilibia et al., 2008; Bascuñán et al., 2016; Rossel et al., 2013). The interaction of this latest orogenic pulse, which became prominent during the Cenozoic, with inherited lithospheric structures from former deformation cycles, both compressive and extensional, has produced the complex present-day configuration.

The Central Andes region modelled in this dissertation consist of (from west to east) forearc, volcanic arc, and backarc areas, which are in turn sub-divided into different morphotectonic provinces on the basis of their tectonic evolution (Jordan et al., 1983; Ramos, 1999). The forearc comprises the Coastal Cordillera, the Longitudinal Valley and the Chilean Precordillera, and the volcanic arc is represented by the Western Cordillera. The backarc includes the Andean Plateau (Altiplano-Puna Plateau), the Eastern Cordillera, the Subandean fold-and-thrust belt, the broken-foreland provinces of the compressionally inverted Santa Barbara System and the basement blocks of the Pampean Ranges, and the undeformed Chaco-Parana foreland basin (Figure 2.2).

The Altiplano-Puna plateau is one of the most remarkable features of the Central Andes. It is the largest plateau developed in a subduction system and the second largest in the world after Tibet (Allmendinger et al., 1997; Lamb, 2000), spanning ~2000 km and ~300 km in N-S and W-E directions, respectively, and with an average elevation of 3700 m (Figure 2.1). At the latitudes of the plateau, approximately 15°S to 28°S, the Nazca plate subducts steeply beneath the South American plate with an average angle of 30°, whereas to the north and south, the plateau is bounded by two flat subduction segments (Isacks, 1988; Jordan et al., 1983).

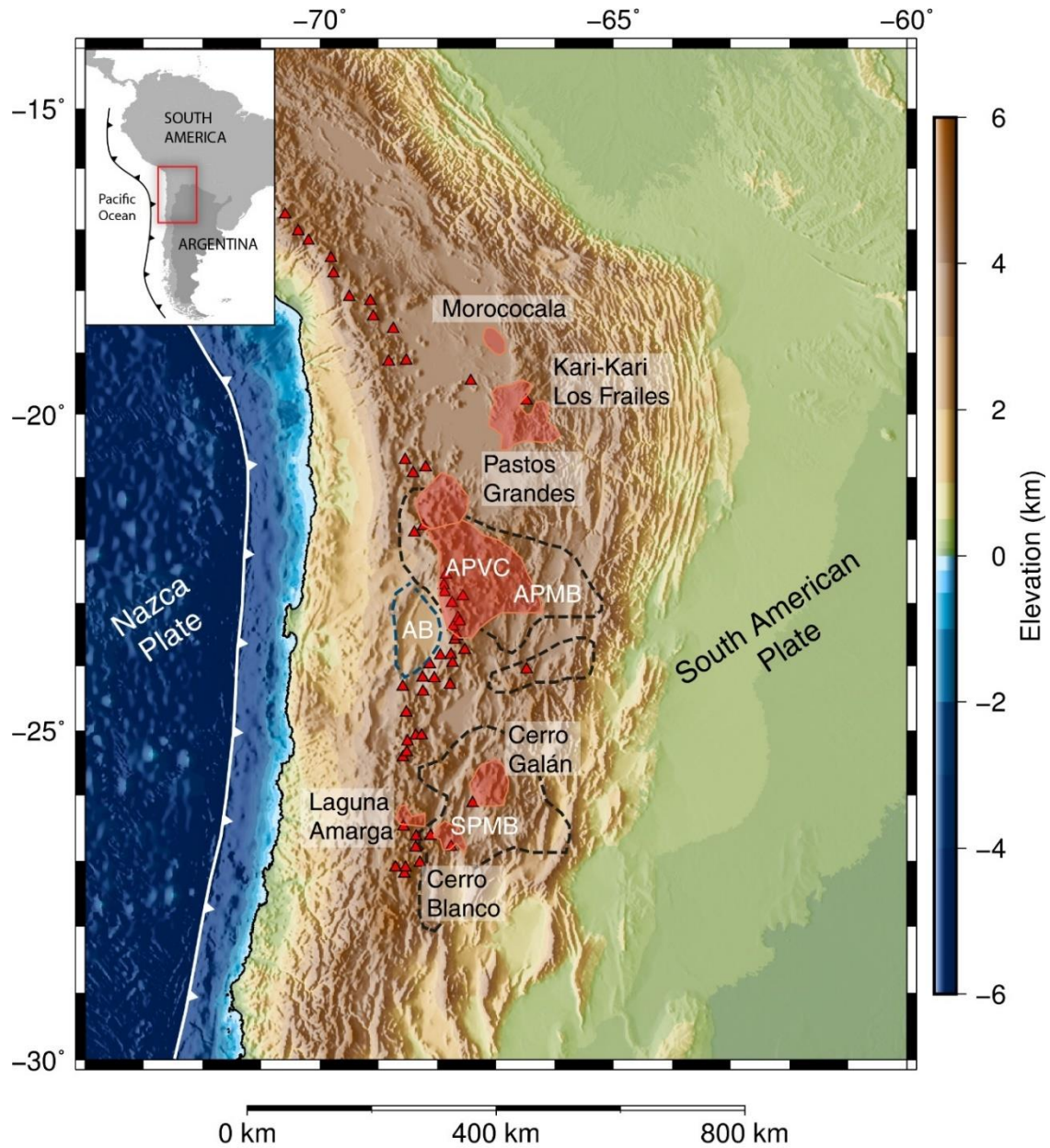


Figure 2.1: Elevation map of the Central Andes and adjacent lowlands showing the distribution of active volcanoes (red triangles – from the Global-Volcanism-Program, 2013), large calderas and volcanic provinces (red patches – compiled from Burns et al., 2015; Guzmán et al., 2014; Kay et al., 2010), regions with anomalous low crustal velocity and resistivity (dashed black lines – compiled from Beck et al., 2015; Bianchi et al., 2013), and a region with high seismic velocity (dashed blue line – after Schurr and Rietbrock, 2004). APVC: Altiplano-Puna Volcanic Complex; APMB: Altiplano-Puna Magma Body; SPMB: Southern Puna Magma Body; AB: Atacama Block.

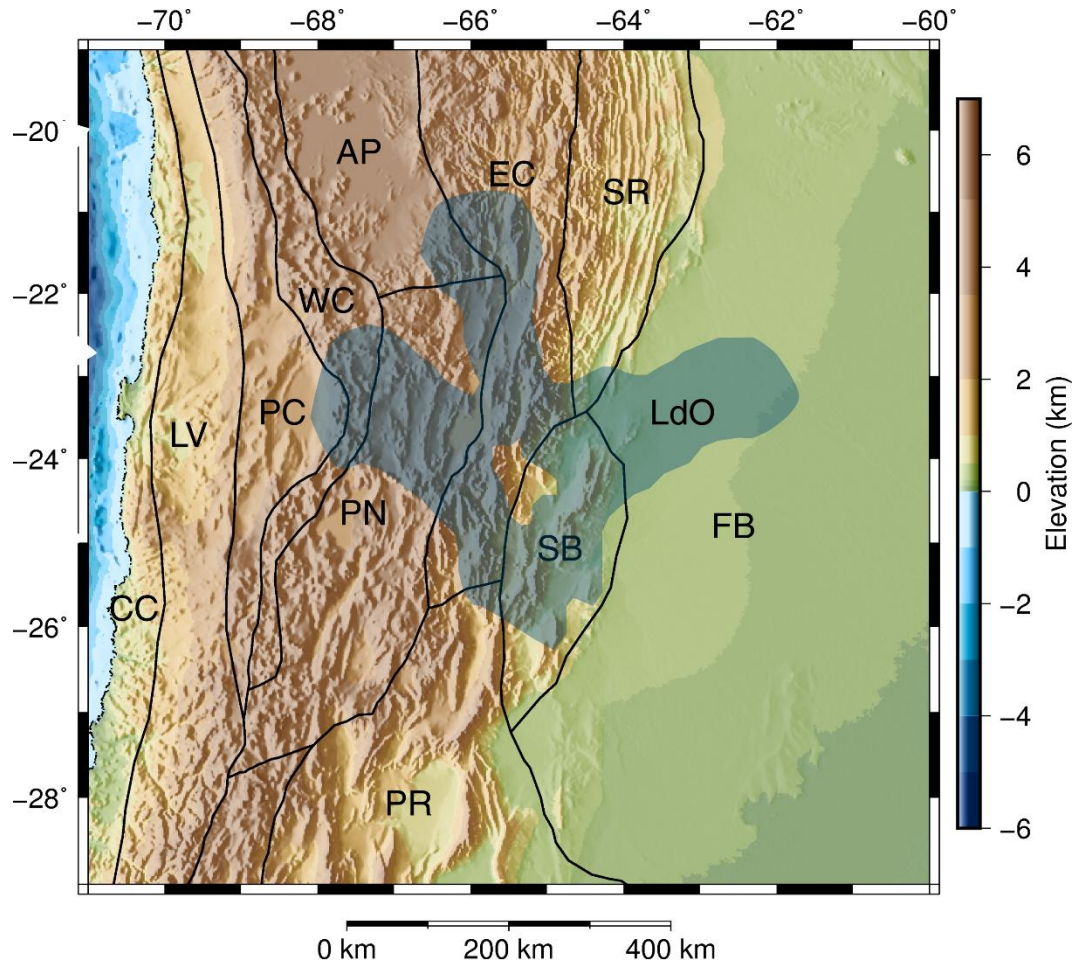


Figure 2.2: Elevation map of the modelled region, showing the boundaries between morphotectonic units (solid black lines – compiled from Jordan et al., 1983, and Ramos 1999) and the main Upper Cretaceous extensional depocenters (blue patch - after Reutter et al., 2006). CC: Coastal Cordillera; LV: Longitudinal Valley; PC: Chilean Precordillera; WC: Western Cordillera; AP: Altiplano; PN: Puna; EC: Eastern Cordillera; SR: Subandean Ranges; SB: Santa Barbara System; PR: Pampean Ranges; FB: Chaco-Paraná foreland basin; LdO: Lomas de Olmedo sub-basin.

2.1. Tectonic evolution

The main tectonic events that have shaped the basement configuration and the Cenozoic deformation characteristics of the Central Andes have been established in several studies, however, reconstruction of the Paleozoic and earlier evolution is problematic due to the scarcity of outcrops (Casquet et al., 2012; DeCelles et al., 2015; Franz et al., 2006; Kay et al., 1994; Ramos, 2008; Riller et al., 2001a; Rossel et al., 2013; Strecker et al., 1989). The assemblage of crustal domains took place in the Neoproterozoic-Cambrian during the last stage of formation of Gondwana; the basement remnants of the Pampean orogeny and the metasedimentary Puncoviscana Formation are records of this construction period (Escayola et al., 2011; Rapela et al., 2007; Trindade et al., 2006). Two end-member models of accretion stand out among the literature, the Pampia-Arequipa-Antofalla model (e.g., Ramos, 2008; Ramos et al., 2010; Figure 2.3, a & b) and the MARA craton model (Casquet et al., 2012; Figure 2.3, c & d). The relevance of the different hypothesis of accretion lies on the present-day distribution of terrane boundaries that could act as weak zones for the emplacement of deformation.

The Early Paleozoic was an orogenic period characterized by extensive regional metamorphism and magmatism. Metamorphic rocks from this period are compositionally uniform, with the prevailing rock types being felsic gneisses and migmatites (e.g., Lucassen et al., 2001, 2000). The magmatic rocks are associated with high-T metamorphism and are dominated by granitoid intrusions that show important involvement of crustal material or directly correspond to crustal melts (e.g., Pankhurst et al., 2000; Pankhurst and Rapela, 1998). Considering the generally felsic composition of the rocks, their geochemical signature, and the areal distribution of the outcrops some authors have proposed the existence of a large orogen, analogous to the present-day Central Andes and its plateau; discussion remains whether the orogen was the result of collision or mere subduction (e.g., Lucassen and Franz, 2005; Franz et al., 2006; Ramos, 2008).

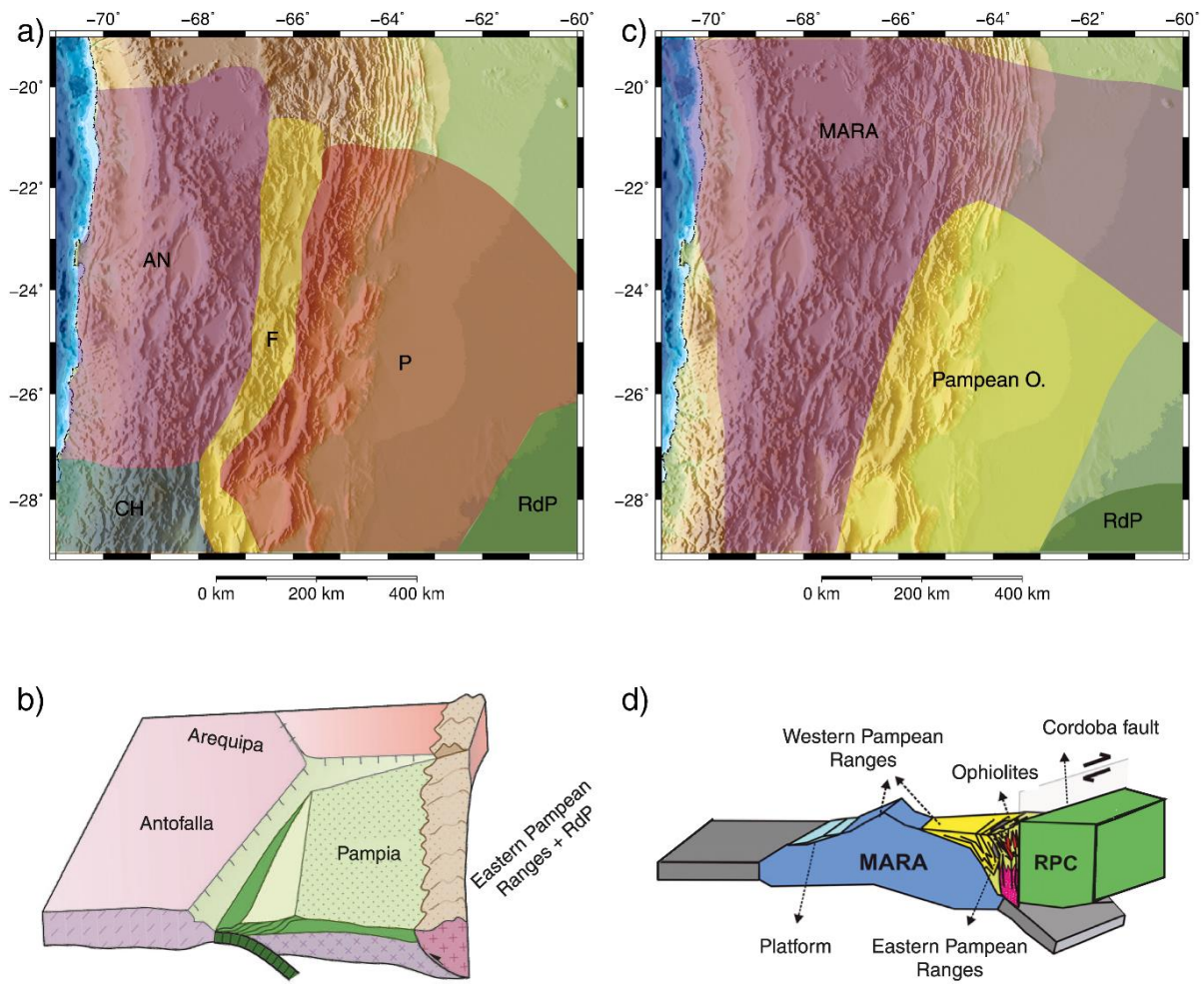


Figure 2.3: (a) Terrane distribution (after Rapalini, 2005) corresponding to the model of accretion of Arequipa-Antofalla shown in (b) (modified from Ramos, 2008). (c) Terrane distribution (after Casquet et al., 2012) corresponding to the model of accretion of MARA shown in (d) (modified from Rapela et al., 2017). AN: Antofalla; P: Pampia; CH: Chilenia; F: Famatina magmatic belt; RdP: Rio de la Plata cratón; Pampean O.: Pampean orogen metasediments.

The Andean Cycle started in the Late Triassic-Early Jurassic, marked by a drastic change in the subduction regime and magmatism. The onset of extension in the arc and backarc was accompanied by widespread and voluminous mantle-derived magmatic activity from the Jurassic to the Early Cretaceous, represented by the mafic rocks in the volcanic La Negra Formation and the coastal batholith (Lucassen et al., 2002; Rossel et al., 2013). As the South American plate increased its velocity towards the trench, compression and subduction erosion took place; subsequently, the volcanic arc migrated progressively eastward from the Late Cretaceous onwards, reaching its present position in the Western Cordillera by the Oligocene (e.g., Franz et al., 2006; Maloney et al., 2013; Schellart, 2017; Scheuber and Reutter, 1992; Figures 2.1 and 2.2).

Coetaneous with the onset of volcanic arc migration and compression in the west, the backarc between 21°S and 26°S experienced an extensional period in the Late Cretaceous-Paleocene (known as Salta Rift), with prevailing N-S trend except for its eastern W-E striking branch (Lomas de Olmedo; Figure 2.2) (e.g., Marquillas and Salfity, 1988). The sedimentary records of the rift system show that it extended throughout northwestern Argentina towards the Chilean Precordillera, along four main depocenters (Tres Cruces, Metán-Alemania, Lomas de Olmedo, and Say) (e.g., Marquillas et al., 2005; Viramonte et al., 1999). Late Cretaceous basaltic rocks with alkaline affinity containing upper mantle and lower crustal xenoliths are found within the rift deposits, constraining the age of the basin and providing information on its origin (Lucassen et al., 2005, 1999).

From the Oligocene to present, volcanism has concentrated in the Western Cordillera and Altiplano-Puna plateau (e.g., Trumbull et al., 2006). Distribution of magmatism suggests that during the Oligocene-Miocene the slab shallowed and steepened back to its present position progressively from north to south, triggering asthenospheric upwelling and lithosphere delamination (Drew et al., 2009; Kay et al., 2010). Throughout the plateau there are volcanic rocks with arc affinity and Oligocene-Miocene age, large ignimbritic caldera deposits with major crustal contribution and Late Miocene to recent ages, and isolated, volumetrically small, mantle-derived basaltic

volcanics with Late Oligocene to Quaternary ages (Guzmán et al., 2014; Kay et al., 1994; Figure 2.1). The most important ignimbrite “flare-up” produced a major volcanic province, the Altiplano-Puna Volcanic Complex (APVC; de Silva, 1989; Figure 2.1). In association with these deposits, two pronounced low-velocity anomalies have been detected within the crust, interpreted to represent regions that are undergoing metamorphism and partial melting, the Altiplano-Puna Magma Body (APMB; Yuan et al., 2000; Figure 2.2) and the Southern Puna Magma Body (SPMB; Bianchi et al., 2013; Figure 2.2).

2.2. Andean compression

The first compressional stages in the construction of the present-day Andes date back to the Cretaceous (e.g., Bascuñán et al., 2016), in coincidence with the initiation of arc migration. However, the main stages of Andean compression began at ~40 Ma, affecting the entire region of the present-day Andean plateau (e.g., Henriquez et al., 2020; Lamb, 2015; Quade et al., 2015). North of 22°S, the Altiplano was structured between ~30-10 Ma by thin-skinned fold and thrust belts propagating from the Western Cordillera and the Eastern Cordillera; whilst deformation in the Puna started at ~20 Ma and is still active (e.g., Coutand et al., 2001; Elger et al., 2005; McQuarrie et al., 2005; Oncken et al., 2006; Schoenbohm and Strecker, 2009). Strike-slip and compressive fault systems have broken up the region into contractional “basins and ranges” with rhomb-shape geometry (Allmendinger et al., 1997).

The onset and style of deformation along the foreland are heterogeneous as well. The Subandean Ranges are a thin-skinned fold and thrust belt detached from the Paleozoic section of the stratigraphic column, with eastward-younging piggy-back basins and a decollement propagating further east, that started to form at ~15-10 Ma (Dunn et al., 1995; Lamb, 2015; McQuarrie, 2002; Mingramm et al., 1979). In contrast, deformation in the broken-foreland provinces of the Santa Barbara System and the Pampean Ranges did not start until ~7 Ma (Löbens et al., 2011; Sobel and Strecker, 2003). The structural

style in the Santa Barbara System is strongly controlled by tectonic inversion of the Salta Rift, close to margin of the plateau (Kley and Monaldi, 2002); while in the Pampean Ranges, deformation is widely distributed and characterized by reverse-fault bounded basement blocks related to a sub-horizontal subduction zone (Ramos et al., 2002).

Information on seismicity over recent decades, as well as on active faulting, has been compiled in various projects, revealing that most of the activity has been focused on the Coastal Cordillera and along the eastern margin of the plateau area as well as in the Pampean Ranges and the Santa Barbara System (projects PUDEL, PUNA '97, PISCO '94 and ANCORP '96; Graeber, 1997; Heit et al., 2007b; Mulcahy et al., 2014; Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas, 2008; Rietbrock et al., 1997; Schurr et al., 1999; Figure 2.4 and Figure 2.5). The Coastal Cordillera has recorded the deepest events (depths greater than 50 km), and also the largest range of depths because the majority of the earthquakes occur at the subduction interface. Most of the seismicity to the east of the plateau area (Santa Barbara System and Pampean Ranges) is restricted to the upper/middle crust (depths between 10 and 30 km). Within the Puna and the margin of the plateau, the activity is much shallower (up to 15 km depth) and more heterogeneous, with coexisting compression, trans-tension, trans-pressure and extension, as indicated by the focal mechanisms (see symbols in Figure 2.5). On the basis of such evidence, together with the high topography and the lack of isostatic compensation, a number of researchers have suggested that the Puna is currently in collapse mode (Allmendinger et al., 1989; Daxberger and Riller, 2015; Montero López et al., 2014; L. Schoenbohm and Strecker, 2009).

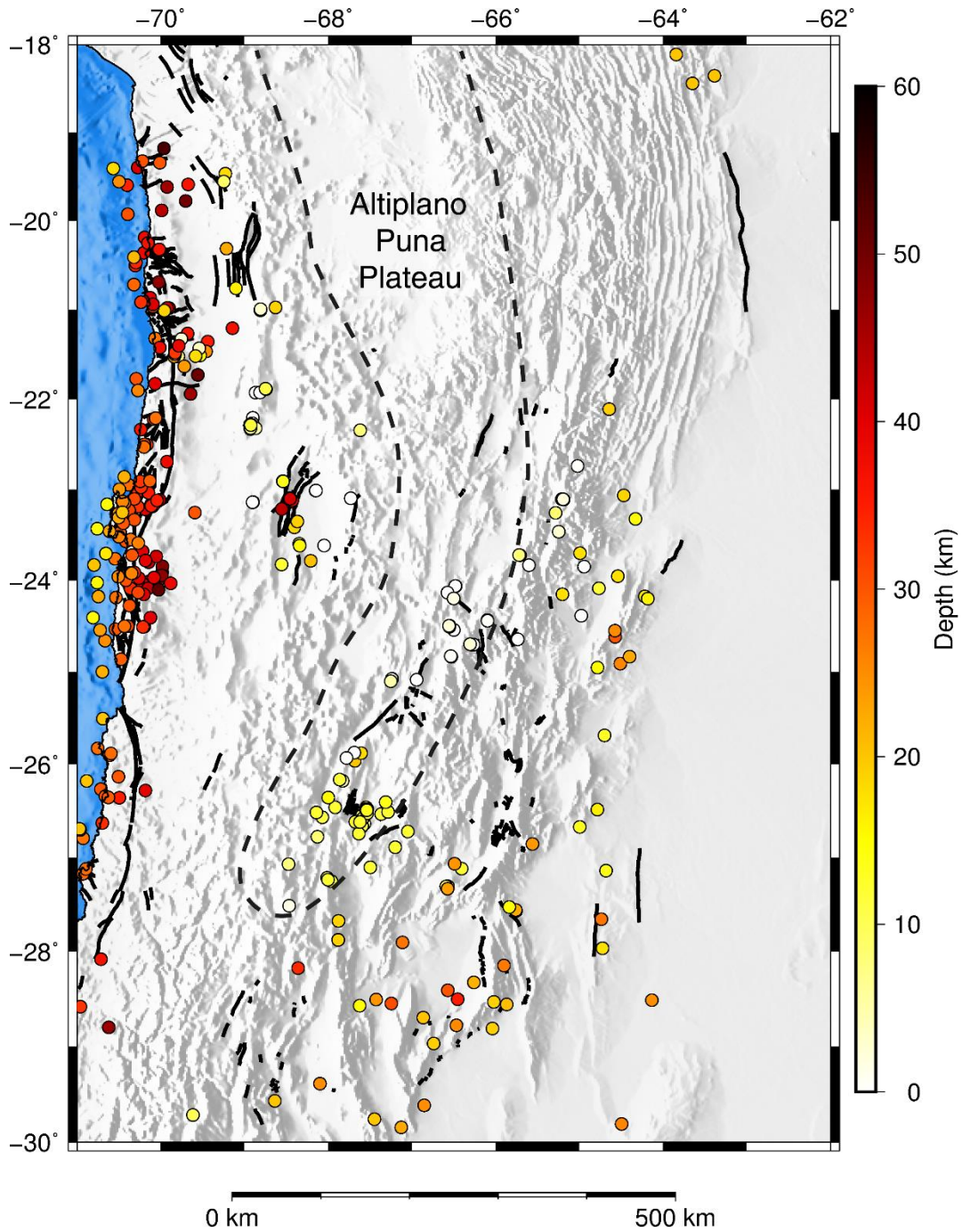


Figure 2.4: Map of the internally-drained Altiplano-Puna plateau region (dashed black line) in the Central Andes, showing the distribution of crustal hypocenters (color-coded circles – taken from the ISC-EHB Bulletin and Mulcahy et al., 2014) and neotectonic structures (solid black lines – taken from Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas, 2008).

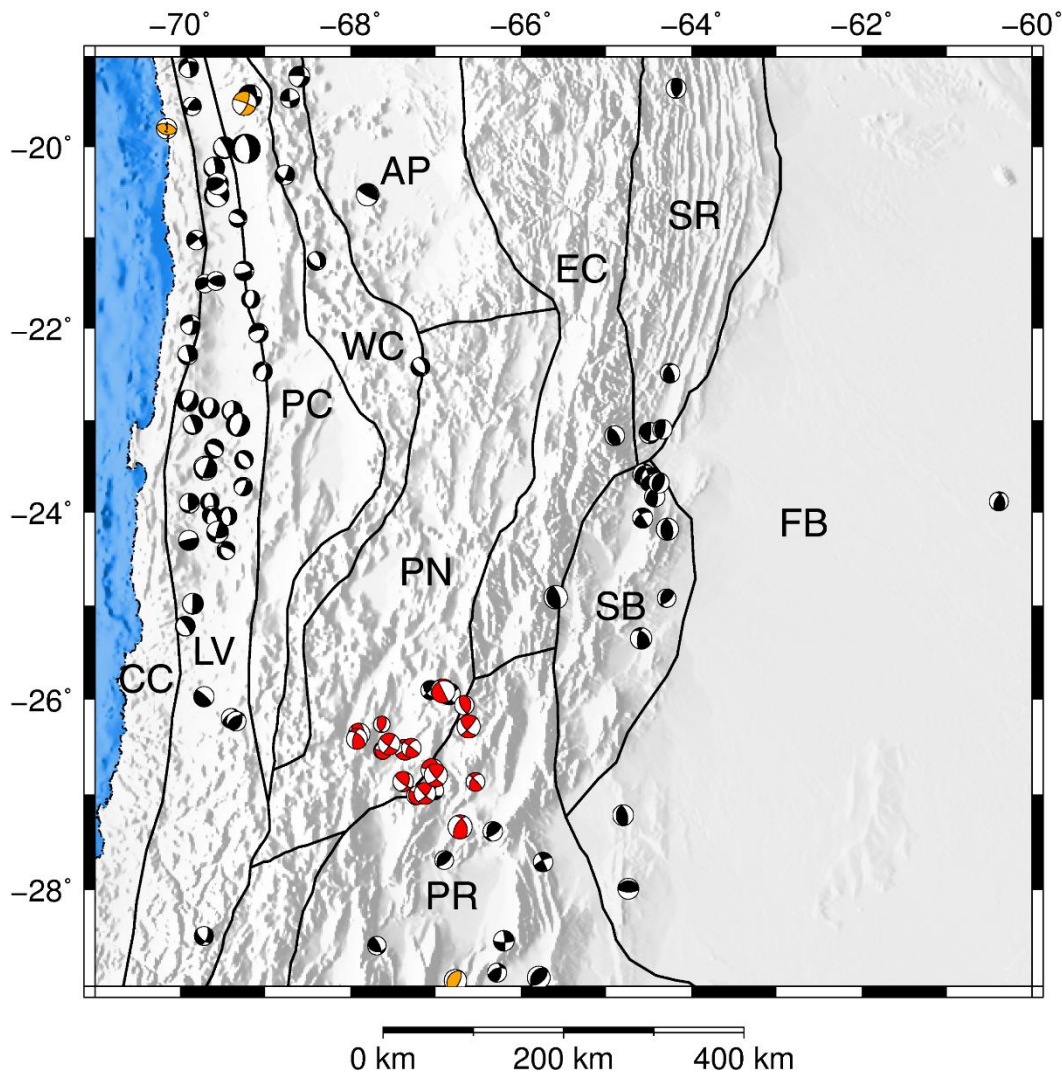


Figure 2.5: Map of the modelled region, showing the boundaries between morphotectonic units (as in Figure 2.2) and the focal mechanisms of crustal earthquakes. Focal mechanisms shown in orange, red, and black were taken from Devlin et al. (2012), Mulcahy et al. (2014), and the Global Centroid Moment Tensor Catalog (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012), respectively. The sizes of the focal mechanisms correspond to the magnitude of the earthquakes, but note that the scale of the red mechanism symbols has been doubled for the sake of clarity.

Chapter 3. Three-dimensional density model of the Central Andean lithosphere

3.1. Introduction

The first step in the construction of a density model is to compile information on the near-surface and deep composition and structure of the crust and upper mantle, with the aim of reducing the ambiguity inherent to gravity modelling. Numerous geological, geochemical, and geophysical investigations have been conducted in the region providing a strong base for the model presented in this chapter. Furthermore, 2D and 3D density models covering different parts of the modelling region have been presented in previous studies.

As shown in Chapter 2, the near-surface geology of the region is divided into several morphotectonic units (Figure 2.2). The Coastal Cordillera is primarily constituted by Jurassic to Lower Cretaceous basic to andesitic volcanic and plutonic rocks that intruded a thinned continental crust (Lucassen et al., 2006; Rossel et al., 2013). To the east, the Chilean Precordillera is formed by Paleozoic igneous-metamorphic rocks, Mesozoic and Tertiary sedimentary and volcanic rocks, and it is intruded by Late Cretaceous to Paleogene plutons (Amilibia et al., 2008; Lucassen et al., 2001; Mpodozis and Ramos, 1989; Scheuber et al., 1994). The Western Cordillera constitutes the present-day volcanic arc and consists of Mesozoic sedimentary rocks and voluminous Tertiary volcanic rocks and plutons (Scheuber and Reutter, 1992).

The Andean plateau (Altiplano-Puna) is a wide intraorogenic, internally drained basin developed on Late Neoproterozoic to Paleozoic igneous and metamorphic rocks, and filled with Cretaceous and mostly Cenozoic sedimentary rocks, evaporites, and volcanics reaching thicknesses > 6 km (Alonso et al., 1991; Siks and Horton, 2011). Since the Late Miocene, local volcanic edifices and calderas have evolved within the plateau (Coira and Kay, 1993; Guzmán et al., 2014; Kay et al., 1994; Viramonte et al., 1984). The Eastern Cordillera is a thick-skinned thrust belt mainly composed of Late Neoproterozoic to Paleozoic metamorphic rocks, covered by Cretaceous and Cenozoic sediments and volcanics (Mon and Salfity, 1995).

In transition to the foreland, the Subandean Ranges are composed by Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic sedimentary rocks (Dunn et al., 1995; Mingramm et al., 1979); the Santa Barbara System consists of Paleozoic metasedimentary rocks with overlying Cretaceous and Cenozoic sedimentary and volcanic rocks (Kley and Monaldi, 2002; Marquillas et al., 2005); and the Pampean Ranges are mainly composed by Late Proterozoic to Paleozoic metamorphic and igneous rocks (Jordan and Allmendinger, 1986; Toselli et al., 1978). In the Chaco-Paraná foreland basin, up to 7.5 km of Cenozoic sediments have been deposited over older sedimentary rocks since the Late Oligocene (Chebli et al., 1999).

With regards to the deep levels of the lithosphere, seismic refraction studies have imaged the Moho at an average depth of ~70 km beneath the plateau (~65 km in the Puna and ~75 km in the Altiplano) and ~30-35 km beneath the foreland (e.g., Beck and Zandt, 2002; Fromm et al., 2004; Heit, 2005; Heit et al., 2014, 2008, 2007; Ryan et al., 2016; Yuan et al., 2002, 2000; Figure 3.1). Moreover, based on seismic tomography, receiver functions and surface heat-flow data, some authors have identified differences in the thickness and thermal state of the lithosphere along and across strike, pointing to a thick lithosphere in the foreland and a thin lithosphere in the orogen, with a shallower lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) beneath the Puna. (e.g., Liang et al., 2014; Springer and Förster, 1998; Whitman et al., 1996).

The seismic and electric structure of the crust has been widely investigated by magnetotelluric, seismic tomography and attenuation studies (e.g., Bianchi et al., 2013; Calixto et al., 2013; Chmielowski et al., 1999; Comeau et al., 2016, 2015; Graeber and Asch, 1999; Lessel, 1997; Schmitz and Kley, 1997; Schurr et al., 2006; Schurr and Rietbrock, 2004; Swenson et al., 2000; Ward et al., 2014, 2013; Wigger et al., 1994; Figure 3.1). Overall, the crust is characterized by high velocity and low attenuation in the forearc, low velocity and high attenuation in the orogen, and intermediate velocity in the foreland. The most prominent features are the Altiplano-Puna and Southern Puna Magma Bodies (e.g., Bianchi et al., 2013; Ward et al., 2014, 2013), and the Atacama Block (e.g., Schurr and Rietbrock, 2004), which present extremely low and high velocity, respectively. The electric structure reveals the presence of high-conductivity zones beneath the volcanic arc and the Altiplano-Puna plateau, in coincidence with the low-velocity zones, supporting the existence of partial melts in those regions (e.g., Chmielowski et al., 1999).

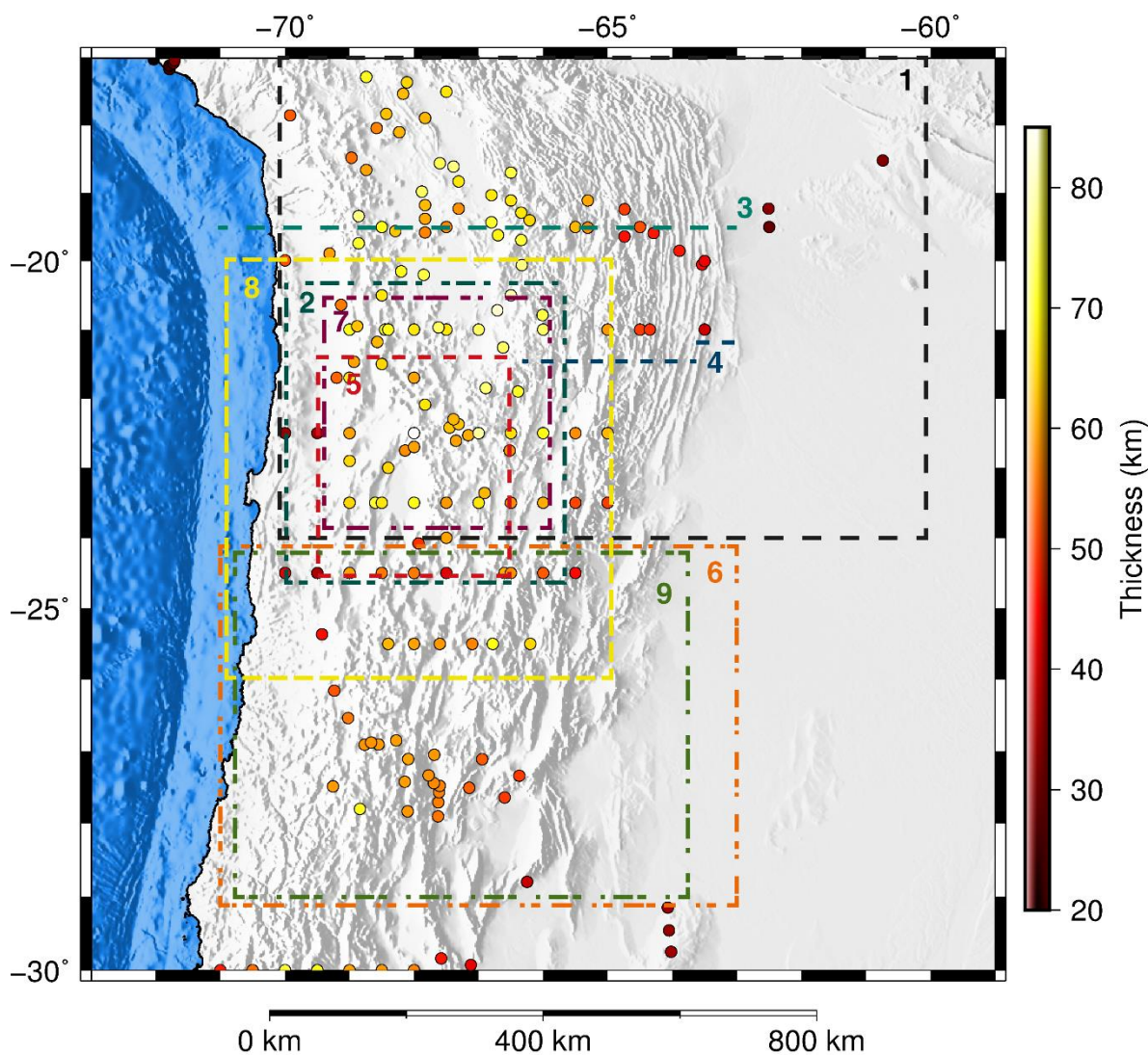


Figure 3.1: Map of the Central Andes showing crustal thickness estimates from seismic studies (color-coded dots - compilation in Assumpção et al., 2013). The colored lines and rectangles show the location of some of the seismic and magnetotelluric studies used to define the initial geometry of the model and/or analyze the results. 1 - Swenson et al. (2000); 2 - Haberland and Rietbrock (2001); 3 - Dorbath and Masson (2000); 4 - Schmitz and Kley (1997); 5 - Schurr and Rietbrock (2004); 6 - Liang et al. (2014); 7 - Ward et al. (2014); 8 - Koulakov et al. (2006); 9 - Bianchi et al. (2013).

Considering all these data and publications together with a previous model (Prezzi et al., 2009), a new and updated 3D density model of the lithosphere in the region is presented in this chapter. The modelling approach consists in the definition of units and main crustal interfaces with gravity-independent datasets (i.e. previous datasets which do not rely on gravity modelling), the determination of densities from lithology and seismic velocity, and the forward modelling of the Bouguer anomaly.

3.2. Methods and data

The key methodology of this chapter is gravity modelling. Given the non-uniqueness of the method, additional geological and geophysical constraints on the density of the units and the major interfaces (where density contrasts are larger and sharp) were incorporated in order to reduce the number of free parameters. In a first stage, an initial model was constructed on the basis of the previous investigations; then, each division in the model was assigned a density value; and finally, the initial configuration of the model was iteratively modified to fit the observed gravity anomaly.

The previous gravity model of Prezzi et al. (2009) was composed by different crustal blocks corresponding to the morphotectonic units of the Central Andes. These blocks were divided vertically into upper, middle, and lower crust, and their densities were calculated based on surface lithology and P-T conditions. Although this model was partially used as a starting model, unlike it, the density configuration presented here is mostly based on the seismic structure of the lithosphere, which provides constraints on the density distribution. Even though this new model presents fewer divisions and seems less detailed, it provides a more pragmatic representation of the crust given the recent seismic studies (e.g., Bianchi et al., 2013; Ward et al., 2013).

3.2.1. Initial model geometry

The topography and ocean bathymetry were extracted from ETOPO1 (Amante and Eakins, 2009), a 1 arc-minute global relief model. A compilation of sediment thicknesses was taken from Meeßen et al. (2018) and subtracted from the topography/bathymetry to obtain the top of the basement/crystalline crust. The interfaces dividing upper crust, middle crust, and lower crust were obtained from the previous gravity-constrained model (Prezzi et al., 2009). The bottom of the continental crust corresponds to the “Moho B2” in Assumpção et al. (2013), obtained through compilation of crustal thickness data of South America, and further interpolation using surface-wave tomography. Their preferred model “Moho B3” was not used because it includes gravity constraints (thus turning the dataset gravity-dependent). The top and bottom of the subducting oceanic crust were also obtained from the model of Prezzi et al. (2009).

The crystalline crust was differentiated into laterally juxtaposed units based on observed variations of the seismic velocity and attenuation (V_p , V_s , Q_p , Q_s and V_p/V_s ; where V_p is P-wave velocity, V_s is S-wave velocity, Q_p is attenuation of P-wave velocity, and Q_s is attenuation of S-wave velocity). Taking into account published data (e.g., Bianchi et al., 2013; Calixto et al., 2013; Schurr et al., 2006; Schurr and Rietbrock, 2004; Ward et al., 2014, 2013), five different regional domains were considered (Figure 3.2).

Two regions with relatively high crustal velocity and low attenuation in the western and eastern parts of the model were delimited and named Western Domain and Eastern Domain, respectively; between them, the Central Domain presents low velocity and high attenuation (e.g., Bianchi et al., 2013; Chulick et al., 2013; Liang et al., 2014; Schurr and Rietbrock, 2004; Ward et al., 2013; Figure 3.2). The Western Domain corresponds spatially to the western part of the forearc, including the Coastal Cordillera and part of the Longitudinal Valley. The Central Domain includes the volcanic arc, the eastern part of the forearc (Chilean Precordillera and part of the Longitudinal Valley), the Altiplano-Puna plateau, the Eastern Cordillera, and part of the Subandean Ranges and Santa Barbara System. The Eastern Domain covers the foreland and parts of the Subandean Ranges, Santa Barbara System and Pampean Ranges.

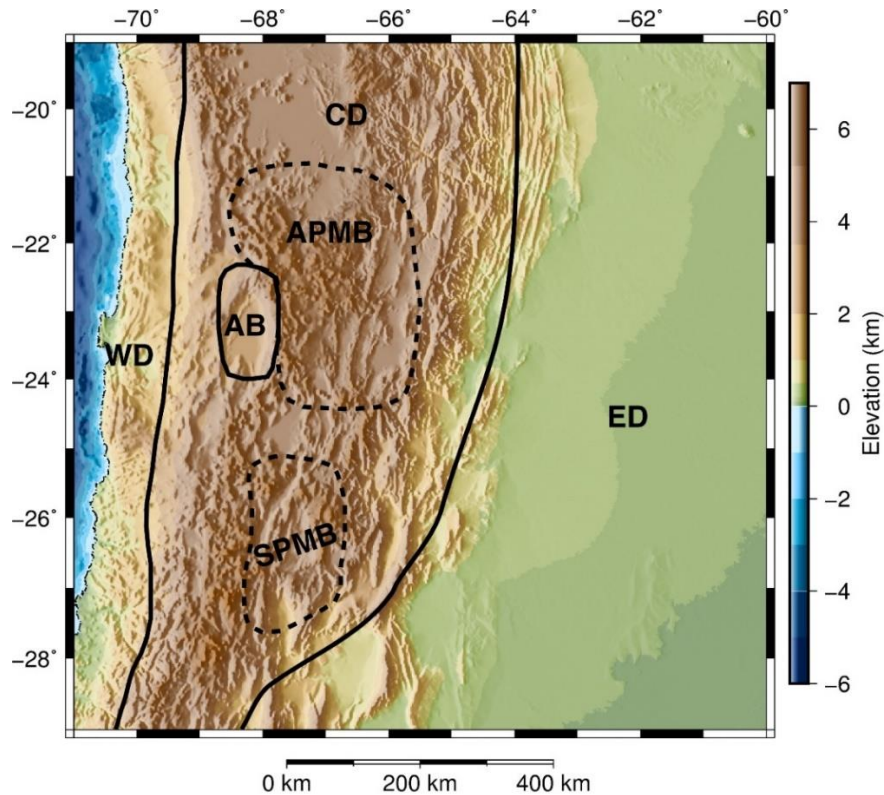


Figure 3.2: Elevation map of the modelling region displaying the boundaries of the different model domains (black lines). Dashed black lines indicate domains within the crust that do not extend throughout the entire crustal thickness. WD: Western Domain; CD: Central Domain; ED: Eastern Domain; AB: Atacama Block; APMB-SPMB: Altiplano-Puna Magma Body-Southern Puna Magma Body.

Additionally, regions with high velocity and low attenuation (e.g., Schurr and Rietbrock, 2004), and low velocity and high attenuation (Bianchi et al., 2013; Koulakov et al., 2006; Ward et al., 2014, 2013) within the Central Domain were differentiated as distinct domains; these are the Atacama Block, and the Altiplano-Puna and Southern Puna magma bodies (APMB-SPMB), respectively (Figure 3.2).

Consequently, the model consists of i) a continental crust divided into five crustal domains corresponding to the Western Domain, the Central Domain, the Eastern Domain, the Atacama Block, and the APMB-SPMB, which are vertically sub-divided into upper, middle, and lower crust; ii) a single sedimentary layer, iii) an oceanic crust, and iv) the mantle.

3.2.2. Constraints on crustal densities

The density distribution in the crust was determined from geological and geophysical constraints in addition to the densities presented in Prezzi et al. (2009). The final crustal densities implemented in the 3D gravity modelling were selected to satisfy all data sets when possible (Table 3.I).

Christensen and Mooney (1995) developed a model of the continental crust relating density to depth (pressure) along different geotherms (temperature) for 29 common rock types. Based on this model, on lithologies from outcrops and xenoliths, as well as inferred pressure-temperature conditions, the densities for the modelled units were estimated. Since metamorphic basement outcrops and xenoliths from deeper crustal levels in the Central Andes are sparse and mostly restricted to its western region, it was not possible to calculate densities for all units using this approach.

Albeit composition is poorly constrained, the seismic structure of the crust in the forearc and the orogen is well known from the extensive seismic studies in the region (e.g., Bianchi et al., 2013; Graeber and Asch, 1999; Lessel, 1997; Schmitz and Kley, 1997; Schurr and Rietbrock, 2004; Swenson et al., 2000; Ward et al., 2013; Wigger et al., 1994). Average P-wave velocities were assigned to the modelled units, and a linear relation (Christensen and Mooney, 1995) and a polynomial regression (Brocher, 2005) between density and V_p were implemented to define the density configuration of the 3D model. The linear relation is representative for crystalline rocks with V_p between 5.5 and 7.5 km/s (Eq. 3.1), while the polynomial regression is valid for all rock types (except mafic crustal and calcium-rich rocks) and a V_p range between 1.5 and 8.5 km/s (Eq. 3.2).

$$\rho(g/cm^3) = 0.541 + 0.3601V_p \quad (3.1)$$

$$\rho(g/cm^3) = 1.6612V_p - 0.4721V_p^2 + 0.0671V_p^3 - 0.0043V_p^4 + 0.000106V_p^5 \quad (3.2)$$

where ρ is the density and V_p is the P-wave velocity.

Table 3.1: Prevailing lithology, P-wave velocity and bulk density for the modelled units.

Model unit	Bulk density, ρ (kg m ⁻³)	P-wave velocity, V_p (km s ⁻¹)	Prevailing lithology
Sediments	2450 ¹	3.1-5.1	Sandstone, shale
Upper Crust Eastern Domain	2880 ¹	6.1-6.4	Felsic metamorphic and igneous rocks
Lower Crust Eastern Domain	3020 ³	6.7-6.9	Felsic and mafic metamorphic and igneous rocks?
Upper Crust Central Domain	2700 ¹	5.7-6.0	Ignimbrite, sandstone, schist, granite
Middle Crust Central Domain	2880 ³	6.3-6.5	Gneiss, granite, migmatite
Lower Crust Central Domain	3050 ³	6.8-7.0	Felsic granulite
Upper Crust Western Domain	2740 ³	6.1-6.4	Basalt, andesite
Middle Crust Western Domain	3040 ³	6.8-7.3	Gabbro, diorite, amphibolite
Lower Crust Western Domain	2930 ³	6.3-6.7	Serpentinized mafic rocks?
Upper Crust Atacama Block	2750 ³	6.1-6.4	Mafic rocks?
Middle Crust Atacama Block	2930 ³	6.7-7.1	Mafic rocks?
Lower Crust Atacama Block	3090 ³	7.0-7.3	Mafic rocks?
Upper Crust APMB-SPMB	2660 ⁴	4.5-6.0	Same as UC in the Central Domain and partial melts
Middle Crust APMB-SPMB	2830 ⁴	4.5-6.0	Same as MC in the Central Domain and partial melts
Oceanic Crust	2900 ²	-	Basalt, gabbro

¹Densities calculated with Eq. 3.2 and data in Christensen and Mooney (1995); ²densities taken from Prezzi et al. (2009); ³densities calculated with Eq. 3.1 and data in Christensen and Mooney (1995); ⁴densities calculated with Eq. 3.3.

The Western Domain is characterized by high P-wave velocity and Vp/Vs ratios typical of mafic rocks (e.g., Schurr and Rietbrock, 2004). The upper crust presents average Vp between 6.1-6.4 km/s and is composed of up to 7000-m-thick volcanic sequences with minor sedimentary intercalations and mafic intrusions; the composition is homogeneous, with prevailing basaltic andesite lava flows (e.g., Lucassen et al., 2006; Pavlenkova et al., 2009; Rossel et al., 2013; Schurr et al., 2006). The middle crust presents average Vp between 6.8-7.3 km/s and is most likely felsic in origin, but thoroughly affected by voluminous batholiths ranging in composition from gabbro to granodiorite; these areas are also affected by medium to high-temperature metamorphism (e.g., Lucassen et al., 2006; Pavlenkova et al., 2009; Rossel et al., 2013; Schurr et al., 2006). Contrary to most common characteristics of seismic structures, the lower crust presents lower P-wave velocities (6.3-6.7 km/s), furthermore, Vp/Vs ratios are characteristic of hydrated rocks (most likely serpentinites; Graeber and Asch, 1999; Schurr et al., 2006). As reported in other subduction systems, fluids ascending from the subducted slab would change the mineralogy of the lower crust and mantle in the forearc (e.g., Hyndman and Peacock, 2003; Peacock, 1996).

The Central Domain is characterized by an overall low-velocity crust; several studies have been conducted in this domain pointing to a lack of mafic lower crust based on low P-wave velocity and Vp/Vs ratios characteristic of felsic and intermediate rocks (e.g., Beck and Zandt, 2002; Swenson et al., 2000). There is a progressive regional increase of P-wave velocity from 5.7-6.0 km/s in the upper crust to 6.3-6.5 km/s in the middle crust and 6.8-7.0 km/s in the lower crust (Graeber and Asch, 1999; Wigger et al., 1994). This domain is composed of an overall felsic crust; the upper crust consists of low to medium-grade metamorphic rocks (from sedimentary and igneous protoliths), granitoids, sedimentary rocks and extensive volcanic fields (ignimbrites); the middle crust is mainly composed of medium-grade metamorphic rocks (orthogneisses, paragneisses and minor amphibolites), migmatites and granitoids (diorites, granites); and the lower crust consists of high-grade metamorphic rocks (felsic granulites, minor mafic granulites and pyroxenites) (Lucassen et al., 2001, 1999; McLeod et al., 2013; Wörner et al., 2000).

The Eastern Domain presents a simpler seismic structure; it consists of an upper crust with average P-wave velocities between 6.1-6.4 km/s and a lower crust with Vp between 6.7-6.9 km/s (Schmitz and Kley, 1997; Wigger et al., 1994). The domain is widely covered by the Andean foreland basin, with metamorphic and igneous basement rocks outcropping only in the Pampean Ranges (in the southern part of the modelling region). In the domain of the Atacama Block, P-wave velocities range between 6.2-7.5 km/s, suggesting that the crust is mafic beneath the thick sediments of the Atacama basin (Lessel, 1997; Schurr and Rietbrock, 2004).

The domain of the APMB-SPMB presents Vp between 4.5 km/s and 6.0 km/s at depths of 10-15 km and 40-45 km, respectively (Wigger et al., 1994). Due to active melting processes in this domain (see Schilling et al., 2006 for a summary) it was not suitable to use the relations between Vp and density; in turn, the densities were calculated considering the unit as a two-phase material (Eq. 3.3) formed by the same rocks as the Central Domain and a melt fraction. Based on the general felsic composition and the pressure conditions, densities of 2450 kg/cm³ and 2550 kg/cm³ were considered for the melts in the upper crust and the middle crust, respectively (Leshner and Spera, 2015). A melt fraction of 15 % was selected, which is the minimum fraction required to account for the resistivity anomalies in the region (Comeau et al., 2016).

$$\rho_b = (1 - \theta)\rho_s + \theta\rho_m \quad (3.3)$$

where ρ_b is bulk density, ρ_s is the density of the solid phase, ρ_m is the density of the melt and θ is the melt fraction.

3.2.3. Constraints on mantle density

It has been shown that compressional and shear wave velocities can be used to derive the density distribution in the mantle; given that shear waves are more sensitive to temperature variations, which have ultimately an impact on density (Goes et al., 2000), a global shear-wave tomography model was used to calculate the mantle density configuration. The tomography of Schaeffer and Lebedev (2013) was selected because of its higher resolution compared to other available models (0.5° in latitude and longitude, and 25 km in the z direction).

The method used to performed the conversion (Meeßen, 2017) is a modified version of the approach developed by Goes et al. (2000) to convert seismic velocities into temperature and densities for a given rock composition, taking into account the effects of anharmonicity and anelasticity. The information on mantle composition required to perform the calculations was taken from recorded compositions of mantle xenoliths of Cretaceous-Cenozoic age from within the region (Lucassen et al., 2005) (For a detailed description of the calculations see Appendix A). The derived densities were interpolated to a regular grid of 50 km and 10 km of horizontal and vertical resolution, respectively, covering the mantle domain of the density model, i.e. depths from the Moho down to 220 km.

3.2.4. Gravity modelling

The interactive gravity modelling software IGMAS+ (Interactive Geophysical Modelling ASsistant; Schmidt et al., 2011) was used to forward model the Bouguer anomaly. In order to compare the results of the model with the results of Prezzi et al. (2009) as a function of the new data incorporated into the model, the same Bouguer anomaly as presented in that earlier study was used in this dissertation (Figure 3.3a). For that model, the “offshore” Bouguer anomaly was calculated using the global free-air anomaly data base 2001 KMS (Andersen and Knudsen, 1998), considering the bathymetry from the model GEBCO_08 Grid (The GEBCO_08 Grid, version 20100927,

<http://www.gebco.net>), and assigning a density of 2670 kg/m^3 to the water. The “onshore” gravity data corresponded to measurements made and compiled by the researchers in the Collaborative Research Centre SBF 267 “Deformation Processes in the Andes” (for which a detailed explanation can be found in Götze et al., 1990). In order to warrant comparability between the calculated gravity anomaly of the model (Figure 3.3b) and the observed Bouguer anomaly (Figure 3.3a), the model was cropped to sea level in the onshore domain.

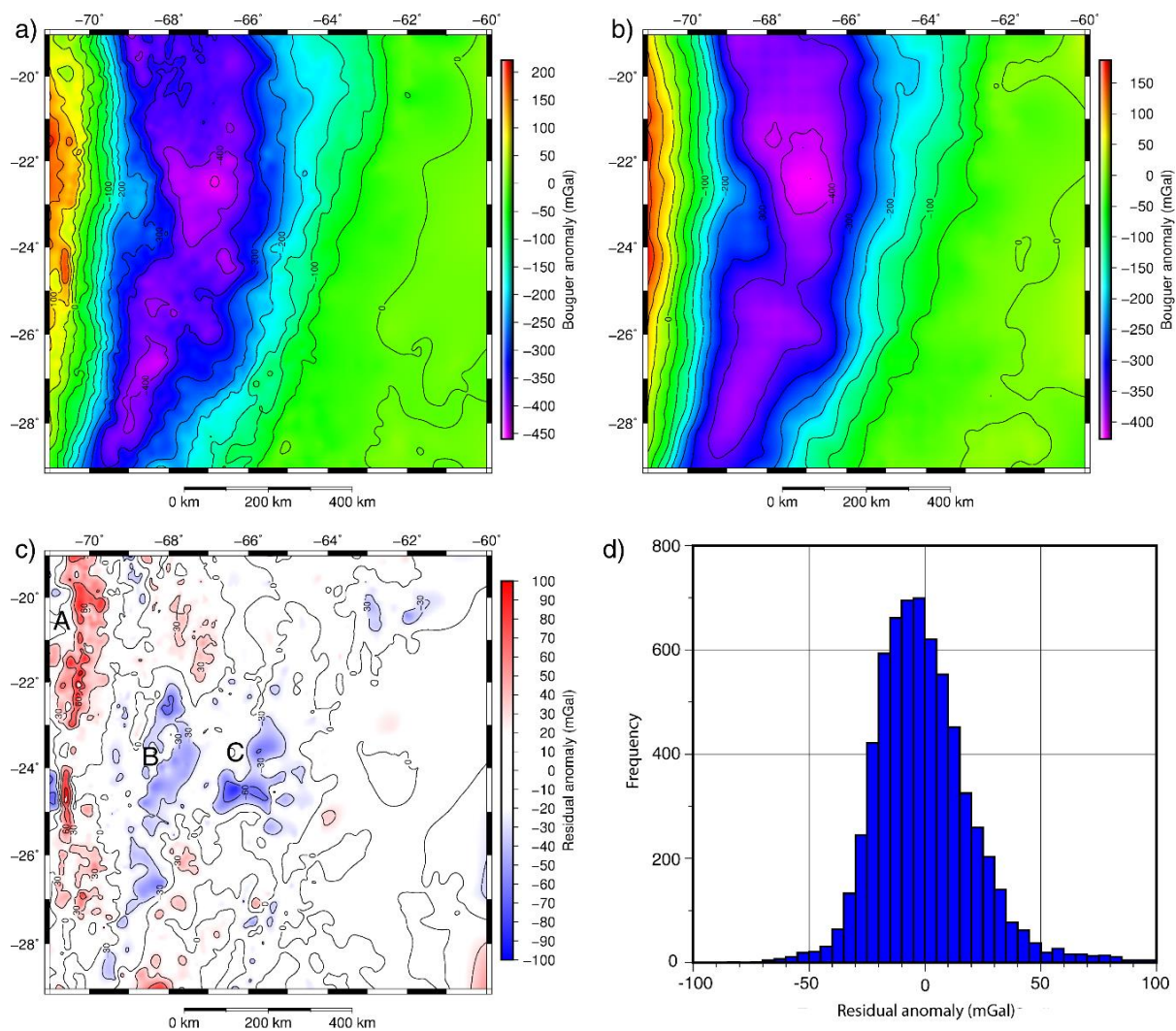


Figure 3.3: Observed (a) and calculated (b) Bouguer anomaly of the modelled region; (c) residual anomaly. A, B, and C indicate anomalies referred to in the text; (d) histogram of the residual anomaly.

The initial 3D density model was set up in IGMAS+ by introducing the interfaces dividing the different model units, which were previously interpolated and extrapolated into regular grids with a horizontal resolution of 50 km x 50 km. The resulting structure was vertically layered within the different domains, in a way that each layer represented a discrete density unit for the gravity modelling. Each crustal layer was then assigned its corresponding constant density (Table 3.1). In the mantle, from the Moho to the base of the model (at 220 km), the interpolated regular grid of densities derived from the shear-wave tomography model was implemented as a voxel cube (50 km horizontal resolution and 10 km vertical resolution).

After setting up the model and assigning densities, the Bouguer anomaly of the density model was calculated. Since the main density heterogeneities strike in N-S direction, E-W striking 2D working planes were generated to forward model the gravity anomaly. Given that the model extends over 1100 km in the N-S direction, and the horizontal resolution is 50 km, 23 vertical sections were created. To reduce uncertainty and ambiguity inherent to the methodology, most parameters were kept constant during the forward-modelling procedure. Calculated densities as well as interfaces taken from gravity-independent datasets (i.e. Moho and basement top) were not changed. The upper limit of the lower crust was used as free parameter because it is the only surface not constrained by gravity-independent data covering the entire modelling region.

On the basis of the greater differences between calculated and observed Bouguer anomalies, the original X-Y-Z grids corresponding to the upper limit of the lower crust were modified to reduce misfits. The new set of grids were uploaded in the software, and the gravity anomaly was calculated and compared to the Bouguer anomaly again. The process was repeated iteratively to fit the gravity anomaly.

3.3. Results

The final 3D density structure as obtained from integrated forward gravity modelling reproduces the gravity anomalies fairly well (Figure 3.3). Less than 10% of the modelled region shows absolute residual anomalies greater than 30 mGal (Figure 3.3, c & d). These anomalies are of short wavelength and do not generally present a systematic arrangement. Considering that the mode of the residual anomaly is -4.57 mGal (Figure 3.3d), with a standard deviation of 21.52 mGal, and the short wavelength of the residual anomalies, it can be concluded that the model reproduces the long wavelength (regional, large-scale) density configuration of the Central Andes.

The modelled thickness of the upper-middle crust (Figure 3.4a) is uniform in the Eastern Domain (~22 km) and increases to the west. Within the Central Domain, the upper-middle crust presents maximum thicknesses beneath the Western Cordillera and the northern Puna (~45 km). To the south and north, beneath the southern Puna and the Altiplano, the thickness decreases, reaching a minimum of ~36 km in the Altiplano. In the Western Domain, the thickness decreases progressively towards the trench in the west.

The modelled lower crust (Figure 3.4b) is thin in the Eastern Domain (~5-15 km). Its thickness increases to the west, in some parts of the Central Domain, reaching ~20-30 km beneath the Puna and ~35-40 km beneath the Altiplano. The Puna exhibits an irregular pattern, with semi-circular areas characterized by different thicknesses; particularly between 24-25°S and 66-68°W, there is a region with reduced thickness (~15 km). In the Western Domain the lower crust is thin as in the Eastern Domain, but it is more irregular and presents a broader range.

The major differences compared to the model of Prezzi et al. (2009) are located in the orogen, particularly in the Altiplano. The results of this model show a 5 to 10 km thicker upper-middle crust in the Puna, and a 15 to 18 km thicker lower crust in the Altiplano. Although the thickness distribution in the foreland and forearc differs from that of Prezzi et al. (2009), the range in both models is the same. The observed differences are primarily due to the different data used for the definition of the Moho and the different densities considered in the mantle.

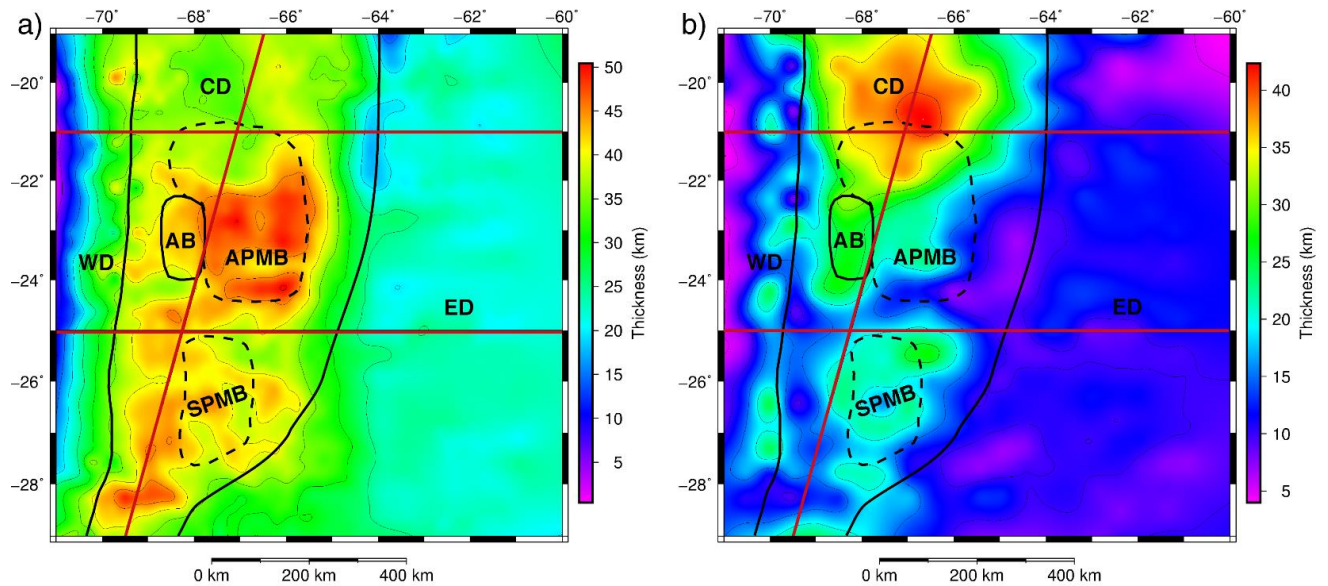


Figure 3.4.: Thickness distribution of (a) upper and middle crust; (b) lower crust. Solid and dashed black lines represent boundaries between crustal domains used in this study (WD: Western Domain; CD: Central Domain; ED: Eastern Domain; AB: Atacama Block; APMB-SPMB: Altiplano-Puna Magma Body-Southern Puna Magma Body). Solid red lines show the location of cross-sections presented in Figure 3.5.

Figure 3.5 shows two cross-sections perpendicular to the orogen across the model at 21°S (Altiplano; Figure 3.5a) and 25°S (Puna; Figure 3.5b), and a NNE-SSW striking cross-section through the orogen from 67°W in the north to 69°W in the south (Figure 3.5c). The cross-sections show the distribution in depth of the domains through the model. Comparing the cross-sections in the north and south (Figure 3.5, a & b), it is possible to observe the same crustal-thickness trends that in the thickness maps (Figure 3.4). The sediment thickness in the foreland and the thickness of the lower crust in the orogen are greater to the north, in the Subandean Ranges and the Altiplano, respectively. Additionally, the cross-sections provide a better insight on the position of the low-velocity anomalies (APMB and SPMB) within the crust. Figure 3.5c clearly shows the increasing depth of the Moho from south to north, the thicker lower crust beneath the Altiplano plateau, and the thicker upper-middle crust beneath the Puna plateau.

Given the complex structure of the model (horizontal and vertical sub-divisions) and the lack of constraints on the intra-crustal interfaces, the average density for the total crystalline crust (from basement top to the Moho) for each X-Y position is presented in Figure 3.6. The average density provides a more direct and independent insight into the system and allows conclusions to be drawn regarding the general composition of the crust. Three main sectors can be recognized in the map; a low-density region in the center bounded by two high-density zones to the west and east (partially consistent with the model domains). The low-density zone presents an average density of 2860 kg/m^3 and spatially coincides with the Central Domain. It is narrow in the southwest and widens to the north, where density is higher and a less pronounced transition to the high densities in the west and east occurs. The western part of the model presents the highest average densities (around 2945 kg/m^3), corresponding to the Western Domain and the Atacama Block. To the east, within the Eastern Domain, the average crustal density is high as well, but smaller than the one in the Western Domain (2915 kg/m^3).

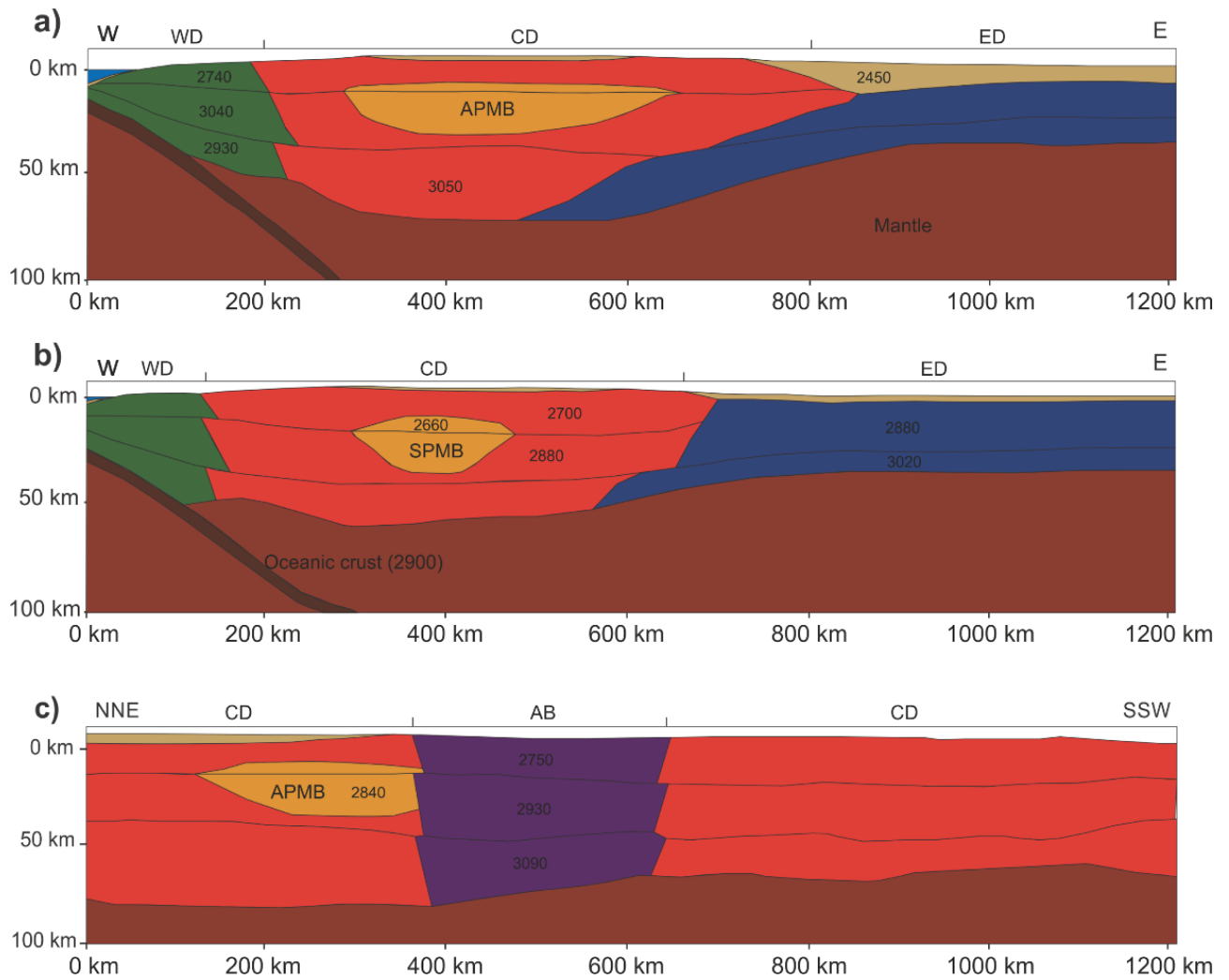


Figure 3.5.: Cross-sections through the density model, locations are depicted in Figure 3.4. WD: Western Domain; CD: Central Domain; ED: Eastern Domain; AB: Atacama Block; APMB: Altiplano-Puna Magma Body; SPMB: Southern Puna Magma Body. Densities are in kg/m³. (a) Structure perpendicular to the orogen along the Altiplano transect (21°S); (b) structure perpendicular to the orogen along the Puna transect (25°S); (c) structure parallel to the orogen.

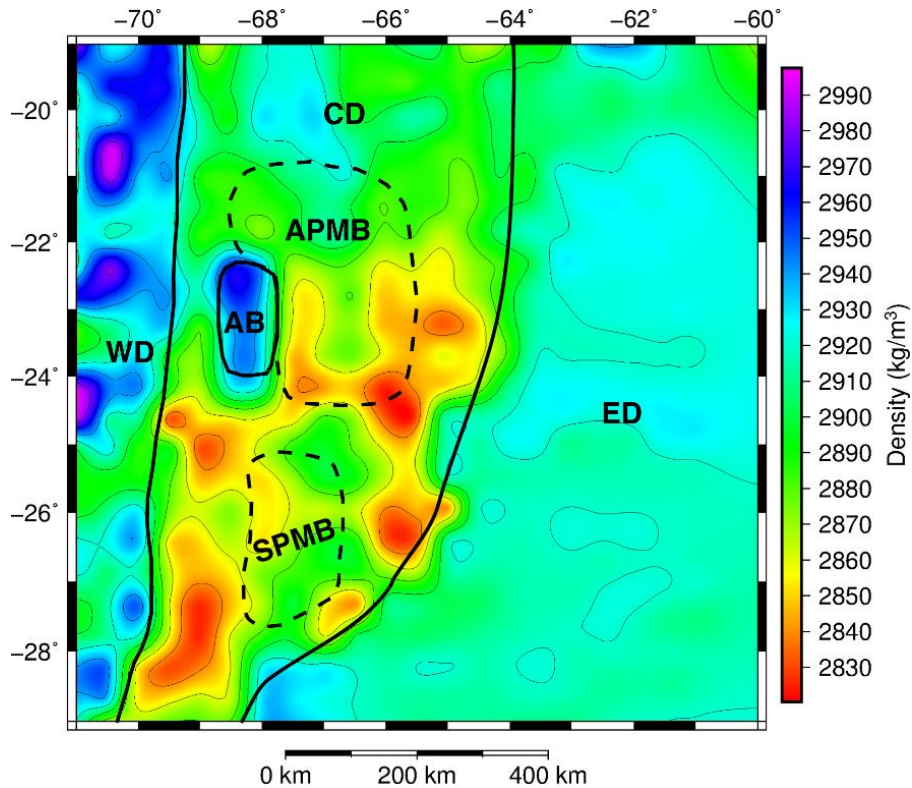


Figure 3.6.: Average density of the continental crystalline crust (no sediments included). Solid and dashed black lines are boundaries between crustal domains used in this study (WD: Western Domain; CD: Central Domain; ED: Eastern Domain; AB: Atacama Block; APMB-SPMB: Altiplano-Puna Magma Body-Southern Puna Magma Body).

The density distribution in the mantle shows similar trends at different depth levels (Figure 3.7). There is a high-density region striking in N-S direction in the western part of the model, with decreasing densities to the west and east. At 100 km depth (Figure 3.7a) the high-density region is close to the western boundary of the model and widens from north to south, presenting densities of 3322-3324 kg/m³. At larger depths, the high-density region is displaced to the east and loses continuity to the south, presenting densities of 3372-3380 kg/m³ at 150 km depth, and 3408-3416 kg/m³ at 200 km depth (Figure 3.7, b & c).

The observed density distribution is consistent with the subduction geometry of the Nazca plate beneath the South American plate; the depth slices cut through different positions of the cold subducting slab, which is characterized by higher densities than the surrounding mantle. The southward widening of the slab-related high-density anomaly at 100 km depth agrees well with the development of a flat-slab geometry south of 27°S, as reported by previous studies (e.g., Barazangi and Isacks, 1976; Ramos et al., 2002).

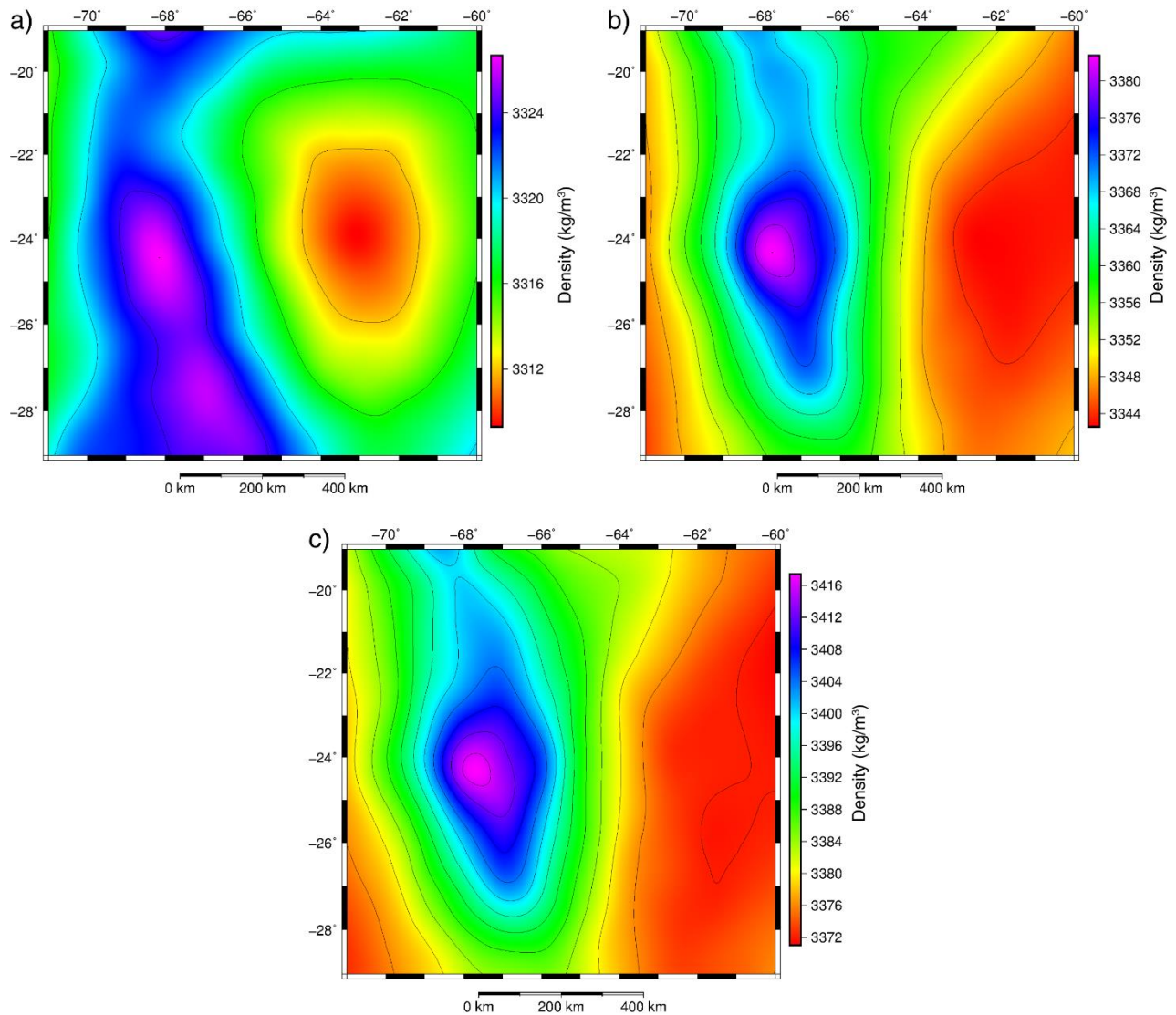


Figure 3.7: Density distribution in the mantle derived from the shear-wave tomographic model at (a) 100 km depth; (b) 150 km depth; (c) 200 km depth.

3.4. Discussion

The observed Bouguer anomaly was successfully reproduced assuming a felsic composition for the model units in the orogen (Figure 3.3c). Consequently, this model supports observations pointing to the absence of volumetrically important underplated dense mafic lower crust (e.g., Beck and Zandt, 2002; Lucassen et al., 2001).

Little is known about crustal composition in the foreland. Xenoliths found in the Salta rift basalts and basement outcrops in the Pampean Ranges provide the only lithological information, indicating that felsic metamorphic and igneous rocks prevail, with only a small proportion of mafic rocks (Lucassen et al., 2005, 1999). The overall seismic structure of the crust shows, however, that velocities are faster in the foreland than in the orogen, suggesting that the foreland crust is more mafic than the orogenic crust (Schmitz and Kley, 1997; Wigger et al., 1994). Likewise, the results of the density model show that the average density of the crystalline crust (Figure 3.6) beneath the orogen is low (2860 kg/m^3) when compared to that in the foreland (2915 kg/m^3). These results suggest as well that there should be a compositional difference between both regions, with more mafic rocks in the foreland, given that the crust in that region is significantly thinner than in the orogen and high-density rocks associated with high pressures are not expected.

Considering that most outcrops in the Central Andes consist of rocks younger than 600 m.y. and that Nd model ages present a peak at 1.8-2.0 Ga with a shoulder towards 1.3 Ga, consistent with the age of old basement remnants, Lucassen and Franz (2005) suggested that this part of the Central Andes evolved as a mobile belt, in which most of the crust formed in the Paleoproterozoic and was later recycled through a number of orogenic events since the early Paleozoic. The recycling of the crust involves shortening through stacking of upper crust, metamorphism, large-scale melting, differentiation and homogenization of the crust, and potential removal of dense roots through delamination (DeCelles et al., 2009; Lucassen and Franz, 2005). Moreover, Hacker et al. (2011) introduced the term *relamination* to refer to the re-incorporation of relatively evolved crustal material to the crust via subduction-related processes such as sediment

subduction, arc subduction and subduction erosion. Several authors have proposed that some of these processes involved in crustal recycling took place during the Phanerozoic evolution of the Central Andes (e.g., Escayola et al., 2011; Lucassen and Franz, 2005; Maloney et al., 2013; Ramos, 2008; von Hillebrandt et al., 2000; Wörner et al., 2000). Following these considerations, it is possible that the crust in the orogen and foreland was originally relatively uniform, and that subduction-related processes since the early Paleozoic (potentially through relamination, extensive magmatic activity, crustal thickening and delamination), differentiated the magmatic and/or orogenic region from the rest of the crust. Through these processes, the orogenic crust became more felsic and thus less dense than the foreland.

In the orogen interior, the Altiplano displays higher average crustal densities than those in the Puna (2885 kg/m³ and 2850 kg/m³ respectively; Figure 3.6) and a thicker lower crust (Figure 3.4b). Although the crust is thicker in the Altiplano, large differences in rock density due to mineral and rock packing are not expected, suggesting a compositional difference between the two regions. Previous investigations have proposed foreland crust underthrusting beneath the Altiplano and lower crustal flow as mechanisms for plateau formation (e.g., DeCelles et al., 2015; Eichelberger et al., 2015; Isacks, 1988; McQuarrie et al., 2005). The occurrence of such processes over the last million years would have produced an increase in the thickness of the lower crust as well as in the average density of the crust beneath the Altiplano compared to the rest of the plateau, possibly explaining the observed heterogeneities.

Furthermore, joint interpretations of geological, geophysical and geochemical studies of the Andean plateau have suggested delamination as an important process in the Neogene evolution of the region (e.g., Kay et al., 1994). The style of delamination processes could play an important role on the observed crustal configuration along the plateau; partial piecemeal delamination of the crust in the Altiplano (Beck and Zandt, 2002) against recent delamination of large blocks beneath the Puna (Beck et al., 2015; Calixto et al., 2013) could contribute to the modelled thicker lower crust (Figure 3.4b) and higher crustal densities (Figure 3.6) in the Altiplano when compared to the Puna.

The negative anomalies B and C within the plateau in the residual anomaly map (Figure 3.3c) indicate that there is an excess of mass in the model. Taking into consideration the location of the anomalies with respect to the volcanic arc and the Altiplano-Puna and Southern Puna magma bodies, it is likely that these discrepancies are related to the presence of melts in the crust. In this line, anomaly B would result from the presence of magma chambers in the volcanic arc that are not included in the density model because they are beyond the scale and scope of this dissertation. Anomaly C would most likely be associated with the modelled regions undergoing partial melting within the crust (APMB and SPMB), which probably extend irregularly further east than indicated by velocity anomalies.

In the Western Domain, the results indicate that the crust beneath the Coastal Cordillera is characterized by high densities (Figure 3.6), which are consistent with the extensive formation of juvenile mafic crust during the Jurassic under an extensional subduction cycle (Lucassen et al., 2002; Rossel et al., 2013). The eastward extension of the high densities beneath some parts of the Longitudinal Valley suggests that mafic rocks cropping out in the Coastal Cordillera could be present in the subsurface further east, indicating a broader region for the Jurassic extension. The positive residual anomaly A in this domain (Figure 3.3c) represents a deficit of mass that could be related to the presence of relatively shallow mafic intrusions not resolved in the density model.

Beneath the Atacama basin, densities are similar to those in the Western Domain (Figure 3.6), however, there are only few outcrops providing information on the nature of the crust in the region. Based on the geology of the surroundings, as well as investigations on the gravity field and seismic velocity anomalies (Götze and Krause, 2002; Schurr and Rietbrock, 2004), it has been proposed that the region underwent different magmatic and extensional pulses through time, such as the Salta Rift, that added mafic material to the crust (Reutter et al., 2006). The presence of mafic rocks within the crust would explain gravity and velocity anomalies as well as the modelled high density in the region.

With respects to the history of accretion and the distribution of terranes, there is not a clear correlation between the average density of the crust (Figure 3.6) and the position of terrane boundaries proposed for the region (Figure 2.3). If these boundaries were indeed present, it is likely that the composition of the individual terranes was similar or became uniform after crustal recycling. In this regard, the MARA craton, as proposed in Casquet et al. (2012), would be more consistent with the results of the model. Nonetheless, a more detailed analysis is required to come to a robust final conclusion; including for example, a higher resolution model and the additional constraint of gravity gradients, which could help to identify such boundaries if present.

3.5. Summary and conclusions

A new model of the density distribution in the Central Andean lithosphere and the adjacent foreland was constructed by integrating data from previous models and new studies. The density configuration of the crust was derived from lithology constraints and/or P-wave velocities, while the densities of the mantle were converted from a shear-wave tomographic model. The model was refined and validated through forward modelling of the Bouguer anomaly. The main outcomes are:

1. the average density of the crystalline crust is significantly lower in the orogen (2850-2860 kg/m³) than in the foreland (2915 kg/m³), forearc (2945 kg/m³) and Atacama Block (2945 kg/m³). The density distribution reflects compositional heterogeneities within the crust most likely caused by different tectonic histories;
2. the high densities in the forearc and the Atacama Block are consistent with the presence of mafic magmatic rocks in the crust associated with extensional events. The regional character of the high-density zones suggests that crustal extension and mafic magmatic activity involved a wider region than indicated by surface outcrops;

3. the significantly low density of the thick orogenic crust could be the result of crustal differentiation due to a long-lived history of shortening events, accompanied by delamination and relamination processes;
4. within the Andean plateau, the average crustal density and thickness of the lower crust are higher in the Altiplano than in the Puna, suggesting a more mafic composition of the former. The partial piecemeal delamination of the lower crust in the Altiplano compared to the delamination of large blocks in the Puna, and the underthrusting of the foreland lower crust beneath the Altiplano could be at the origin of the observed differences;
5. there is no spatial correlation between the models of terrane configuration and the density of the crust, suggesting that any existing heterogeneities were overprinted by crustal recycling during the subsequent tectonic events.

Chapter 4. Thermal state of the Central Andean lithosphere

4.1. Introduction

As presented in Chapter 3, a large number of previous investigations have revealed important across-strike heterogeneities within the lithosphere, consistent with the results of the density model (e.g., Lucassen et al., 2001; Meeßen et al., 2018; Prezzi et al., 2009). Most of the forearc is characterized by a relatively thin mafic crust that thickens towards the east, presenting high density, high seismic velocity, and low attenuation (e.g., Assumpção et al., 2013; Rossel et al., 2013; Schurr and Rietbrock, 2004). In contrast, the adjacent volcanic arc (Western Cordillera) and the orogenic backarc are characterized by a thick felsic crust with low density, low seismic velocity, and a thin lithospheric mantle (e.g., Beck and Zandt, 2002; Koulakov et al., 2006; Yuan et al., 2002). Further east, the foreland is characterized by a thinner crust with a felsic upper layer, a possibly mafic lower crust, and slightly higher seismic velocity than within the orogen (e.g., Feng et al., 2007; Rosa et al., 2016).

The surface heat-flow distribution (Figure 4.1) correlates fairly well with the aforementioned heterogeneities, with low to intermediate heat-flow in the forearc (20-30 mW m⁻²) and foreland (50-70 mW m⁻²) areas, and increased heat-flow values within the orogen (over 100 mW m⁻²) (Hamza and Muñoz, 1996; Henry and Pollack, 1988; Springer and Förster, 1998), indicating east-west variations in the thermal field (e.g., Springer, 1999). Previous investigations have also identified along strike differences in the surface heat-flow and the depth of the lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) beneath the Altiplano-Puna plateau, reflecting potential variations in the thermal state of the lithosphere, with the Puna having an increased thermal gradient (e.g., Liang et al., 2014; Prezzi et al., 2014; Springer and Förster, 1998; Whitman et al., 1996).

The existence of thermal anomalies in the crust and mantle beneath the plateau has been established by a wide variety of independent geological, geochemical and geophysical investigations (e.g., Bianchi et al., 2013; Koulakov et al., 2006; Schurr et al., 2003; Whitman et al., 1996). The region is characterized by the presence of large ignimbritic deposits with major crustal magmatic contribution, and isolated, volumetrically

small, mantle-derived basaltic rocks that have erupted since Oligo-Miocene times (e.g., Guzmán et al., 2014; Kay et al., 1994; Risse et al., 2013; Figure 4.1). Based on the widespread distribution of such deposits, several authors have proposed that an ignimbrite “flare-up” occurred during the Miocene (e.g., Coira and Kay, 1993; Viramonte et al., 1984).

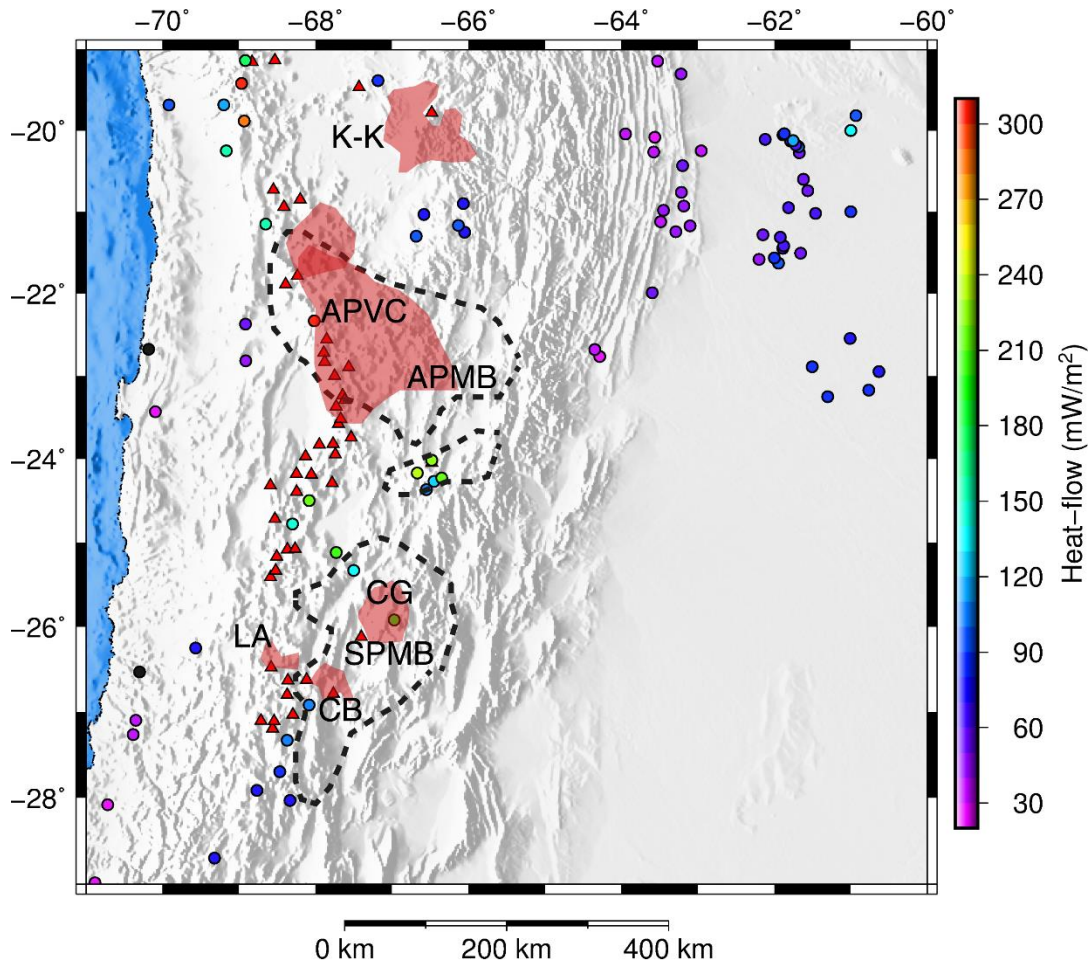


Figure 4.1: Distribution of measured surface heat-flow data (color-coded dots), active volcanoes (red triangles – from the Global-Volcanism-Program, 2013), large calderas and volcanic provinces (red patches – compiled from Burns et al., 2015; Guzmán et al., 2014; Kay et al., 2010), and regions with anomalous low crustal velocity and resistivity throughout the modelling region (dashed black lines – compiled from Beck et al., 2015; Bianchi et al., 2013). K-K: Kari-Kari Los Frailes; CG: Cerro Galan; CB: Cerro Blanco; LA: Laguna Amarga; APVC: Altiplano-Puna Volcanic Complex; APMB: Altiplano-Puna Magma Body; SPMB: Southern Puna Magma Body.

The largest concentration of ignimbrites is located between 21°S and 24°S; in the region known as the Altiplano-Puna Volcanic Complex (APVC; de Silva, 1989), extending approximately over 60000 km² with an estimated volume of >15000 km³ (Figure 4.1; Burns et al., 2015; Guzmán et al., 2014). The largest center north of 21°S is the Kari-Kari-Los Frailes ignimbrite complex; south of 24°S, Cerro Galán, Laguna Amarga and Cerro Blanco complexes represent the largest outcropping ignimbrites (Figure 4.1; Kay et al., 2010). The location of most of these large deposits spatially coincides with regions of the subsurface characterized by abnormally low seismic velocity, high seismic attenuation, and high electric conductivity (e.g., Bianchi et al., 2013; Chmielowski et al., 1999; Wölbern et al., 2009; Yuan et al., 2000; Figure 4.1).

Two main geophysical anomalies have been identified within the crust, which are commonly referred to in the literature as low velocity zones (LVZ) or high conductivity zones (HCZ). These anomalies correspond to the already mentioned Altiplano-Puna Magma Body (APMB) and Southern Puna Magma Body (SPMB) (Bianchi et al., 2013; Chmielowski et al., 1999). The APMB, which lies between 15 and 40 km beneath the plateau area and between 20°S and 23°S, was the first to be defined; it is characterized by low resistivity, low seismic velocity, a high Vp/Vs ratio, and high attenuation. This anomaly is interpreted to represent a region that is undergoing metamorphism and partial melting (e.g., Beck and Zandt, 2002; Comeau et al., 2016, 2015; Díaz et al., 2012; Zandt et al., 2003). The full extent and 3D geometry of the anomaly was determined by means of joint inversion of surface waves and receiver functions (Ward et al., 2014, 2013; Figure 4.1). The SPMB has recently been defined by Bianchi et al. (2013), who detected a low velocity zone in the southern Puna crust between 26°S and 27.5°S (using P-wave tomography), which they suggested could be due to another mid-crustal region with active partial melting.

Interestingly, surface heat-flow throughout the plateau area is anomalous, with documented measurements of up to 320 mW m⁻² in the volcanic arc and the Puna (e.g., Hamza and Muñoz, 1996; Henry and Pollack, 1988; Springer and Förster, 1998; Figure 4.1). Even though reliable data are sparse and scattered, it is still clear that surface heat-flow in

the plateau is higher than in the surroundings. It has been shown that heat conduction alone is not sufficient to account for these observations unless extreme surface heat-flow values are neglected ($> 120 \text{ mW/m}^2$). Otherwise, additional convective and/or advective processes need to be considered (Chapman, 1986; Furlong and Chapman, 2013).

Although the extent of the thermal anomalies has been largely constrained, there are only few estimates on the temperature distribution with depth. Kay et al. (2010) determined the pre-eruptive conditions for some of the younger ignimbritic deposits in the Puna plateau (less than 2.5 m.y. old), obtaining temperatures between 770-840°C at 4-8 km depths. Burns et al. (2015) obtained similar temperatures (790-890°C) at the same depth range (4-8 km) for the young Purico-Chascón volcanic complex ($\sim 1 \text{ Ma}$) within the APVC. In the same volcanic complex, Schmitt et al. (2001) determined pre-eruptive temperatures of up to 965°C at $\sim 17\text{-}20 \text{ km}$. On the basis of numerical models, Babeyko et al. (2002) suggested that temperatures of at least 700-800°C in the middle crust are required to account for magma production.

The determination of the temperature distribution beneath the surface is important because temperature plays a key role in several lithospheric processes such as isostasy, deformation and resource generation. Therefore, the impact of the Central Andean lithospheric structure on its thermal field is addressed in this chapter. In that respect, a three-dimensional lithology-derived model of the present-day steady-state conductive thermal field is presented. The model builds upon the 3D data-driven density model of the region, after parametrization of thermal properties on the basis of published average values for representative lithologies. In addition, the model is complemented with the determination of the depth to the bottom of the magnetic layer (interpreted as the Curie isotherm) in the Altiplano-Puna plateau from the spectral analysis of the magnetic anomaly.

4.2. Methods and data

4.2.1. Modelling of the steady-state conductive thermal field

The temperature distribution in the Central Andean lithosphere was derived through the calculation of the conductive thermal field for steady-state conditions, based on the assumption that conduction is the dominant mechanism for heat transport in the lithosphere. The conductive heat equation, also known as Fourier's law, for steady-state conditions is as follows:

$$\nabla \cdot (\lambda_b \nabla T) = -S \quad (4.1)$$

where ∇ is the Nabla operator, S is the radiogenic heat production, T is the absolute temperature, and λ_b is the bulk thermal conductivity.

Calculations were performed on the basis of the 3D data-derived density model (Figure 4.2), in order to account for the lateral and vertical variations in radiogenic heat production and thermal conductivity of the crust, which have not been included before in previous estimates of the thermal field for the region.

To solve the equation in 3D for a thermally equilibrated system the MOOSE-based application GOLEM was used (Jacquey and Cacace, 2017). GOLEM is a numerical simulator for modelling coupled thermo-hydro-mechanical processes (for further information on the mathematical and computational aspects see Cacace and Jacquey, 2017). The simulation requires the assignment of thermal properties (thermal conductivity and radiogenic heat production) to every division or unit in the density model, as well as the definition of upper and lower thermal boundary conditions.

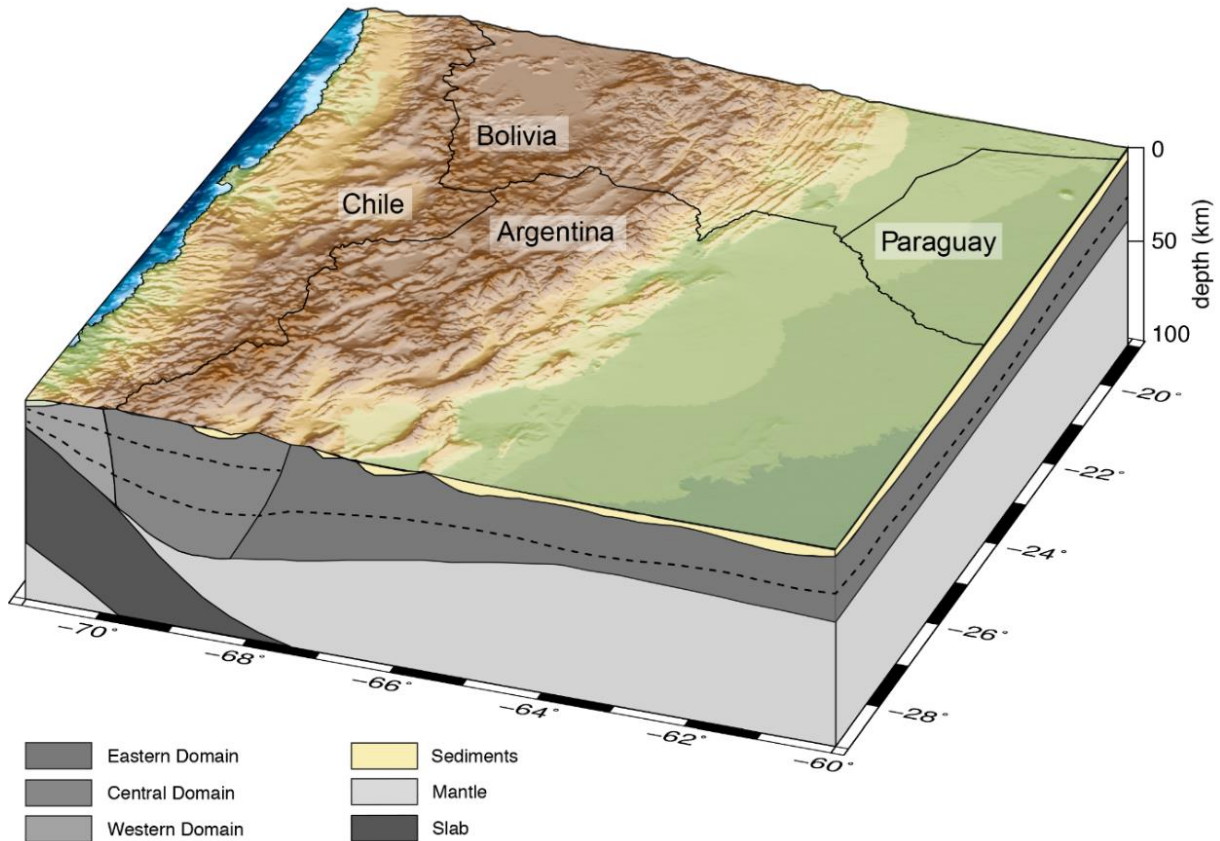


Figure 4.2: Scheme of the 3D density model cropped to 100 km depth showing the different domains within the crust. The domains of the Atacama Block and the APMB-SPMB are not visible because of their restricted geographical extension. Dashed black lines represent boundaries between upper, middle, and lower crust. Black lines on top of digital elevation model denote political borders for reference.

Each unit was assigned fixed bulk thermal conductivity and radiogenic heat production values on the basis of its prevailing lithology and published laboratory measurements of rock samples with comparable lithologies (Table 4.1; Čermák and Rybach, 1982; Vilà et al., 2010). The annual mean surface temperature distribution derived from global climatological models was set as the upper boundary condition (Banzon et al., 2016; New et al., 2002; Reynolds et al., 2007; Figure 4.3), and the temperature distribution at 100 km depth within the mantle as the lower boundary condition (Figure 4.3).

The selection of this particular depth as the base of the thermal model guarantees that it includes only the lithospheric part of the mantle, in which the initial assumption of conduction as the main mechanism for heat transport was likely to be valid. The decision for this particular depth is based on receiver function studies across the region that imaged the lithosphere-asthenosphere boundary as shallow as 100 km (Heit et al., 2008, 2007a). In order to maintain coherence between the density and thermal models, the temperature distribution was taken from the conversion of seismic velocities into density and temperature presented in Chapter 3. For further details about the method see Appendix A.

Table 4.1: Thermal properties of the model units.

Model unit	Thermal conductivity, λ ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) ¹	Radiogenic heat production, S ($\mu\text{W m}^{-3}$) ²
Sediments	2.40	0.8
Upper Crust Eastern Domain	2.90	1.2
Lower Crust Eastern Domain	2.60	0.6
Upper Crust Central Domain	2.90	1.8
Middle Crust Central Domain	2.90	1.6
Lower Crust Central Domain	2.70	0.8
Upper Crust Western Domain	2.50	0.7
Middle Crust Western Domain	2.65	0.7
Lower Crust Western Domain	3.90	0.2
Upper Crust Atacama Block	2.60	1.2
Middle Crust Atacama Block	2.60	1.0
Lower Crust Atacama Block	2.30	0.5
Upper Crust APMB-SPMB	2.60	1.8
Middle Crust APMB-SPMB	2.60	1.6
Oceanic Crust	2.30	0.4
Lithospheric mantle	2.90	0.02

¹ Čermák and Rybach (1982); ² Vilà et al. (2010).

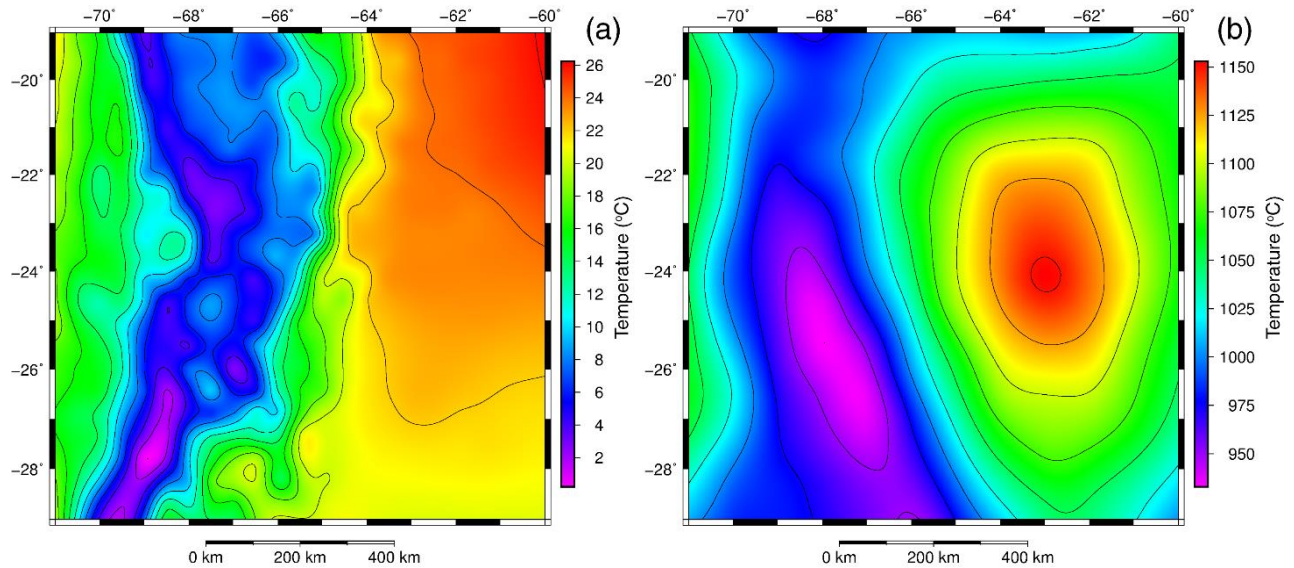


Figure 4.3: Temperature distribution in (a) the upper boundary condition (at the Earth surface), and (b) the lower boundary condition (at 100 km depth).

4.2.2. Calculation of depth to the bottom of the magnetic layer

The magnetic field of the lithosphere results from contrasts in rock magnetization; which reflect the difference in composition and properties of rocks within the crust (Thebault and Vervelidou, 2015). It is considered that the bottom of the magnetic layer represents the surface where the transition between magnetic rocks and non-magnetic rocks occurs, either due to a compositional change or a modification of the magnetic properties of minerals when Curie temperature is reached. Magnetite is the most common magnetic mineral in the lithosphere, however, it is mainly concentrated in the crust and sparse to absent in the mantle; accordingly, the Moho has been proposed as a magnetic boundary (Wasilewski et al., 1979).

The modification of magnetic properties as a function of temperature has been largely investigated since the early studies of Pierre Curie in the XIX century. Weiss and Foex (1911) defined the Curie point (also called Curie temperature) as the temperature at which materials lose their ferromagnetic properties. The Curie temperature of magnetite is $\sim 575\text{-}585^\circ\text{C}$ (Hunt et al., 2013); given than the typical geothermal gradient for

continental regions is $\sim 25^\circ\text{C}/\text{km}$ (Lowell et al., 2014), and Moho depths are commonly greater than 25 km, the Curie temperature of magnetite is reached within the crust and consequently, the Curie point depth (*CPD*) is generally the bottom of the magnetic layer.

The method used in this chapter to estimate the depth to the bottom of the magnetic layer (Z_b) relies on the spectral analysis of magnetic anomalies. It follows the approach of Tanaka et al. (1999), based on the formulations of Okubo et al. (1985) to integrate the centroid method of Bhattacharyya and Leu (1977) and the spectral analysis method of Spector and Grant (1970). The centroid method recognizes that there is no wavelength in which the signal of the bottom of a magnetic body dominates the signal of its top, and proposes an alternative approach for the calculation of Z_b , consisting on the determination of the depths to the top (Z_t) and the centroid (Z_0) of the body (Bhattacharyya and Leu, 1977; Okubo et al., 1985). Since Bhattacharyya and Leu (1977) formulated their method for isolated magnetic anomalies, the integration of the spectral analysis of Spector and Grant (1970) that examines patterns of magnetic anomalies makes it more suitable for regional studies (Tanaka et al., 1999). The method assumes that the sources of the anomalies are rectangular vertical prisms with random magnetization and no remnant component.

A key point of the methodology is the determination of the window size for the calculation of the spectrum, because it controls the trade-off between maximum investigation depth and horizontal resolution. Blakely (1996) suggests using windows between 50 and 160 km to cover the whole range of possible depths, however, more recent studies and model simulations suggest an optimal dimension of about 10 times the investigation depth (Chiozzi et al., 2005). Additionally, the application of the “moving window” technique with superposition of windows between consecutive steps prevents the isolation of the signal in each window, working as a low-pass filter that reduces the effect of peaks (Chiozzi et al., 2005).

The magnetic anomaly of the region of interest was extracted from the global model EMAG2 v2 (Earth Magnetic Anomaly Grid), compiled from satellite, marine, aeromagnetic and field measurements (Figure 4.4; Maus et al., 2009). Given the lack of data for the entire extension of the density model, the estimates of depth to the bottom of the magnetic layer are restricted between 64°W and 69°W. The selected window size was 200 km by 200 km with a superposition of 50% in both, N-S and E-W directions, resulting in a total number of 64 windows. The spectrum within each window was calculated with the software Oasis Montaj. The depth from the surface to the top (Z_t), centroid (Z_0), and bottom (Z_b) of the magnetic source, considered as a semi-infinite horizontal layer, were calculated using the following equations:

$$\ln \left[[P_{(s)}]^{1/2} \right] = B - 2\pi |s| Z_t \quad (4.2)$$

$$\ln \left[\frac{[P_{(s)}]^{1/2}}{|s|} \right] = \ln D - 2\pi |s| Z_0 \quad (4.3)$$

$$Z_b = 2Z_0 - Z_t = CPD \quad (4.4)$$

where $P_{(s)}$ is the radially averaged power spectrum of the anomaly, s is wavenumber (in cycles/km), and B and D are constants (Bhattacharyya and Leu, 1977; Okubo et al., 1985; Spector and Grant, 1970).

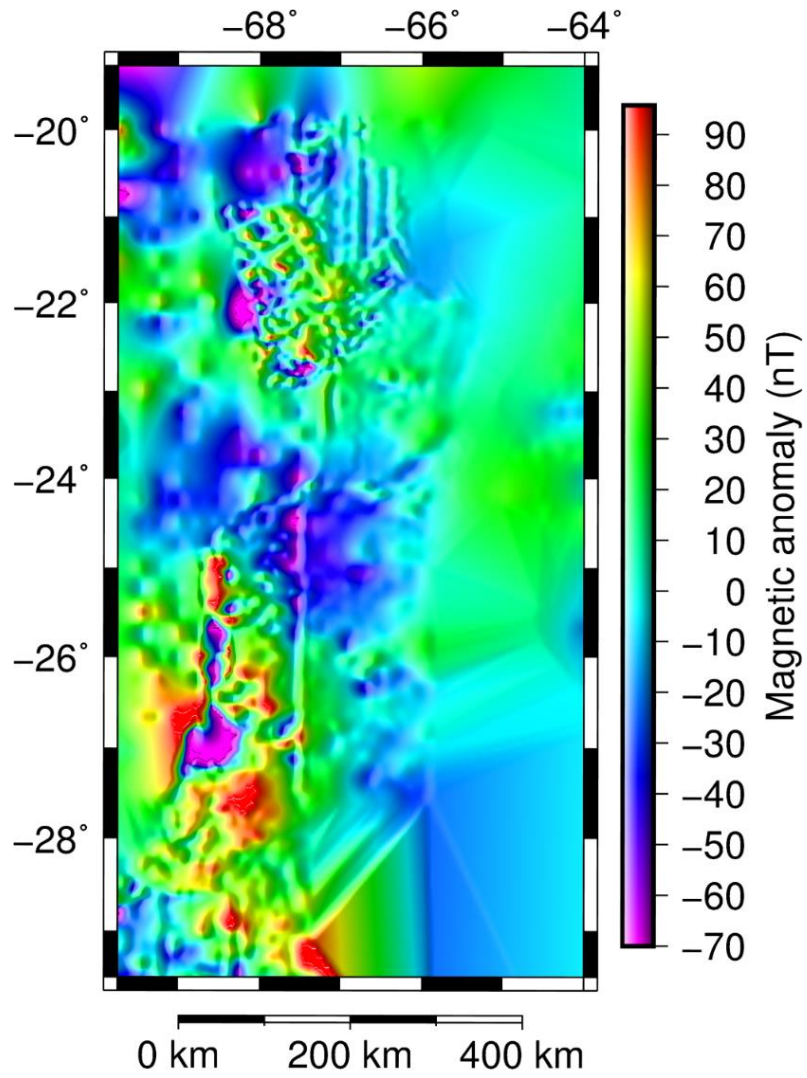


Figure 4.4: Magnetic anomaly of the region at 4 km altitude extracted from the global model EMAG2 v2.

4.2.3. Calculation of surface heat-flow from the bottom of the magnetic layer

Following the previous section, the definition of the depth to the bottom of the magnetic sources, interpreted as the depth to the Curie isotherm, provides information on the thermal state of the lithosphere and allows for an estimation of surface heat-flow. The geothermal gradient (GG) associated with each CDP , assuming that heat is transferred solely by conduction, was calculated as follows:

$$GG = \frac{T_2 - T_1}{Z_2 - Z_1} \quad (4.5)$$

where T_2 is Curie temperature (585°C), T_1 is mean annual surface temperature (10°C), Z_2 is Curie point depth, and Z_1 is the reference level (0 m).

Assuming a constant thermal conductivity (λ) of 2.5 W/mK (Jaupart and Mareschal, 2011) between the Curie point depth and the surface, the heat-flow (Q) at the surface was calculated with the formula:

$$Q = GG \cdot \lambda \quad (4.6)$$

4.3. Results

4.3.1. 3D steady-state conductive thermal field

Depth slices from the model are presented in Figure 4.5. The same general trend can be seen at all depths, with the orogen being generally hotter than the adjacent domains. Since the plotted temperature maps correspond to depth below the surface, topographic effects can be excluded from the interpretations. Temperatures increase from the Eastern Domain towards the Central Domain and then decrease again to the Western Domain (towards the trench). There are high temperatures throughout the Western Cordillera and the Altiplano-Puna plateau, particularly beneath the southern Puna (spatially correlated with the SPMB), and beneath the boundary area between the Altiplano and the northern Puna (spatially correlated with the APMB). The high temperature anomalies become more conspicuous with depth towards the middle crust, but then become progressively less well defined within the lower crust. The southern temperature anomaly covers a smaller area than the northern one, as well as being less distinct and more irregular.

At depths of 5 to 10 km in the upper crust the temperature range of the anomalies corresponding to the APMB and the SPMB is 325-475°C, compared to average temperatures in the Central Domain of 275°C to 400°C (Figure 4.5, a & b). In the middle crust, at depths of 25 km to 40 km, the average temperature for the same region is between 675°C to 875°C, with the anomalies reaching up to 780°C to 960°C (Figure 4.5, c & d). The average temperature in the lower crust of the Central Domain is close to 1000°C at 60 km depth (Figure 4.5e). The average temperatures in the upper crust (5-10 km) decrease towards the Western and Eastern Domains to 160-260°C (Figure 4.5, a & b). In the Western Domain, temperatures increase with depth to up to 450°C in the middle crust and 600°C in the lower crust (Figure 4.5, c & d), while in the Eastern Domain, there is a progressive increase in average temperature with depth, reaching 600°C at the Moho (Figure 4.5f).

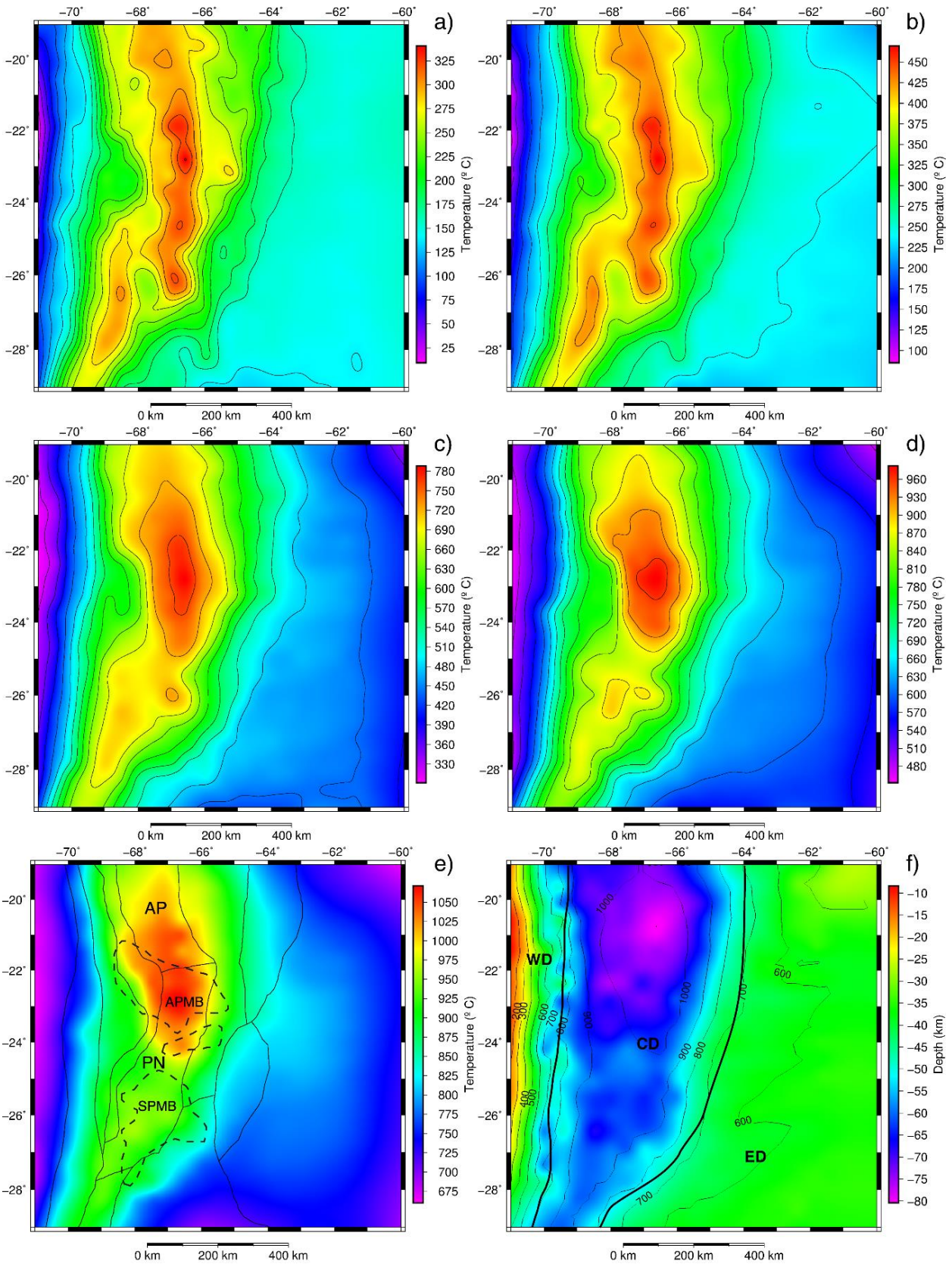


Figure 4.5: Depth slices of the thermal model below the surface at (a) 5 km, (b) 10 km, (c) 25 km, (d) 40 km, and (e) 60 km. Solid and dashed black lines in (e) delineate the morphotectonic units and the location of the APMB and the SPMB, respectively. (f) Moho depth with contour lines of temperature distribution, thick solid black lines outline the three main model domains. WD: Western Domain; CD: Central Domain; ED: Eastern Domain; AP: Altiplano; PN: Puna.

Although surface heat-flow is a parameter that is difficult to compare (Hamza and Muñoz, 1996; Scheck-Wenderoth and Maystrenko, 2013), it does provide information on the general trend of the thermal field throughout the region. A comparison of surface heat-flow derived from the model with that measured in the field (Hamza and Muñoz, 1996; Henry and Pollack, 1988; Springer and Förster, 1998; Figure 4.6) shows that the general trend is well reproduced; surface heat-flow is high in the Central Domain and reduces towards the Western Domain and Eastern Domain. The highest modelled values are found in the volcanic arc, the Eastern Cordillera, and the northern Puna, in agreement with measurements obtained within the volcanic arc. Unfortunately, there is no data in the Puna and the Eastern Cordillera.

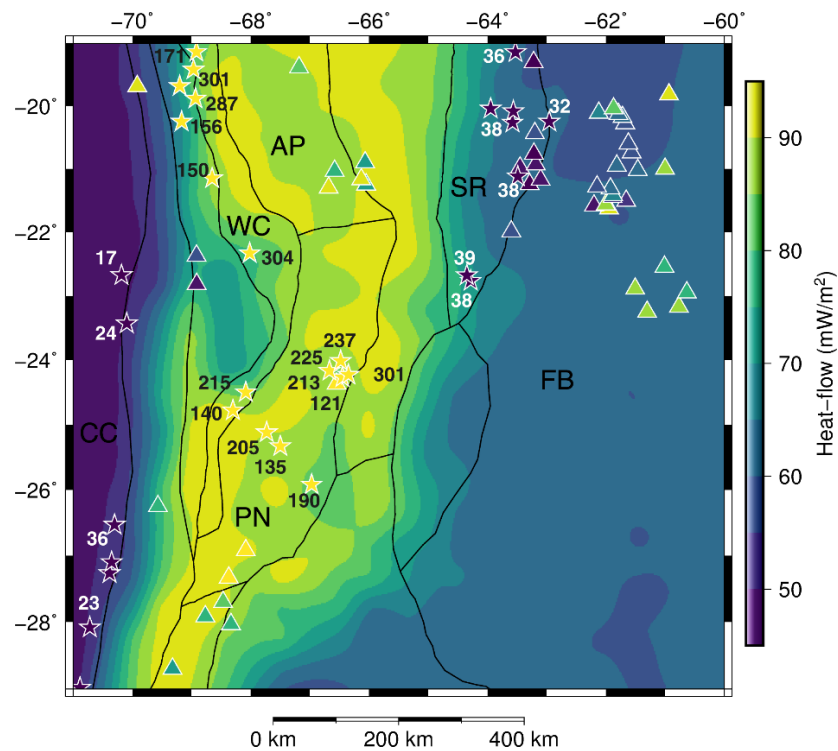


Figure 4.6: Modelled surface heat-flow map and single point surface heat-flow measurements (triangles and stars). Measured data is represented with the same color scale as modelled heat-flow. Stars indicate data points outside the range of the scale, for which the corresponding value is presented. Solid black lines outline the morphotectonic units. CC: Coastal Cordillera; WC: Western Cordillera; AP: Altiplano; PN: Puna; SR: Subandean Ranges; FB: Foreland Basin.

4.3.2. Depth to the Curie isotherm and associated surface heat-flow

Figure 4.7a shows the calculated depth to the bottom of the magnetic layer, interpreted as the Curie isotherm, which is relatively shallow throughout the whole region (~5-24 km). An area with depths shallower than 13 km is recognized in the Western Cordillera and Puna plateau, where the active volcanic arc (Western Cordillera), the APMB, and the SPMB are located. In the same morphotectonic units, between 23°S and 25.5°S, there is a region showing particularly shallow depth to the isotherm, with an average depth of ~7 km. Towards the Altiplano (north of 21°S), the Pampean Ranges (south of 27°S) and the Eastern Cordillera (east of 66°W), the isotherm deepens to ~16-23 km. Additionally, the depth appears to increase to the west in the Chilean Precordillera, reaching up to ~15 km between 21°S and 23.5°S.

As expected, the calculated surface heat-flow (Figure 4.7b) shows a close correlation with the depth to the Curie isotherm (Figure 4.7a). Regions with high surface heat-flow coincide with shallow depths to the Curie isotherm and vice versa. In the volcanic arc (Western Cordillera) and the Puna plateau, surface heat-flow is higher than 100 mW/m², with extreme values higher than 150 mW/m² and up to 260 mW/m² in most of the volcanic arc and northern Puna between 23°S and 25.5°S. In the Altiplano, Pampean Ranges and Eastern Cordillera, surface heat-flow is reduced to 80-95 mW/m², which still represents a high surface heat-flow.

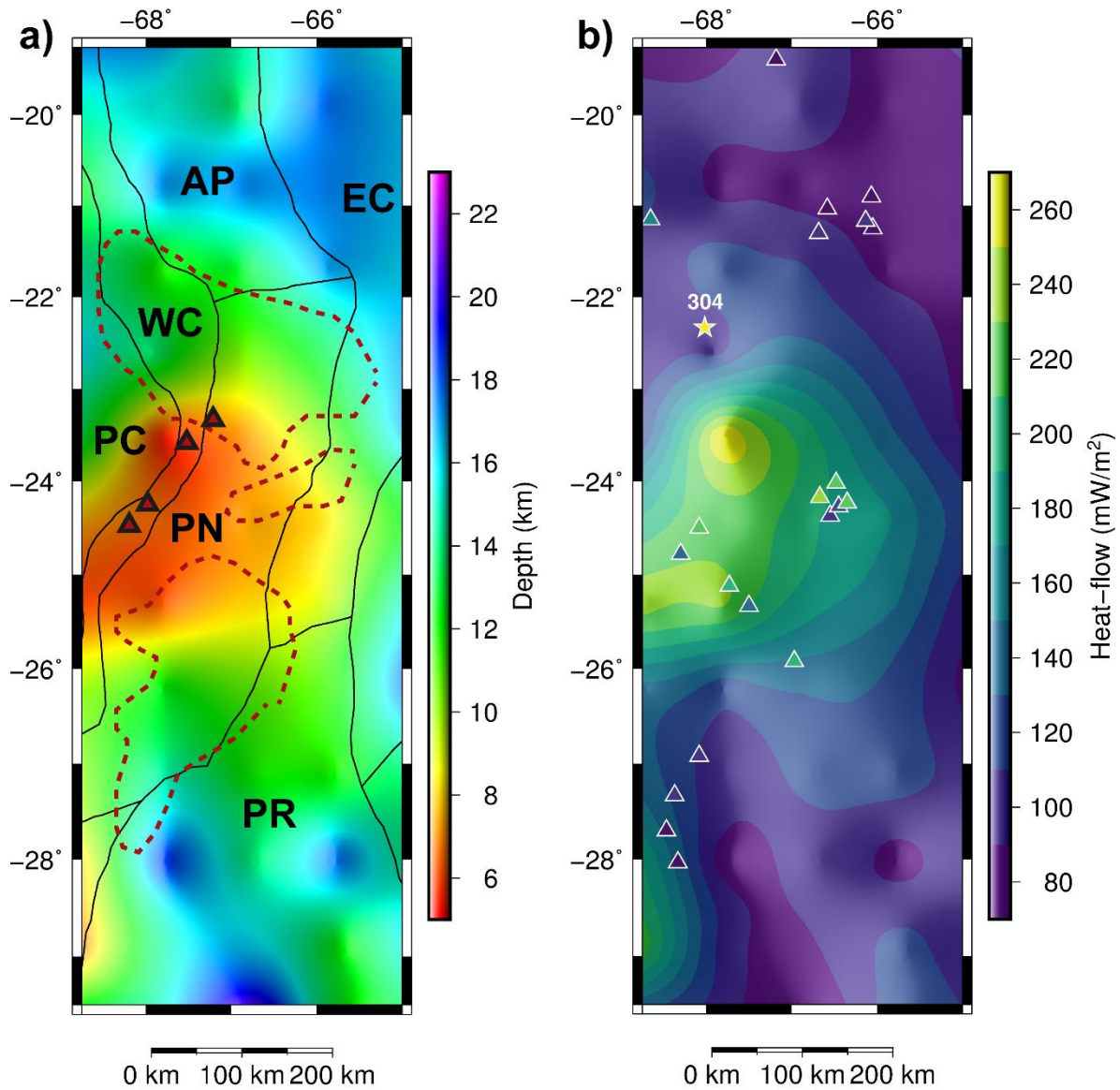


Figure 4.7: (a) Depth from the surface to the Curie isotherm. Solid black lines outline the morphotectonic units, red dashed lines delineate the Altiplano-Puna and Southern Puna magma bodies, and red triangles mark the location of the most active volcanoes in the arc (Socompa, Láscar, Lullailloco, La Pacana). (b) Calculated surface heat-flow map and single point surface heat-flow measurements (triangles and stars). Measured data is represented with the same color scale as calculated heat-flow. Stars indicate data points outside the range of the scale, for which the corresponding value is presented. AP: Altiplano; PN: Puna; WC: Western Cordillera; PC: Precordillera; EC: Eastern Cordillera; PR: Pampean Ranges.

4.4. Discussion

4.4.1. *Validation of the 3D thermal field*

The modelled thermal state of the lithosphere presented in this chapter is based on the assumptions that heat is transported solely by conduction and that the system is in thermal equilibrium. Published research has demonstrated that heat conduction is the prevailing mechanism for heat transport within the lithosphere (e.g., Jaupart and Mareschal, 2007; McKenzie et al., 2005), and that steady-state conditions are valid for subduction systems that are old enough for the thermal structure in the mantle to have equilibrated (i.e. at least 200 m.y. old), which is the case for the Andes (e.g., Allmendinger et al., 1997; Hall, 2012; Isacks, 1988). However, the crust also exerts some control over the thermal field and the Andean crust is known to have thickened over the past 40 m.y. (e.g., Lamb, 2015; Lamb and Davis, 2003; Quade et al., 2015; Russo and Silver, 1996; Somoza, 1988), a period that may be too short for thermal equilibrium to have been achieved. There has also been extensive magmatic activity in the arc as well as in the backarc (particularly during the past 15 m.y.; Kay et al., 2010; Kay and Coira, 2009; Trumbull et al., 2006), associated with hydrothermal activity and exceptionally high surface heat-flow, reflecting mechanisms of advective/convective heat transport in the uppermost crustal levels (Hamza and Muñoz, 1996; Henry and Pollack, 1988; Springer and Förster, 1998).

The advection of cooler crustal material to deeper levels through crustal stacking would initially reduce the temperature at those levels. However, an increase in temperature would be expected with time in response to high radiogenic heat production from the stacked upper crustal units and progressive thermal equilibration through heat conduction. The steady-state model would therefore overestimate temperatures in the middle crust of the Central Domain if thermal equilibrium has yet to be achieved in the region. Nonetheless, the results obtained from geothermobarometric investigations (Burns et al., 2015; Kay et al., 2010; Schmitt et al., 2001) are in agreement with the temperatures modelled for the middle crust of the Central Domain. Geothermobarometry relies on different chemical equilibria in minerals to estimate the depth and temperature

at which the magma from which the rocks derived was last in equilibrium. Crustal temperatures calculated for recent eruptive deposits (less than 2.5 m.y. old) on the Altiplano-Puna plateau indicate the presence of a deep magma reservoir at 17-20 km depth, with temperatures up to 965°C (Schmitt et al., 2001). Since these estimates and the low resistivity and seismic velocity reported for the middle crust (e.g., Bianchi et al., 2013; Chmielowski et al., 1999; Ward et al., 2013, 2014) are consistent with the presence of partial melts (such as the APMB and the SPMB), I suggest that the model does not in fact overestimate the temperatures at this depth in the Central Domain, which it would be expected to do if the system was far from thermal equilibrium.

For the shallow upper crust, the same geothermobarometric calculations indicate a shallow magma reservoir at 4-8 km depth with temperatures of 770-890°C (Burns et al., 2015; Kay et al., 2010), suggesting that the model may underestimate the local temperature by as much as 450°C. The modelled values for surface heat-flow within the Central Domain rarely exceed 90 mW m⁻², providing a good fit in the Altiplano, but not in the Puna and the volcanic arc, where most measurements are higher (up to 320 mW m⁻²; Figure 4.6). In these regions, anomalously high surface heat-flow has been reported for those locations with active volcanism and hydrothermal activity; associated convective and advective processes could therefore explain the large discrepancies between the measured and the modelled temperatures and surface heat-flow for this part of the Central Domain.

In the Western Domain there are only surface heat-flow measurements available for comparison with the model. Although the general trend is reproduced and the lowest surface heat-flow values are modelled in this domain, the heat-flow modelled for the Coastal Cordillera (60 mW m⁻²) is not as low as the available measured data, which can be as low as 20 mW m⁻² (Figure 4.6). Low temperatures and surface heat-flow in this domain are consistent with the mafic nature of the crust and the progressive crustal thinning towards the trench, which increases the thickness of the mantle within the model space. Crustal mafic rocks and mantle rocks are characterized by low and extremely low radiogenic heat production, respectively (Table 4.I), and the radiogenic contribution to the

heat budget is therefore greatly reduced compared to that in the Central Domain. The presence of basaltic rocks in the upper crust of the Coastal Cordillera that are fractured and permeable allows infiltration and gravity-driven groundwater flow from the continent to the ocean (Burns et al., 2016; Flóvenz and Saemundsson, 1993), which would reduce the temperatures at shallow depths, and may explain the differences between modelled and measured surface heat-flows.

The temperatures and surface heat-flow in the Eastern Domain are intermediate to those in the Central and Western Domains. Although the crust is as thick as in the Western Domain, the rocks are more felsic and produce more radiogenic heat (Table 4.1), thus increasing the heat input into the system. The model predictions agree with bottom-hole temperatures recorded from depths ranging between 1300 and 3800 m (Collo et al., 2018) to within 8.2°C on average, with modelled temperatures in most cases cooler than those measured in the wells (Figure 4.8). The best fit of the surface heat-flow data is achieved in this domain, although there is a local opposing trend between modelled and measured heat-flow, with modelled heat-flow decreasing towards the east but measured heat-flow increasing in the same direction (Figure 4.6). As in the Western Domain, convective processes in the form of groundwater flow could explain small differences between modelling results and observations. The Subandean Ranges are an area of recharge in which infiltration of cold meteoric water occurs, which would reduce shallow subsurface temperatures. As it infiltrates, the meteoric water is heated and, due to the high elevation and active thrusting in the ranges, it flows driven by pressure and gravity towards the foreland, possibly increasing the temperature of the foreland aquifers (Husson and Moretti, 2002). As these aspects of coupled heat and fluid transport are not taken into account in the model, it may tend to overestimate temperatures in the shallow subsurface of the Subandean Ranges and underestimate temperatures in the foreland.

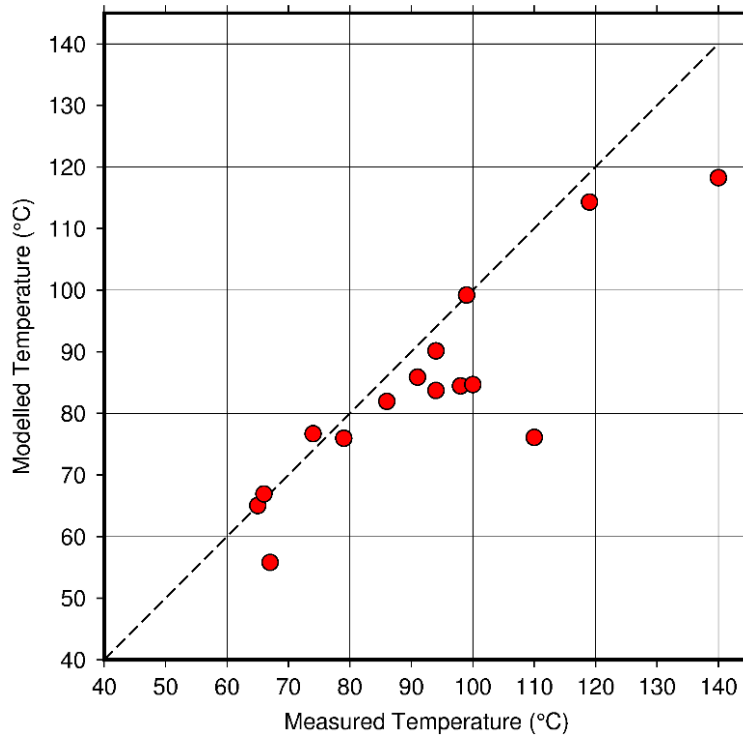


Figure 4.8: Modelled temperature plotted against bottom-hole temperature measurements (red circles). The dashed black line represents a 1:1 relation between X and Y axes.

Although a stronger validation of the model would require better and larger datasets of temperature and surface heat-flow distribution, the results show that in general, shallow temperatures and surface heat-flow data are better reproduced in those regions where advective processes are less pronounced. Improving the model further would require better data (which is currently not available) to increase the structural resolution and simulate coupled heat and fluid transport. Being aware of the limitations of the thermal modelling approach, and keeping in mind that the scope of the dissertation is to evaluate how the variations in the thermal field, as controlled by the well-constrained geological structure, impact on the rheological state of the lithosphere, the presented 3D conductive thermal model is considered as an adequate approximation of the thermal state of the region.

4.4.2. The role of the crust

There is ongoing debate regarding the timing and relative importance of radiogenic heat production in the evolution of orogens, in plateau formation, and in crustal melting. Some authors have ruled out radioactivity as an important heat source because of the long time required to reach thermal equilibrium (e.g., Hyndman et al., 2005). In this line, Babeyko et al. (2002) suggested on the basis of 2D geodynamic models that the radiogenic heat generated in the Central Andes is insufficient to produce elevated temperatures and partial melting in the middle crust without any contribution from an additional heat source, and that advection of hot material from an anomalously hot mantle or lower crust is therefore necessary to explain the observed effects.

These conclusions have, however, recently been indirectly challenged by Chen et al. (2019). These authors have demonstrated on the basis of 3D geodynamic modelling for the Tibetan Plateau that thickening a crust with high radiogenic heat production results in a marked increase in temperature after 30-40 m.y., accompanied by the generation of partial melts within the middle crust. The Andes are currently in a similar time window of their evolution, which means that more than 40 m.y. of shortening and crustal stacking could explain the observed geophysical anomalies consistent with partial melting and the widespread felsic volcanism throughout the plateau (e.g., Bianchi et al., 2013; Chmielowski et al., 1999; Ward et al., 2013).

Furthermore, on a general modelling perspective, Vanderhaeghe (2012) proposed a generic model of the thermo-mechanical evolution of orogenic belts. In this model, the transition from low geothermal gradient and wedge geometry to high geothermal gradient and orogenic plateau is associated with the increased heat production of the thickened crust, melt production and rheologic weakening. The required condition for a significant temperature increment in the models is incubation of the thick crust for 10-20 m.y. in a stable region away from the deformation front, a scenario compatible with the present-day structural configuration and the evolution of the Altiplano-Puna plateau.

Although the steady-state model presented here is unable to discriminate between the alternative hypotheses of thermal evolution (crust vs mantle controlled), its results are in agreement with those of Chen et al. (2019) and Vanderhaeghe (2012) with regard to the significance of the large amount of radiogenic heat produced by thickened crust. The results of the model show that the increased thickness of the crust and consequent elevated production of radiogenic heat have a major influence on the thermal field in the Central Domain and explain the high temperatures compared to the Eastern and Western Domains. Moreover, our model predicts positive thermal anomalies in those domains where crustal melts are inferred from seismic velocity and electric conductivity (e.g., Bianchi et al., 2013; Chmielowski et al., 1999; Ward et al., 2013, 2014).

4.4.3. Depth to the bottom of the magnetic layer and thermal field

The depth to the bottom of the magnetic layer, interpreted as the Curie isotherm, and the surface heat-flow calculated on its basis present a heterogeneous pattern throughout the plateau (Figure 4.7). The results show that the Altiplano exhibits a deeper Curie isotherm than the Puna, suggesting a difference in the shallow thermal field between both regions, as evidenced by the measured surface heat-flow (Hamza and Muñoz, 1996; Henry and Pollack, 1988; Springer and Förster, 1998). Moreover, the isotherm is particularly shallow beneath the volcanic arc (Western Cordillera) and the northern Puna, in coincidence with the location of the most active volcanoes in the region (Láscar, Socompa, Lullllaillaco, La Pacana caldera; Stern, 2004), and overlapping partially with the APMB and the SPMB. In the same locations, the magnetotelluric and deep geomagnetic studies of Schwarz et al. (1994) and the attenuation tomography of Schurr et al. (2003) have shown the highest electric conductivities and seismic attenuation, leading the authors to suggest the presence of pathways for fluid and melt transport within the crust. It is therefore likely that the enhanced transport of heat by convective and advective processes in those pathways through time resulted in an increment of temperatures beneath the volcanic arc and the northern Puna compared to those in the Altiplano.

A comparison between the depth to the Curie isotherm and the temperature estimates based on geothermobarometers (e.g., Burns et al., 2015; Kay et al., 2010) reveals an underestimation of approximately 200°C at 4-8 km, which is high but reduced when compared to the discrepancies between those estimates and the conductive 3D model. The horizontal resolution of the depth to the Curie isotherm (100 km), imposed by the limitation of the methodology to provide high resolution when exploring deep sources, has to be considered as an important uncertainty source. Additionally, it has been shown that the method employed here works as a low-pass filter, depending on the window size, smoothing the variability of the thermal field and masking local thermal anomalies (Chiozzi et al., 2005). On the other hand, the temperatures calculated with geothermometers usually provide absolute uncertainties of 50°C.

With respect to surface heat-flow, the quality of the compiled data is highly variable; some values were obtained through conventional methods while others are estimations based on geochemical methods (for a detailed description of the data see Hamza and Muñoz 1996, and Hamza et al. 2005). The limitations imposed by the sparse and scattered available data are obvious; besides, it is difficult to assess the range of uncertainty in the measurements. Nevertheless, there is a good correlation between measurements and surface heat-flow calculated from the Curie isotherm. In the Altiplano, calculated surface heat-flow varies between 80-95 mW/m², which is consistent with measurements of 70 mW/m² to 94 mW/m². In the southern Puna, both measured and calculated heat-flow are larger than in the Altiplano, with values between 90-237 mW/m² and 110-250 mW/m², respectively (Figure 4.7b).

Even though advective/convective processes and radiogenic heat production are not taken into account in the calculation of surface heat-flow from the Curie isotherm, the method is capable of reproducing the heterogeneities of the plateau and the anomalous high surface heat-flow values. This suggests that the distribution of the magnetic anomalies, and the derived depth to the Curie isotherm, indeed carry a signal of the present-day thermal field resulting from conductive, convective, and advective processes. Previous studies in other regions have also shown a good correlation between calculated

and measured heat-flow (reproducing high values), as well as shallow Curie depths in volcanic areas or hot springs (e.g., Aydin et al., 2005; Hsieh et al., 2014; Nwankwo and Shehu, 2015). It can be concluded that, in spite of the limitations of the method, the assessment of the depth to the Curie isotherm represents a fairly good tool to provide lower boundary conditions for the determination of the shallow temperature distribution of the crust.

4.5. Summary and conclusions

The steady-state conductive 3D thermal field for the Central Andes was modelled on the basis of the data-derived density model. Furthermore, the shallow subsurface (upper crustal) temperature distribution beneath the Altiplano-Puna plateau and surrounding regions was constrained by calculating the depth to the Curie isotherm from the magnetic anomalies in frequency domain. The main outcomes are:

1. the deep temperature distribution is primarily controlled by the thickness and composition of the crust. The thick and felsic crust with high radiogenic heat production in the orogen presents higher temperatures than the forearc and foreland, despite these two areas having higher temperatures at the lower boundary condition;
2. although convective/advective processes are active in some parts of the Central Andes and thermal equilibrium has probably not yet been attained, the 3D thermal model reproduces measured surface heat-flow and shallow crustal temperature reasonably well in those regions where advective processes are less pronounced;
3. the conductive thermal model predicts positive thermal anomalies spatially coincident with regions in the subsurface characterized by low resistivity and seismic velocity, consistent with the presence of crustal melts in the Altiplano-Puna Magma Body and the Southern Puna Magma Body;

4. the Altiplano and the Puna do not show conspicuous surface heat-flow and temperature differences in the 3D conductive model. However, there is a segmentation of the plateau with respect to the depth to the Curie isotherm and its associated surface heat-flow, in agreement with other observations. The Altiplano exhibits Curie depths between 16-23 km and surface heat-flow values between 80-95 mW/m², whereas beneath the Puna, the Curie isotherm is shallower than 13 km, and surface heat-flow values range between 110-250 mW/m²;
5. the shallowest depths to the Curie isotherm (< 7 km) are located between 23°S and 25.5°S, beneath the volcanic arc and the northern Puna, in spatial coincidence with the most active volcanoes of the region and the highest reported electric conductivities and seismic attenuations, suggesting that convective and/or advective processes in the form of magma and fluids ascending through the crust have enhanced the transport of heat;
6. extremely high surface heat-flow values were reproduced even though convective/advective processes and radiogenic heat production were not taken into account for the calculation of surface heat-flow from the Curie isotherm, suggesting that the latter carries the signal of the present-day thermal field resulting from conductive, convective, and advective processes.

Chapter 5. Rheological state of the Central Andean lithosphere

5.1. Introduction

One possible approach to evaluate the rheological state of the region is to determine the strength distribution within the lithosphere. Goetze and Evans (1979) were the firsts to introduce the concept of the yield strength envelope to describe the strength of the lithosphere (Figure 5.1). The yield strength of rocks is defined as the maximum differential stress ($\Delta\sigma_{max}$) they can resist without experiencing permanent deformation (either brittle or ductile), and is highly dependent on temperature and pressure conditions as well as on the rock composition (Ranalli, 1997):

$$\Delta\sigma_{max} = \sigma_1 - \sigma_3 \quad (5.1)$$

where σ_3 and σ_1 are the minimum and maximum principal stresses, respectively.

When the imposed differential stress is below the yield strength, rocks deform elastically. In the opposite case and as a general rule, rocks in the lithosphere experience brittle deformation at shallow depths and ductile deformation at greater depths, controlled mainly by the temperature distribution. The prevailing mechanism of deformation will be the one that requires the least differential stress at a given depth (Goetze and Evans, 1979).

Brittle behavior is governed by the Coulomb-Navier failure criterion, described by an empirically determined temperature-independent law (Byerlee, 1968), that is usually referred to as Byerlee's law and can be expressed as (Ranalli,1997):

$$\Delta\sigma_b = f_f \rho_b g z (1 - f_p) \quad (5.2)$$

where $\Delta\sigma_b$ is the brittle yield strength, ρ_b is the bulk density, g is the acceleration due to gravity ($g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$), z is the depth below topography, f_p is the pore fluid factor (ratio of pore fluid pressure to lithostatic pressure; a typical hydrostatic value is $f_p = 0.36$; Ranalli, 1995), and f_f is a coefficient that depends on the friction coefficient of rocks and the fault type.

Ductile deformation is controlled by solid-state creep mechanisms (dislocation, diffusion and glide). In the crust and upper mantle, dislocation creep is the dominant deformation mechanism (described by the power law in Eq. 5.3). However, when differential stresses of dislocation creep in the mantle are greater than 200 MPa, Dorn's law describing dislocation glide for olivine (Eq. 5.4) yields a better approximation for deformation of mantle rocks (Goetze, 1978; Kirby and Kronenberg, 1987):

$$\Delta\sigma_d = \left(\frac{\dot{\epsilon}}{A_p}\right)^{\frac{1}{n}} \exp\left(\frac{Q_p}{nRT}\right) \quad (5.3)$$

$$\Delta\sigma_d = \sigma_D \left(1 - \left[-\frac{RT}{Q_D} \ln \frac{\dot{\epsilon}}{A_D}\right]^{\frac{1}{2}}\right) \quad (5.4)$$

where $\Delta\sigma_d$ is the ductile yield strength, $\dot{\epsilon}$ is the reference strain rate, A_p is the pre-exponential scaling factor, n is the power-law exponent, Q_p is the power-law activation energy, σ_D is the Dorn's law stress ($\sigma_D = 8.5\text{E}9 \text{ Pa}$), Q_D is the Dorn's law activation energy ($Q_D = 535 \text{ kJ mol}^{-1}$), A_D is the Dorn's law strain rate ($A_D = 5.7\text{E}11 \text{ s}^{-1}$), R is the universal gas constant ($R = 8.314 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$) and T is the absolute temperature.

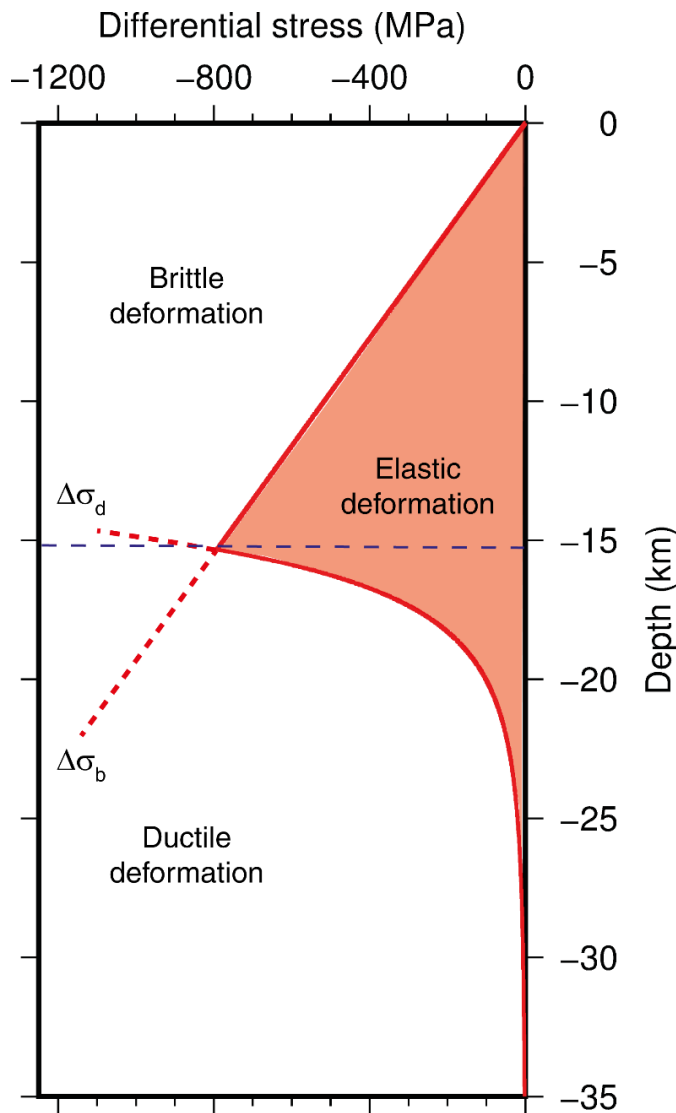


Figure 5.1: General scheme of yield strength envelope construction. Lines corresponding to $\Delta\sigma_b$ y $\Delta\sigma_d$ (straight and curved red lines, respectively) represent the variation of brittle and ductile yield strengths of a rock with depth, respectively. The intersection point between both lines constitutes a brittle-ductile transition (dashed blue line). The full extension in depth of the solid red line, determined by the smallest of the yield strengths at each depth, constitutes the yield strength envelope of the rock. The brittle-ductile transition and the yield strength envelope define the deformation fields of the rock; when, at a given depth, the imposed differential stress is smaller than the yield strength envelope, elastic deformation prevails (red shaded region of the diagram). In the opposite case, plastic deformation occurs (white region of the diagram), as brittle deformation above the brittle-ductile transition, and ductile deformation at greater depths.

Summing up, the yield strength ($\Delta\sigma_{max}$) of a rock at a given pressure-temperature condition within the lithosphere is defined by the minimum of the strengths $\Delta\sigma_b$ and $\Delta\sigma_d$ (Goetze and Evans, 1979; Eq. 5.5). If $\Delta\sigma_d$ is greater than $\Delta\sigma_b$ and the imposed differential stress is sufficiently large, the lithosphere will experience brittle deformation; in the opposite case, ductile deformation will prevail. In this sense, the yield strength envelopes characterize the distribution of yield strength in depth, indicate the prevailing deformation mechanism, and show the position of brittle-ductile transitions (Figure 5.1).

$$\Delta\sigma_{max} = \min(\Delta\sigma_b, \Delta\sigma_d) \quad (5.5)$$

Another commonly used indicator of the rheological state of the lithosphere is the effective elastic thickness. The elastic thin plate model has been widely used to describe the response of the lithosphere to internal and external loads (Figure 5.2). According to this model, the lithosphere maintains gravitational equilibrium over long geological time scales by bending over the asthenosphere (Burov and Diament, 1995). The following is a simple formulation of the problem relating flexure and topographic loads:

$$D\nabla^4 w(x, y) + (\rho_m - \rho_c)gw(x, y) = \rho_t gh(x, y) \quad (5.6)$$

where w is deflection, h is topography, g is acceleration of gravity ($g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$), D is flexural rigidity of the lithosphere, ρ_t is density of the topographic load, ρ_m is density of the mantle and ρ_c is density of the crust.

The flexural rigidity of a lithospheric plate characterizes its resistance to bending moments and depends on the effective elastic thickness of the plate (T_e), the Young modulus (E) and the Poisson ratio (ν):

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1 - \nu^2)} \quad (5.7)$$

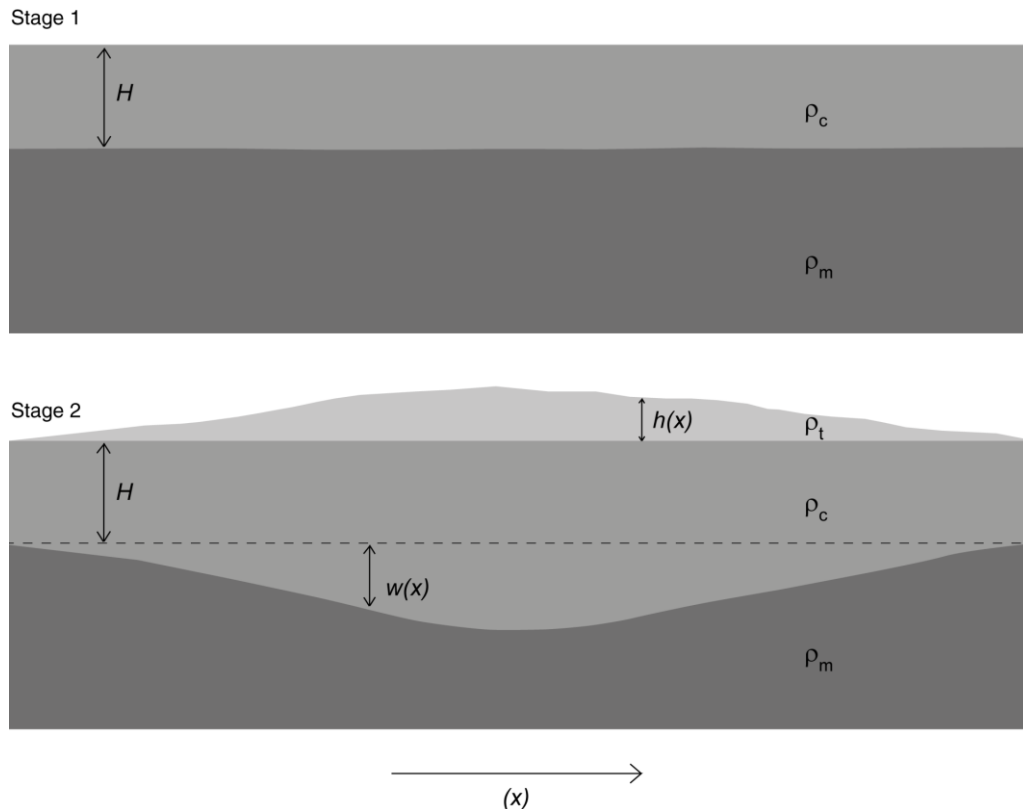


Figure 5.2: Scheme of the elastic thin plate model applied to the continental lithosphere. A crust of density ρ_c in isostatic equilibrium with the mantle (Stage 1) responds elastically to the generation of a topographic load $h(x)$ of density ρ_t , by producing a deflection $w(x)$ over a mantle of density ρ_m (Stage 2). H represents the thickness of the reference crustal column.

As the Young modulus and the Poisson ratio are usually assumed constant in flexural models, the effective elastic thickness is used to describe the rigidity of plates. Even though the effective elastic thickness is commonly used to make inferences on the thermal state and strength of the lithosphere, it is important to note that the concept of T_e is theoretical, and that it represents the equivalent thickness of a plate with homogeneous elastic properties (E, ν); there is no physical representation of this layer in the lithosphere (Stüwe, 2007). Moreover, Burov and Diament (1995) have shown that the relation between T_e and the thermal state of a plate is not straightforward and other parameters should be considered to make inferences. That said, interpretations of T_e should be made carefully.

At present, there are no estimates of strength distribution in the Central Andes except for global models (e.g., Tesauro et al., 2013) showing low strength in the orogen that increases to the adjacent foreland and cratonic regions. On the contrary, estimations of the effective elastic thickness are numerous; several authors have investigated the subject following different methods (e.g., García et al., 2017; Tassara and Yáñez, 2003; Watts et al., 1995). Most of the studies show low T_e values in the orogen that increase towards cratonic regions, and a general inverse correlation between T_e and surface heat-flow.

In this chapter, a 3D model of strength distribution in the Central Andes based on the lithospheric configuration of the 3D density model and the modelled conductive thermal field is presented. The cumulative character of the modelling approach is particularly useful to evaluate how the lithospheric structure determines the present-day rheological state of the region. Estimations of the effective elastic thickness of the lithosphere from different methods are presented as well, in order to test the relation between strength, T_e , and the existing models of rheological stratification of the lithosphere. Furthermore, a geodynamic simulation performed in cooperation with Dr. Sibiao Liu is included to address the dynamic behavior of the system.

5.2. Methods and data

5.2.1. Rheological modelling of strength distribution

The methodology consists in the calculation of maximum differential stresses for both brittle and ductile deformation mechanisms throughout the modelling region. The code of Cacace and Scheck-Wenderoth (2016) was used to compute the 3D strength distribution, which requires the previous definition of the 3D temperature distribution, the structural interfaces delimiting different rock units in the lithosphere, and lithology-dependent mechanical properties for each unit. The calculations build on the density and thermal models presented in Chapters 3 and 4, given that all the required input parameters were taken from and assigned in accordance to those models.

The code calculates the maximum differential stress for brittle and ductile behavior at each X-Y-Z position (Eqs. 5.2, 5.3, and 5.4), and defines the lowest of these as the yield strength at that particular point (Eq. 5.5). Since the Andean tectonic regime is compressive, a f_f representative of thrust faulting and a general friction coefficient of 0.75 was chosen for the calculation of brittle yield strength ($f_f = 3.00$; Ranalli, 1995). The average reference strain rate was extracted from a global model of geodetic plate motion and strain rate based on GPS measurements ($\dot{\epsilon} \cong 6.00\text{E-}15 \text{ s}^{-1}$ at the Andean margin; Kreemer et al., 2014).

The rheological properties of the model units were taken from published laboratory measurements on common rock types, corresponding to the prevailing lithology of each unit (Table 5.1; Afonso and Ranalli, 2004; Goetze and Evans, 1979; Ranalli and Murphy, 1987; Wilks and Carter, 1990). Since the properties reported for similar lithologies by different authors are not always consistent, the secondary creep parameters were carefully selected to ensure that felsic units are weaker than mafic ones. To achieve this, strength-depth profiles for the different rock types were plotted using a uniform strain rate and a reference geotherm. A detailed description of the selection criteria can be found in Appendix B.

The integration of the yield strength over depth at each X-Y position for the entire lithosphere and the entire crust provides the integrated lithospheric strength and the integrated crustal strength, respectively:

$$\sigma_I = \int_0^z (\sigma_1 - \sigma_3) \times dz \quad (5.8)$$

where σ_I is the integrated strength.

Table 5.1: Densities and rheological properties of the model units.

Model unit	Bulk density, ρ (kg m ⁻³)	Rock-type rheology	Power-law activation energy, Q_p (kJ mol ⁻¹)	Pre-exponential scaling factor, A_p (Pa ⁻ⁿ s ⁻¹)	Power-law exponent, n
Upper Crust Eastern Domain	2880	Quartz diorite, dry ¹	219	5.02E-18	2.4
Lower Crust Eastern Domain	3020	Mafic granulite, dry ²	445	8.83E-22	4.2
Upper Crust Central Domain	2700	Granite, dry ¹	123	7.93E-29	3.2
Middle Crust Central Domain	2880	Quartz diorite, dry ¹	219	5.02E-18	2.4
Lower Crust Central Domain	3050	Felsic granulite, dry ²	243	2.01E-21	3.1
Upper Crust Western Domain	2740	Diabase, wet ³	260	7.96E-25	3.4
Middle Crust Western Domain	3040	Diabase, dry ³	485	5.05E-28	4.7
Lower Crust Western Domain	2930	Diabase, wet ³	260	7.96E-25	3.4
Upper Crust Atacama Block	2750	Quartz diorite, dry ¹	219	5.02E-18	2.4
Middle Crust Atacama Block	2930	Diabase, dry ³	485	5.05E-28	4.7
Lower Crust Atacama Block	3090	Diabase, dry ³	485	5.05E-28	4.7
Upper Crust APMB-SPMB	2660	Granite, dry ¹	123	7.93E-29	3.2
Middle Crust APMB-SPMB	2830	Quartz diorite, dry ¹	219	5.02E-18	2.4
Oceanic Crust	2900	Diabase, dry ³	485	5.05E-28	4.7
Lithospheric mantle	3340	Olivine, dry ⁴	510	7.00E-14	3.0

¹ Ranalli and Murphy (1987); ² Wilks and Carter (1990); ³ Afonso and Ranalli (2004); ⁴ Goetze and Evans (1979). Brittle behavior was imposed on the sediments.

5.2.2. Forward modelling of the effective elastic thickness

The Python code of Soler (2015), which is based on the spectral methods developed by Garcia et al. (2014), was used to calculate the effective elastic thickness. Equations 5.6 and 5.7 provide a good approximation of the method; if the deflection $w(x, y)$, topography $h(x, y)$, densities (ρ_t, ρ_m, ρ_c) and elastic properties (E, ν) are known, then the effective elastic thickness can be calculated. The densities of the topographic load, crust and mantle were defined in accordance with the 3D density model as 2670 kg/m³, 2850 kg/m³, and 3330 kg/m³, respectively. Average values of 100 GPa for the Young modulus (Tesauro et al., 2015) and 0.25 for the Poisson ratio (Zandt and Ammon, 1995) were considered for the elastic properties of the lithosphere.

The Python code requires the Bouguer anomaly as input to calculate the Moho depth through the inversion of gravity and obtain the deflection by subtracting a reference crustal thickness. This deflection together with the input topography is then transformed into the frequency domain and used to calculate the effective elastic thickness. Given the highly heterogeneous nature of the crust beneath the plateau (e.g., Beck and Zandt, 2002; Bianchi et al., 2013; Prezzi et al., 2009; Schurr et al., 2003), using a unique average density for the crust to invert the Bouguer anomaly for the Moho and calculate T_e would result in an oversimplification of the problem. Thus, instead of inverting gravity, the Moho of the density model was used, which is taken from the crustal thickness model for South America of Assumpção et al. (2013).

Furthermore, in order to include the effect of the internal loads that arise from the heterogeneous distribution of density in the crust, a pseudo-topography was calculated from the 3D density model (Eq. 5.9; Ebbing, 2002), and used as input for the code instead of the topography. First, the internal load (L) of each unit in the model was calculated as the difference between its density and the density of the reference crust (ρ_c), multiplied by its thickness at every X-Y position. Then, the total L of each crustal column (i.e. the sum of the L of all units at each X-Y position) was divided by the density of the topographic load (ρ_t) to obtain the thickness of a topographic column with an equivalent load. Finally, this thickness was added to the topography to obtain the pseudo-topography:

$$h_{pt} = h + \frac{\sum_{i=N} h_i (\rho_i - \rho_c)}{\rho_t} \quad (5.9)$$

where h_{pt} is the pseudo-topography, h is the topography, and h_i and ρ_i are the thickness and density of each layer in the density model, respectively.

In order to account for the variations of T_e throughout the region, the code works with square windows assuming that T_e is constant within its interior. Several “try-out deflections” are calculated for a given range of T_e in each window, which are then compared against the input deflection (in this case, obtained from the seismic Moho). The final T_e of each window will be the one that minimizes the standard deviation between the calculated and input deflections.

5.2.3. Determination of the effective elastic thickness from strength distribution

The effective elastic thickness of the lithosphere can also be computed from the strength distribution in the modelling region. According to Burov and Diament (1995), the effective elastic thickness (T_e) of a rheologically stratified lithosphere is calculated as the sum of the mechanical thickness of each layer Δh_i (Eqs. 5.10 and 5.11). The mechanical thickness of a layer (also called mechanically competent layer) is measured from its top to the depth where either the differential stress is less than 1-5 % of the lithostatic pressure, or where it is below 10-20 MPa. For a lithosphere with n coupled competent layers (i.e. competent layers are continuous in depth), T_e is computed as:

$$T_e = \sum_{i=1}^n \Delta h_i \quad (5.10)$$

In the case that competent layers are decoupled, T_e is computed using

$$T_e = \left(\sum_{i=1}^n \Delta h_i^3 \right)^{\frac{1}{3}} \quad (5.11)$$

When a stratified lithosphere presents multiple coupled and decoupled layers, the thickness of the coupled layers is summed first with Eq. 5.10. Then, the effective elastic thickness is obtained by summing decoupled layers with Eq. 5.11. The calculations were made with the Python tool pyGMS (Meeßen, 2019), using 5 % of the lithostatic pressure to define the base of each mechanically competent layer, and an absolute lower limit of 20 MPa. Consequently, the calculated effective elastic thickness represents the lower limit of possible results (the upper limit is defined by 1 % of the lithostatic pressure and 10 MPa).

5.2.4. Geodynamic modelling of the orogen-foreland system

In cooperation with Dr. Sibiao Liu, a 3D geodynamic model for intraplate compression of the orogen-foreland system was developed, using the crustal structure of the density model as initial configuration. The aim of the model is to assess the dynamic response of the data-constrained crustal configuration to the present-day Andean compression.

The highly scalable advanced geodynamic code LaMEM (Lithosphere and Mantle Evolution Model; Kaus et al., 2016) was used to perform the thermo-mechanical calculations (details on the governing equations are presented in Appendix C). The model domain is restricted to the orogen (Central Domain) and the foreland (Eastern Domain) in the backarc region of the density model between 60°W and 68°W, and 19°S and 29°S (Figure 5.3). The small domains corresponding to the Atacama Block and APMB-SPMB were not considered in order to reduce computational time and facilitate the convergence of the model.

The lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) defining the lithospheric mantle in the model was interpolated from the global model of Koptev and Ershov (2011), using the Moho as an upper boundary. The resolution of the model in the latitude and longitude directions is 7 km and 6 km, respectively. A dense grid with 1.2 km of vertical resolution covering the lithosphere down to 200 km depth was implemented to track deformation in the vertical direction of thin units within the crust. For depths between 200 and 400 km, the vertical resolution is 7 km.

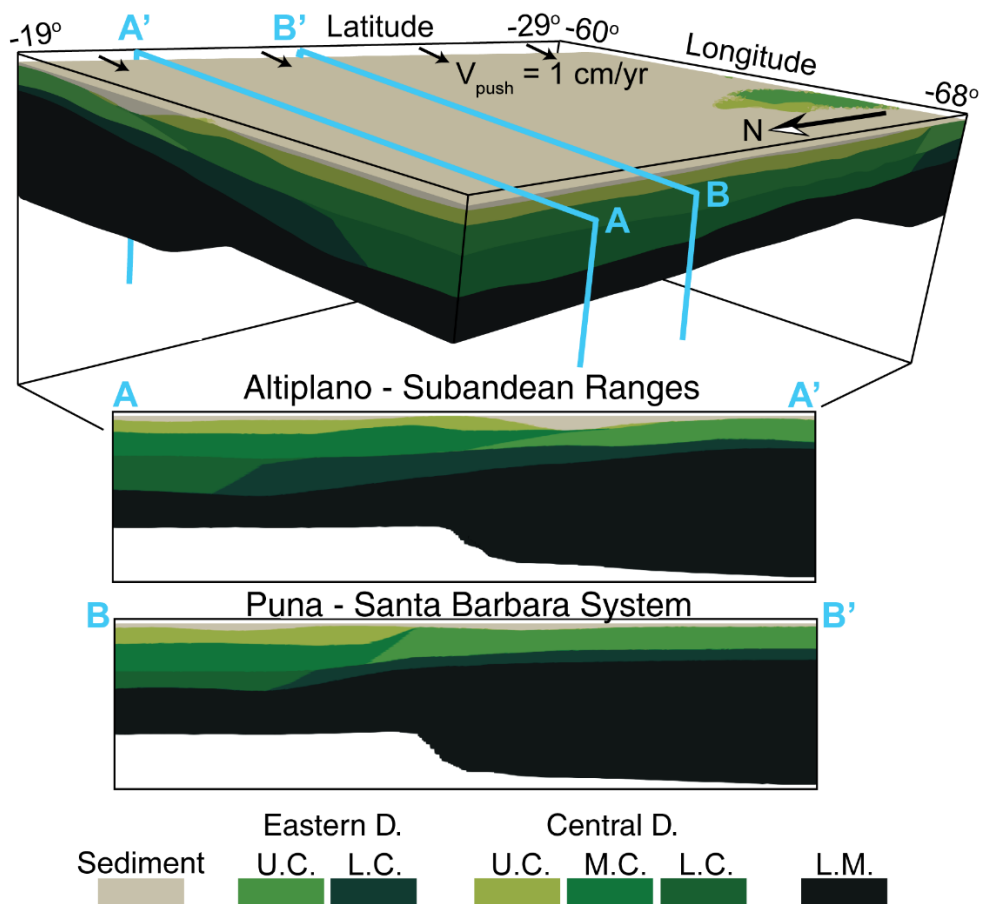


Figure 5.3: Initial setup of the geodynamic model. The structure of the crust is configured from the density model. U.C., M.C., L.C. and L.M. are upper crust, middle crust, lower crust and lithospheric mantle, respectively.

Table 5.II: Mechanical properties of the sediments and mantle used in the geodynamic model

Model unit	Rock-type rheology	Power-law activation energy, Q (kJ mol ⁻¹)	Pre-exponential scaling factor, A (Pa ⁻ⁿ s ⁻¹)	Power-law exponent, n
Sediments	Wet quartzite ¹	154	4.00E-18	2.3
Lithospheric mantle	Dry olivine ²	375/530/ 540	1.50E03/1.10E-16/6.85E-67	1/3.5/-
Sublithospheric mantle	Wet olivine ² (Constant C _{OH})	335/480/ 540	1.00/9.00E-20/6.85E-67	1/3.5/-

¹ *Ranalli and Murphy, 1987*; ² *Hirth and Kohlstedt, 2003*.

The geodynamic model was parametrized with the same thermal and rheological properties as in the 3D thermal and rheological models (Table 4.I and Table 5.I), except for the sediments and the mantle. A fully visco-elasto-plastic rheology was considered for all materials, and the mechanisms of ductile deformation in the mantle included diffusion, dislocation, and Peierls creep regimes.

With the purpose of reproducing the first-order trends of the modelled 3D conductive thermal field, the initial thermal structure of the geodynamic model in the crust was defined by a linear gradient of ~14.3°C/km between the surface at 0°C and the Moho. The temperature at the LAB is a function of its depth, defined as the sum of 1300°C and the contribution of a mantle adiabatic gradient of 0.4°C/km. Subsequently, the thermal structure of the lithospheric mantle was defined by a linear gradient between the temperature at the Moho and the LAB. In the sublithospheric mantle, the temperature distribution is governed by the adiabatic gradient of 0.4°C/km, with a resulting bottom temperature of 1460°C. The thermal gradient at the lateral boundaries was set to zero, which means no horizontal heat flux there.

The mechanical boundary conditions included a stress-free surface boundary, and a closed free-slip basal boundary. The amount of intraplate shortening was imposed through a velocity of 1 cm/yr (e.g., Brooks et al., 2011; Oncken et al., 2006) on the right-hand (East) side boundary. Mass balance was maintained using a uniform outflow through the left-hand (West) lateral boundary below the lithosphere of the Andes.

5.3. Results

5.3.1. Rheological model of strength distribution

The modelled integrated strength for the lithosphere and crust are presented in Figure 5.4, together with the percentage of the crustal contribution to the integrated lithospheric strength. Both strength maps show the same pattern, with a relatively low integrated strength in the Central Domain increasing towards the Western Domain and the Eastern Domain. The lowest integrated strengths for both the lithosphere and the crust lie beneath the Altiplano-Puna plateau, where most of the strength resides in the crust, as shown by the high proportion of crustal strength (more than 80 %, Figure 5.4c). The highest integrated lithospheric strength occurs in the Eastern Domain, while the highest integrated crustal strength is in the Western Domain.

Integrated strength maps are useful to analyze horizontal variations in rheology, in turn, yield strength envelopes allow evaluating vertical heterogeneities. In Figure 5.5, yield strength envelopes are plotted for certain locations that are structurally representative of the morphotectonic units within the modelled area (see Figure 5.4c for the location). In the Eastern Domain the mantle is relatively strong, accounting for an important part of the total strength and conforming to the *jelly sandwich* model for the lithosphere (Figure 5.5, a, b & c). In the Subandean Ranges and the Santa Barbara System, the lower crust is rather weak and decoupled from the mantle (Figure 5.5, a & b), in contrast to the Pampean Ranges where the lower crust is strong and coupled to the mantle (Figure 5.5c). The yield strength envelope for the Puna plateau reveals that the strength there resides mainly in the upper crust, conforming to the *crème brûlée* model for the lithosphere (Figure 5.5d). The Atacama Block presents a strong upper crust, a very strong middle crust, and weak lower crust and mantle, conforming as well to the *crème brûlée* model (Figure 5.5e).

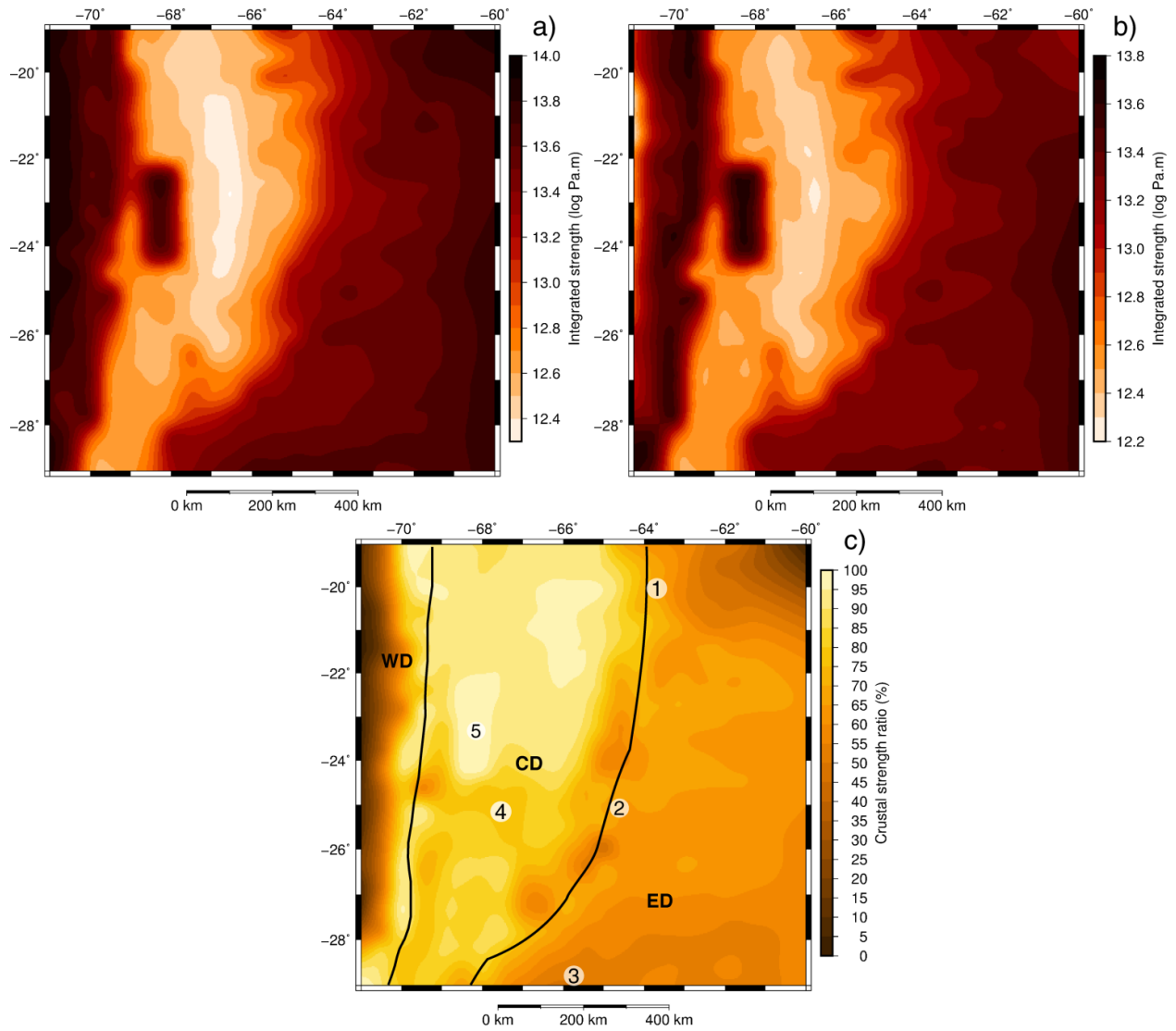


Figure 5.4: (a) Integrated lithospheric strength; (b) integrated crustal strength; (c) ratio of crustal strength to total lithosphere strength. Solid black lines in (c) outline the three main model domains and numbers 1 to 5 mark the position of the yield strength envelopes shown in Figure 5.5.

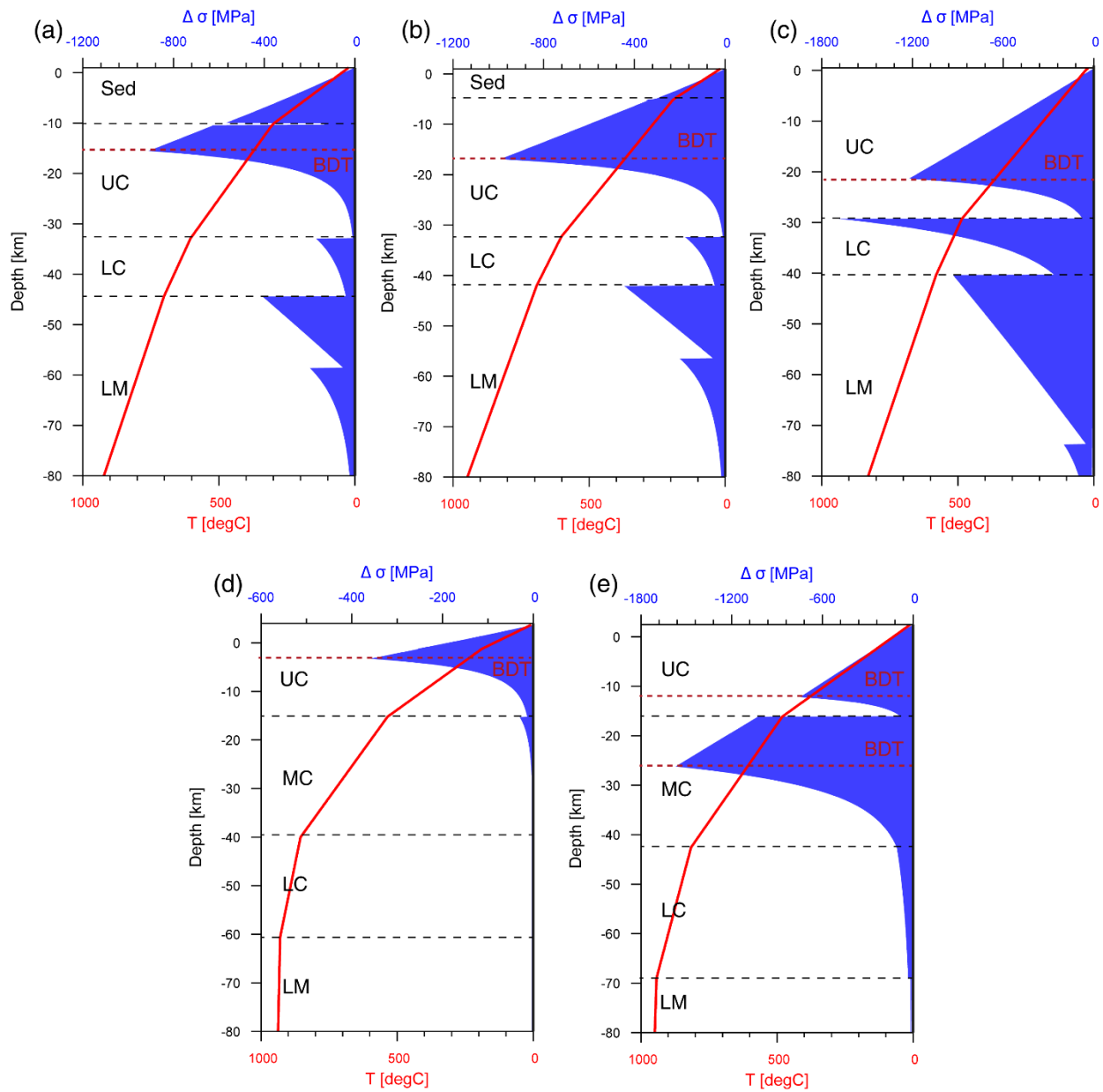


Figure 5.5: Yield strength envelopes for (a) the Subandean Ranges, (b) the Santa Barbara System, (c) the Pampean Ranges, (d) the Puna, and (e) the Atacama Block. Solid red lines show the temperature distribution with depth; dashed black lines correspond to the interface between the different units; and dashed red lines mark the brittle-ductile transition levels. Sed: sediments; UC: upper crust; MC: middle crust; LC: lower crust; LM: lithospheric mantle; BDT: brittle-ductile transition. The geographical location of the YSEs presented in (a), (b), (c), (d), and (e) is shown in Figure 5.4c with numbers 1, 2, 3, 4, and 5, respectively.

Model sensitivity was examined with respect to rock-type rheology. Different rock types were considered for the least constrained unit (lower crust in the Eastern Domain), obtaining the same trends in the crustal and lithospheric integrated strengths. With respect to the vertical distribution of strength, an increase in the strength of the lower crust from felsic granulites to mafic granulites and dry diabase is observed (See Appendix D).

5.3.2. Effective elastic thickness

Figure 5.6 shows the calculated effective elastic thickness from the 3D strength distribution in the rheological model and from the analysis of flexure in the frequency domain considering internal loads. The first observation is that T_e calculated from strength presents higher values (~15-70 km) than T_e calculated from flexure (~5-45 km). Both maps show a similar first-order trend in which the orogen is characterized by low T_e values that increase towards the foreland; however, some discrepancies arise particularly in the deformed foreland provinces and the Atacama Basin.

The T_e calculated from strength (Figure 5.6a) presents values between 10-20 km throughout the entire Altiplano-Puna plateau and most of the Western Cordillera and Eastern Cordillera. To the east, T_e increases from 20 to 30 km in the Subandean Ranges, and from 20 to 45 km in the Santa Barbara System and Pampean Ranges. Although the range of T_e in the foreland basin is broad (30-70 km), the region is characterized by T_e values between 40-55 km. In the west, there is a region beneath the Atacama Basin with high T_e values of 30-50 km.

The T_e calculated from flexure (Figure 5.6b) is very low throughout most of the region. The Chilean Precordillera, Western Cordillera, Altiplano-Puna plateau, Eastern Cordillera, and Pampean Ranges present T_e values between 3 and 20 km. The lowest T_e values (3-10 km) are located in the volcanic arc (Western Cordillera), the Chilean Precordillera, the Eastern Cordillera, and part of the southern Puna plateau. Towards east, in the Subandean Ranges, T_e rapidly increases from 15 to 40 km. In the Santa Barbara System T_e is lower, showing an average value of ~15 km that increases up to 30 km in the east. The foreland basin is characterized by T_e values between 35 and 45 km.

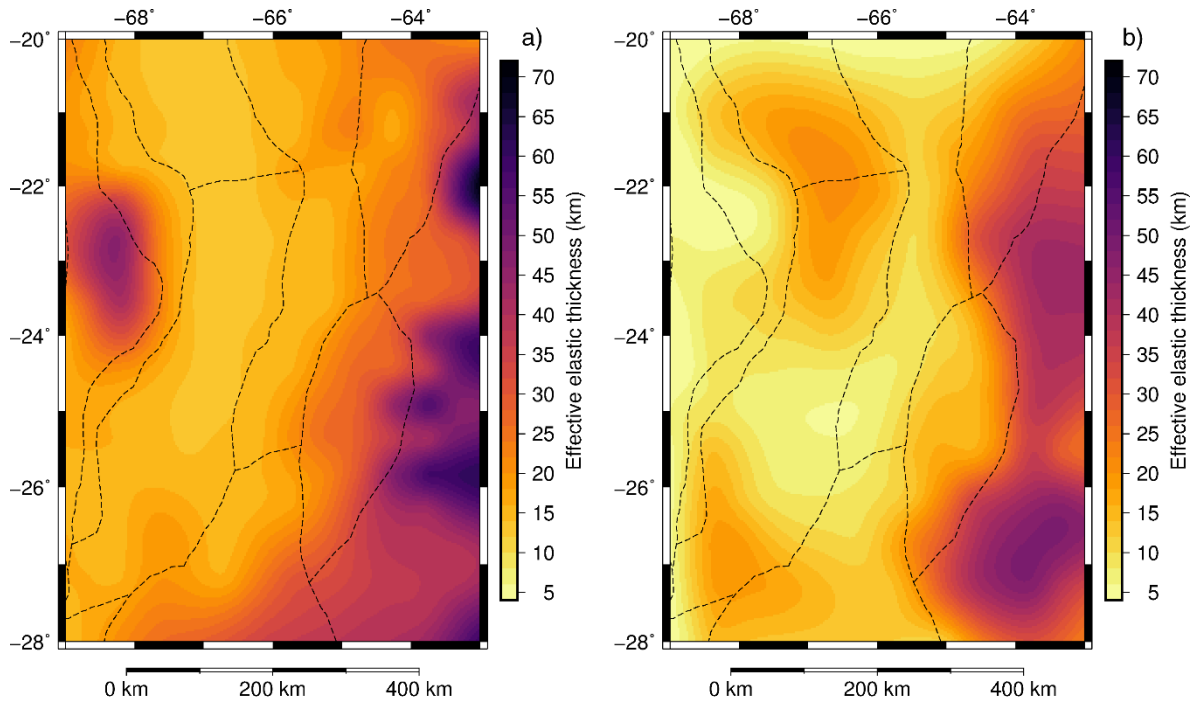
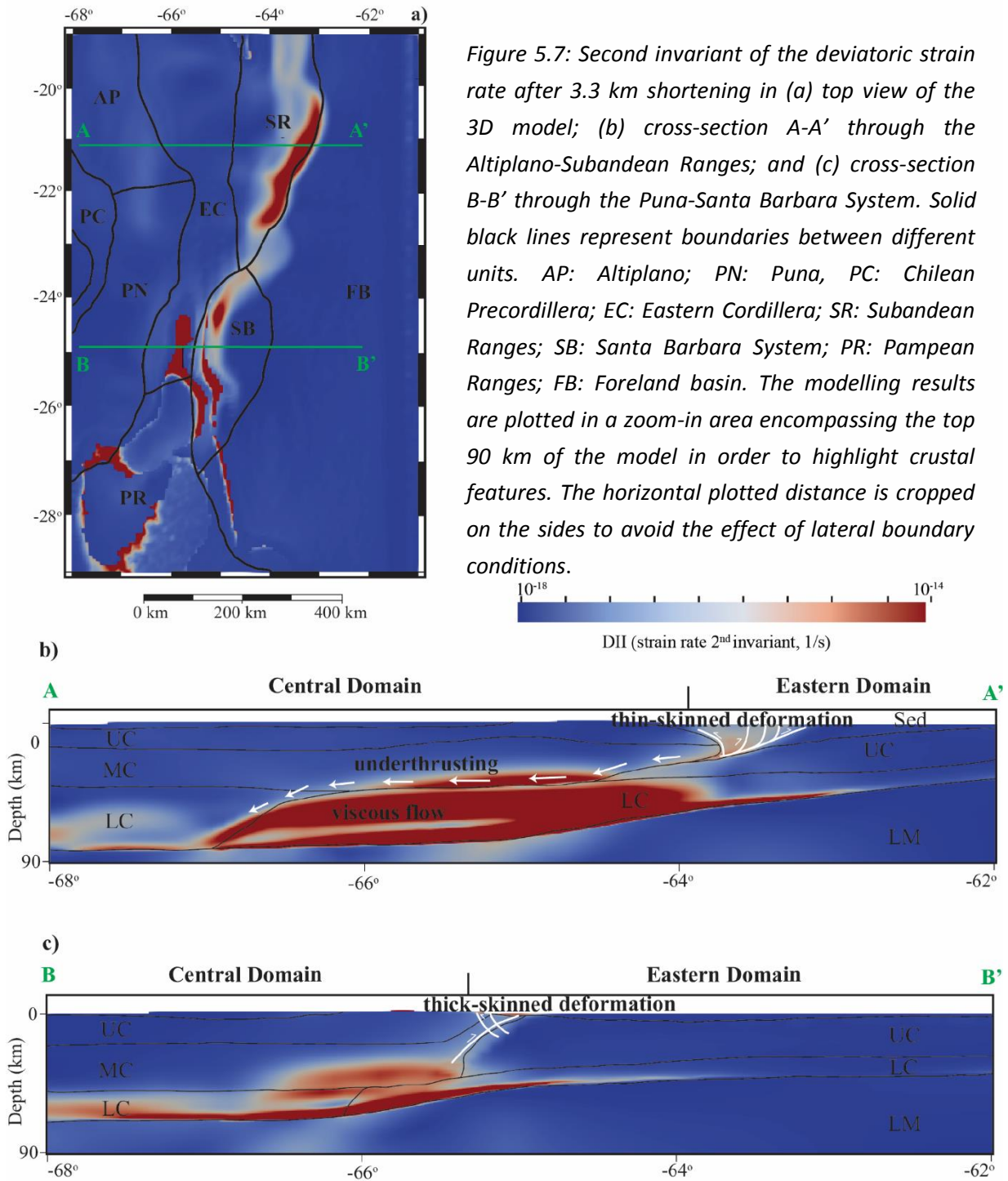


Figure 5.6: Effective elastic thickness calculated from (a) the strength distribution, and (b) the spectral analysis of flexure. Dashed black lines delineate the different morphotectonic units. Both estimations are presented for the same geographical extension using the same color scale to provide a better visual comparison.

5.2.3. Geodynamic model of the orogen-foreland system

Since the aim of the simulation was to analyze the dynamic response of the density model to present-day compression, the results presented in this section correspond to a shortening of 3.3 km (0.33 m.y. elapsed model time (emt); most closed time after 0.1-0.2 m.y.-emt). Figure 5.7 shows the distribution of the second invariant of the deviatoric strain rate, which characterizes the dynamics of changes in the internal deformation during compression. The near surface strain rate second invariant indicates that deformation is mainly localized at the eastern limit of the Subandean Ranges, the transition from the Eastern Cordillera to the Santa Barbara System, and the Pampean Ranges (Figure 5.7a).



The two cross-sections through the Altiplano and the Puna (Figure 5.7, b & c) show that with depth, deformation is displaced to the west, in the lower crust of the Eastern Cordillera and the eastern margin of the plateau. Deviatoric strain rate second invariants are larger in the Altiplano cross-section, with a broader deformation zone in the lower crust, and deformation of the sedimentary cover. Interestingly, in both cross-sections the crustal thickening due to the tectonic shortening occurs along the eastern edge of the plateau rather than inside the weak plateau crust.

5.4. Discussion

The strength configuration of the lithosphere strongly depends on the temperature distribution whose validity was discussed in the previous chapter. The other controlling parameters are the background strain rate and the lithology-dependent mechanical rock properties. A uniform strain rate was considered for the entire modelling region although observations suggest a reduction of the present-day strain rate from north to south, and strain localization along the edges of the orogen (Gerbault et al., 2003; Schemmann, 2007). Since one of the main goals of the dissertation is to assess the long-term strength variations resulting from thermal and compositional heterogeneity, the application of a spatially invariant strain rate allows to isolate the effect of those heterogeneities on the lithospheric strength distribution. In that respect, the implementation of different mechanical rock properties on the basis of the prevailing lithology of the model units permitted to incorporate the effect of compositional heterogeneities into the results.

The low integrated strength levels in the crust and lithosphere of the Central Domain (Figure 5.4, a & b) and the vertical distribution of the yield strength beneath the plateau (Figure 5.5d) suggest a significantly weakened lithosphere within the orogen, particularly beneath the Altiplano-Puna plateau, where the upper crust is the only strong layer. In the Eastern Domain, the Western Domains, and the Atacama Block the integrated strength is larger and the yield strength envelopes indicate a stronger lower crust and/or mantle (Figure 5.4, a & b, and Figure 5.5, a, b, c & e). These results suggest a clear first-order spatial correlation between thermal field and rheology: regions with high temperatures coincide with regions of low integrated strengths.

The effect of rock-type rheology on strength is less evident but is still discernable. Figures 4.5, 5.4 and 5.5 illustrate that although the crust in the Atacama Block presents higher temperatures than the foreland (Figure 4.5), the crustal integrated strength is higher in the former than in the latter (Figure 5.4b). The yield strength envelopes also show a considerably stronger crust in the Atacama Block (Figure 5.5e) than in any of the morphotectonic units in the deformed foreland (Figure 5.5, a, b & c). This lack of correlation between thermal field and crustal integrated strength can be explained by the different rock-type rheology of the units and the different crustal thicknesses. The mafic rocks in the Atacama Block are stronger than the rocks in the foreland (as shown in Appendix B), and have a high yield strengths even at high temperatures (Figure 5.5e).

The relevance of temperature in strength models and the second-order effect of composition have been shown by other authors. For example, the global models of Tesauro et al. (2013) show that the distribution of integrated strength correlates with the distribution of temperature at the lower boundary condition and that the modification of rock properties does not largely alter this correlation. Afonso and Ranalli (2004) explored this interactions more deeply by analyzing the ratio of lower crustal to mantle strength in synthetic models with varying crustal thickness, heat-flow, and composition. Their results indicated that strength resides in the crust for high heat-flow values, and in the mantle for low heat-flow values, irrespective of composition and crustal thickness. These two parameters had a stronger effect for intermediate heat-flow.

In view of the observed clear dependence of strength on temperature and the strong control of crustal thickness and radiogenic heat production on the thermal field (Chapter 4), it is suggested here that, in the Central Andes, the crust (its thickness and composition) exerts a first-order control on the thermal field, and consequently also on the strength distribution. This is to some extent in agreement with the results obtained by McKenzie et al. (2005), who modelled the thermal structure of oceanic and continental lithospheres and suggested that Moho temperatures beneath the continents are primarily dependent on the thickness of the crust and its radiogenic heat production.

With regards to the distribution of second invariants of the deviatoric strain rate in the model (Figure 5.7), the concentration of high values in the lower crust beneath the Eastern Cordillera and the eastern margin of the plateau, particularly in the transect across the Altiplano and the Subandean Ranges, is consistent with previous 2D and 3D models suggesting underthrusting of the strong mafic foreland beneath the weak orogenic crust and viscous flow of lower crustal material (Hindle et al., 2005; Sobolev and Babeyko, 2005; Sobolev et al., 2006; Yang and Liu, 2003). However, the most interesting observation is that regions with high modelled second invariants of the deviatoric strain rate in the shallow crust are spatially coincident with the location of high horizontal gradients of modelled strength (Figure 5.8). Considering that the results of the rheological model indicate a strong control of crustal heterogeneities in the Central Andes on the variations of strength, it is likely that the predicted strong strain localization may also be governed by the presence of lateral heterogeneities. A similar finding is that of Cacace et al. (2008), who used a finite element viscous thin sheet model to investigate the influence of contrasting rheological structures on deformation and stresses in the Central European Basin System. Their results showed strong strain localization and deviations in the direction of the principal stress axes along lateral heterogeneities.

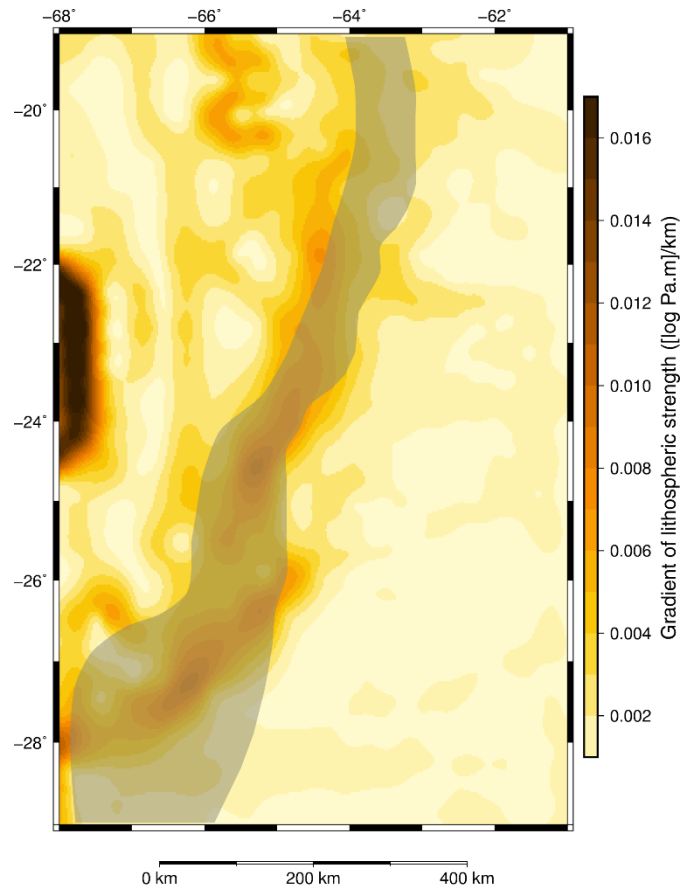


Figure 5.8: Total horizontal gradient of the modelled integrated lithospheric strength for the orogen-foreland system. The grey shaded area shows the location of the highest modelled second invariants of the deviatoric strain rate near the surface of the geodynamic model (Figure 5.7a).

With respects to the vertical distribution of strength, the yield strength envelopes in Figure 5.5 indicate significant heterogeneities, not only between the orogen and the foreland, but also within the latter. The most characteristic feature is that the orogen and foreland present *crème brûlée* and *jelly sandwich* types of lithosphere, respectively, with brittle-ductile transitions deepening from the orogen towards the foreland. The results suggest that the rheological stratification of the lithosphere in the Central Andes is governed by the temperature distribution; *jelly sandwich* lithospheric profiles are associated with lower temperatures than *crème brûlée* lithospheric profiles (Figures 5.3 and 4.5). Even though generally *crème brûlée* profiles are representative of weak lithosphere, in the Atacama Block this type of profile is correlated with high integrated strengths because of the strong mafic rocks present in the crust.

Although the presented YSEs are representative of each morphotectonic unit, it is worth mentioning that they vary laterally, particularly in the Subandean Ranges, the Santa Barbara System, and the Pampean Ranges where large gradients of temperature occur (Figure 4.5). Since ductile strength is strongly controlled by temperature and in these morphotectonic units temperature increases from east to west, the strength in the lower crust and mantle is progressively reduced towards the orogen, and the brittle-ductile transitions in the upper crust deepen towards east. It has been suggested that the variations in the yield strength profiles and the depth to the brittle-ductile transitions have an effect on the depth distribution of seismic activity (e.g., Doser and Kanamori, 1986; Lamontagne and Ranalli, 1996), however this topic will be discussed in the next chapter.

There is disagreement among the literature on how representative these two types of rheological profiles are of the physical state of the lithosphere. Jackson (2002) claimed that the *crème brûlée* model represents better the behavior of all lithospheres because no intraplate seismicity is observed in the upper mantle, suggesting that the latter is in fact ductile and weak. Burov (2010) challenged this view stressing that a ductile mantle can be strong, and that the occurrence of seismicity is controlled not only by the strength of the rocks, but also by the stress state. Furthermore, this author suggested that *crème brûlée* profiles of the lithosphere are dynamically unstable, particularly in orogenic regions, where a collapse of the system takes place after a few m.y. in geodynamic simulations.

The results of the models presented in this chapter agree with Burov (2010) in his observation that the mantle can be strong and ductile at the same time, presenting a *jelly sandwich* lithospheric profile (as in the foreland); however, with respect to the requirement of a strong mantle for large orogenic regions to be stable, recent research has shown that this is not necessarily true. Li et al. (2016) carried out a systematic numerical study on orogens to analyze the conditions for the initiation of lithosphere delamination, finding that lithospheres with weak upper mantle and lower crust (*crème brûlée* profile) are prone to delamination processes and development of stable wide plateaus. This result is a good approximation to the Central Andes, where geochemical, geophysical, and geological studies point to the occurrence of delamination processes over the past 10-20 m.y., coetaneous with the formation of the Altiplano-Puna plateau

(e.g., Beck and Zandt, 2002; DeCelles et al., 2015; Kay et al., 1994). Furthermore, recent 2D and 3D geodynamic models for the Altiplano-Puna plateau have shown that the presence of laterally varying strength profiles, with a weak mantle in the orogen and a strong mantle in the foreland, is an important factor driving plateau formation and development of heterogeneous deformation systems as observed in the field (Liu, 2020).

The effective elastic thickness calculated from strength (Figure 5.6a) correlates with the integrated strength configuration (Figure 5.4, a & b), as expected. The orogen presents the lowest T_e values, associated with a weak and hot lithosphere whose strength resides in the upper crust (Figure 5.5d). The largest T_e values in the foreland (up to 70 km), consistent with a high integrated strength and low temperature, indicate that in those regions the crust is coupled to the mantle as in the southern Pampean Ranges (Figure 5.5c). Low T_e values generally correspond to *crème brûlée* lithospheric profiles, while high T_e values correspond to *jelly sandwich* profiles, however, the Atacama Block represents an exception, exhibiting high T_e and a *crème brûlée* lithospheric profile.

A similar trend is observed in the effective elastic thickness calculated from flexure, although some differences arise. Within the plateau, T_e is very low in the southern Puna and the volcanic arc, increasing towards the northern Puna and the Altiplano. Since T_e estimates have been usually correlated to the thermal state of the lithosphere (e.g., Hyndman et al., 2009), this heterogeneity could be interpreted as a difference in the thermal field of the plateau. In this regard, a partial spatial coincidence is observed between the low T_e anomalies in the plateau and the shallow depths to the Curie isotherm (Figure 4.7a). However, T_e increases towards the northern end of the southern Puna, in disagreement with the isotherm and the surface heat-flow (Figure 4.7). This lack of correlation may be due to a shift in the position of the windows used to calculate T_e and the depth to the bottom of the magnetic layer. Furthermore, considering that the region in the northern Puna and the Altiplano presented the largest misfits between the observed and modelled deflections during T_e calculation, any interpretation should be taken carefully.

Towards the deformed foreland, the Santa Barbara System presents low T_e compared to the Subandean Ranges. The temperature distribution (Figure 4.5) does not show any significant variations between both morphotectonic units suggesting that the thermal state is not in the origin of the observed heterogeneity. One possible scenario is that the reduced T_e of the Santa Barbara System is actually inherited. Previous studies have suggested that given the long time scales at which the lithosphere is effectively elastic, the T_e acquired in the last tectonic event slowly changes with time, so that foreland basins developed on stretched crust would present low T_e values (Desegaulx et al., 1991; Lin and Watts, 2002; Watts, 1988; Watts and Burov, 2003). The Santa Barbara System is an inverted Late Cretaceous-Paleocene rift system (e.g., Kley et al., 2005), thus, it is likely that the present-day low T_e values were acquired during the rift stage. The low effective elastic thickness in the Atacama Block could have a similar origin, however, it is most likely that the large window size of the model (160 km) hinders the isolation of the signal of the block.

After comparing the distribution of effective elastic thickness calculated with both methods against the modelled thermal field, it can be concluded that the T_e calculated from strength distribution keeps a close correlation with temperature, however, the T_e calculated from flexure only correlates with the first-order trends of the thermal field. Considering the lack of consistency between both methods, the distribution of T_e will not be used here to make further inferences on the strength of the Central Andes and its relation to active deformation processes.

5.5. Summary and conclusions

The 3D strength distribution of the Central Andes was modelled on the basis of the 3D data-derived density model and the 3D conductive thermal field. The effective elastic thickness was calculated from the modelled strength and the analysis of flexure in the frequency domain considering the internal loads of the density model. Furthermore, a geodynamic simulation for intraplate compression of the orogen-foreland system was performed using the density model as initial geometry, the same mechanical properties as the rheological model, and an initial thermal state representative of the conductive thermal model. The main outcomes are:

1. the integrated strength of the Andean lithosphere is mainly controlled by its temperature distribution, with the hot orogenic lithosphere having a lower integrated strength than the cooler forearc and foreland areas;
2. rock composition exerts a second-order control on the modelled strength in the Central Andes, explaining the lack of correlation between thermal field and strength in regions like the Atacama Block;
3. regions with high modelled second invariants of the deviatoric strain rate in the shallow crust correlate with the location of high horizontal gradients of modelled strength. Given that the variations in the thickness and composition of the crust govern the temperature distribution, which in turns controls the strength of the lithosphere, the results suggest that the heterogeneous nature of the Central Andean crust may be at the origin of the predicted strong strain localization;
4. the rheological stratification of the lithosphere is governed by its thermal state because of the strong dependence of ductile creep on temperature. Consequently, the orogen and foreland are characterized by *crème brûlée* and *jelly sandwich* lithospheric profiles, respectively;

5. despite the differences in the effective elastic thickness calculated with different methods, there is agreement on a general trend of low T_e in the orogen and high T_e in the foreland. Even though there is a first-order correlation between effective elastic thickness and thermal field, deviations suggest that other parameters need to be explored for further interpretations.

Chapter 6. Discussion. The thermo-rheological state of the Central Andes and its relationship to seismicity and active deformation

In this chapter, a final discussion is presented that integrates the results of the previous sections and analyzes their relation to active deformation processes in the Central Andes. For that, data on crustal seismic activity and neotectonic structures was compiled from the EHB-ISC Bulletin (Engdahl et al., 1998; International Seismological Centre, 2020; Weston et al., 2018), data publications of the local temporary seismic network PUDEL (Heit et al., 2007; Mulcahy et al., 2014), and the results of an international project focused on active deformation in South America (Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas, 2008).

Figure 6.1 shows the horizontal gradient of the integrated lithospheric strength together with the epicenters of crustal seismicity and the neotectonic structures in the region. Most of the recorded seismicity and active structures are preferentially located in areas with high modelled strength gradients, i.e. in the transitions zones between weak and strong domains. Such transitions zones correspond to the Eastern Cordillera, the Subandean Ranges, the Pampean Ranges and the Santa Barbara System in the east, and to the Chilean Precordillera in the west, where several investigations have been conducted (e.g., Arnous et al., 2020; Costa et al., 2018; García et al., 2019; Hilley & Strecker, 2005; Meigs & Nabelek, 2010; Santibáñez et al., 2019; Siame et al., 2015; Strecker et al., 1989; Weiss et al., 2015). This suggests that the strength of the crust/lithosphere may influence the location of active deformation processes, at least of those representative of brittle behavior.

Since the modelled strength distribution in the Central Andes is controlled by the heterogeneities of the crust, the high gradients of strength and the active brittle deformation processes coincide spatially with transitions in the density and seismic velocity structure of the crust. Moreover, local studies show that in the same regions the thickness of the lithosphere diminishes from the foreland to the orogen (e.g., Koptev and

Ershov, 2011; Prezzi et al., 2009; Tassara et al., 2006). Previous investigations have also reported concentrations of seismicity and active deformation in transition zones and zones of weakness: Fernández-Ibáñez and Soto (2008) investigated the crustal rheology and earthquake distribution in the Gibraltar Arc and found that most of the crustal seismicity in the region occurred in domains of medium to high strength; Ito (1990) determined the regional variations of the seismic-aseismic boundary and the brittle-ductile transition zone in a region of Japan and noted that earthquakes appeared to nucleate where there were abrupt changes in the seismic-aseismic boundary, associated with variations in the thermal field; Sloan et al. (2011) analyzed earthquake depth distributions in Central Asia with respect to lithospheric thickness and suggested that crustal seismicity, and in particular seismicity in the lower crust, was focused on the transition zone from a cold, thick lithosphere to a hot, thin lithosphere. Similar global and regional research by Mooney et al. (2012) and Assumpção et al. (2004) found that intraplate seismic activity concentrated around steep lateral gradients in lithospheric thickness, and in lithospheric thin spots. More recently, Magrin and Rossi (2020) found that most of the seismic events in the northern tip of the Adria microplate occur in the front of the Southern Alps facing south, where there is a sharp transition from high to low values of seismic velocity, density, rigidity and Young's modulus.

These observations are consistent with the results of the previous chapter that suggested a possible control of lateral rheological heterogeneities on the strong strain localization in the shallow crust. Moreover, the predicted high second invariants of the deviatoric strain rate in the shallow upper crust correlate with the location of observed brittle deformation in the form of recorded seismicity and mapped active structures, supporting the hypothesis of the relevance of crustal heterogeneities in the Central Andes. It is interesting to note that the location of deformation does not correlate with the proposed terrane boundaries as would be expected if large scale shear zones due to inter-terrene movements were present.

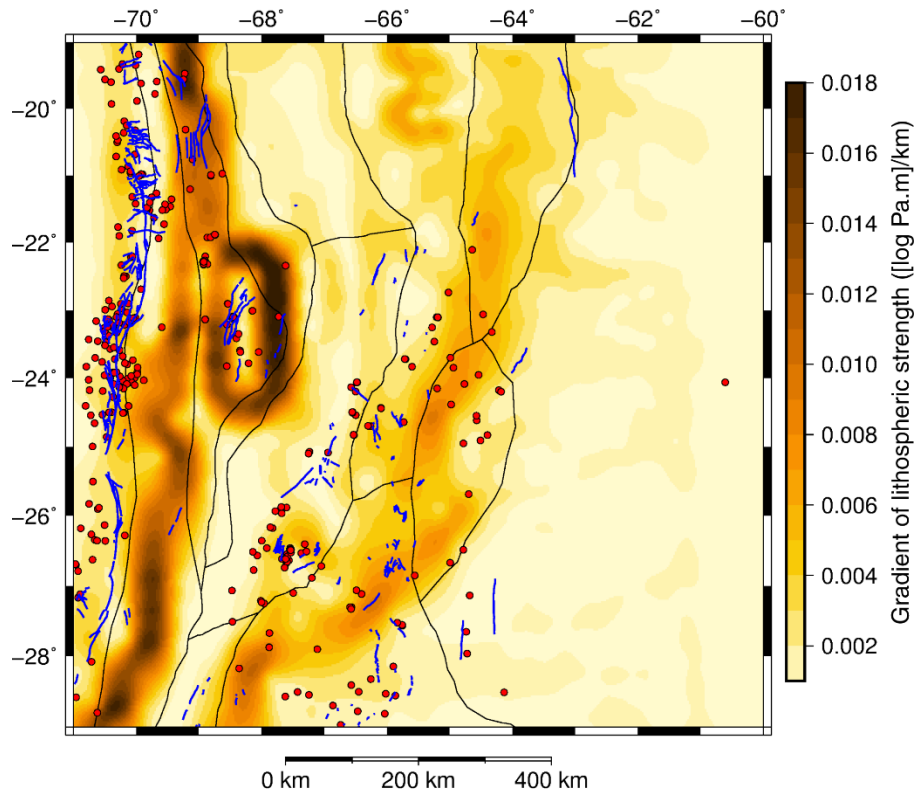


Figure 6.1: Horizontal gradient of the integrated lithospheric strength, together with the location of active faults (solid blue lines) and epicenters of crustal seismic events (red circles). Solid black lines outline the morphotectonic units.

The observed localization of active deformation could also be related to lateral variations of gravitational potential energy (GPE) as suggested for other regions (e.g., Fernández-Ibáñez and Soto, 2008). The GPE of a mountain range grows with the square of both its average elevation and the thickness of its crustal root (Stüwe, 2007). As a result, the forces required to produce further vertical growth increase exponentially, preventing any internal deformation (e.g., Molnar and Lyon-Caen, 1988). Regions with high GPE exert a net force on those with low GPE, imposing a compressional stress field on the transition zone (e.g., Stüwe, 2007). In such scenario, the high GPE stored in the plateau (due to its thick crust and high elevation) would prevent internal deformation and impose a compressional stress field on its margins, forcing lateral, foreland-ward growth, instead of continued vertical growth (e.g., Molnar and Lyon-Caen, 1988). Local and global estimations of GPE and its contribution to the horizontal deviatoric stress field show indeed that the Central Andean orogen is characterized by high GPE compared to the

foreland and forearc areas, resulting in extensional deviatoric stresses within the orogen interior, and compressive deviatoric stresses on its margins (e.g., Flesch and Kreemer, 2010; Ghosh et al., 2009).

On another note, the observed localization of active deformation along high strength gradients could influence the position of the volcanic arc as well. Although the position of volcanic arcs in subduction systems is known to be controlled by the dehydration of the subducting slab at approximately 100 km depth (Tatsumi, 1986), the marked diversion of the volcanic arc (i.e. the Western Cordillera) towards the east, around the Atacama Block, is not associated with any change in the dip of the slab. Since the volcanic arc lies approximately along the boundary between the strong crust in the forearc and the weak crust in the orogen (Figure 6.1), the ascent of magma in this zone may have been facilitated due to a localized opening of fractured pathways, thus causing the diversion of the volcanic arc.

The seismic activity in the Coastal Cordillera and the Puna does not show any clear correlation with the high strength gradients. Most of the seismicity in the Coastal Cordillera is restricted to the area near the interface between the subducting slab and the upper plate (e.g., Allmendinger & González, 2009; Bloch et al., 2014; Figure 6.2). The Puna plateau presents a complex and areally extensive deformation system that has contributed to its Late Cenozoic uplift history (e.g., DeCelles et al., 2015b; Pingel et al., 2020), with N-S striking reverse faults and folds (e.g., Montero-López et al., 2020), WNW-ESE striking left-lateral transtensional fault systems, NE-SW striking right-lateral transpressive fault systems (e.g.; Norini et al., 2013; Riller et al., 2001; Zhou & Schoenbohm, 2015), and superposed normal faulting (e.g., Allmendinger et al., 1989; Montero López et al., 2014). Riller et al. (2012) have shown by means of analogue modelling that a N-S transition from weak to strong crust can produce broad and complex deformation systems as those reported for the Puna. The results of the rheological model support the existence of such N-S variations in the strength of the crust within the Central Andes, from a weak crust beneath the Puna plateau to a strong crust beneath the Pampean Ranges (Figure 5.4).

On the basis of the registered volcanic activity of the Puna and the results of seismic studies, it has been suggested that the widespread extensional processes observed within the plateau are possibly associated with gravitational collapse during the last m.y. of tectonic evolution of the plateau, accompanied by delamination of the lithospheric mantle approximately 7 Ma (e.g., Allmendinger, 1986; Beck et al., 2015; Daxberger and Riller, 2015; Drew et al., 2009; Montero Lopez et al., 2010; Murray et al., 2015; Schoenbohm and Strecker, 2009). In this line, Calixto et al. (2013) reported a complex pattern of low and high seismic velocities in the mantle, which they interpreted as delaminated blocks (high velocity) and hot asthenospheric material (low velocity). The modelled average density of the crust presented in Chapter 3 shows semi-circular low-density anomalies in the Puna (Figure 3.6) that could represent regions where delamination of the lower crust occurred.

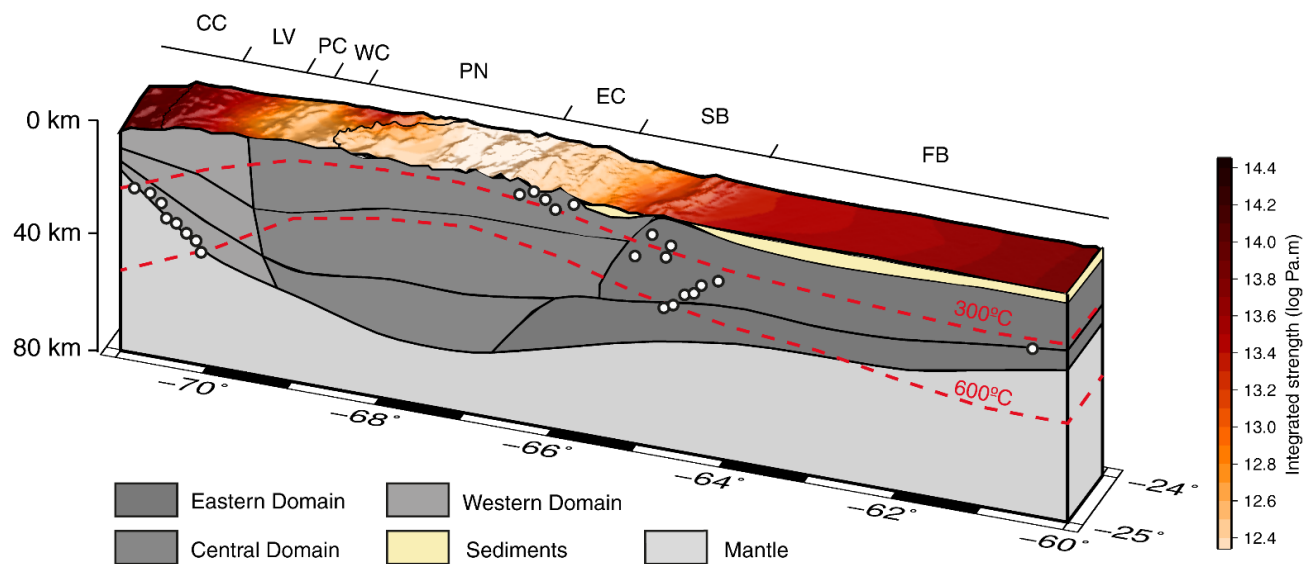


Figure 6.2: 3D vertical slice of the density model between 24°S and 25°S, showing the position of the 300°C and 600°C modelled isotherms (dashed red lines) and the integrated strength of the lithosphere (overlain on the topography). White circles with black rims represent the hypocenters in the region. The transitions between morphotectonic units are marked on the top of the diagram.

Some of the early investigations into the distribution of seismicity with depth suggested that brittle failure was restricted to depths above the 600°C isotherm in the mantle and the 300°C-450°C isotherms in the crust because, as a first approximation, mantle rheology is governed by the rheology of olivine and crustal rheology is governed by the rheology of quartz or plagioclase (e.g., Chen and Molnar, 1983; McKenzie et al., 2005). However, deep crustal seismic activity has been registered within the studied area, well below the modelled depths of the 300°C-450°C isotherms, being the 600°C isotherm the apparent boundary (Figures 6.2 and 6.3). Similar observations from different tectonic settings in western North America, the Dead Sea basin, the East African and Baikal rift systems, the Tien Shan foreland, and the northern Alpine foreland of Switzerland, challenged the early ideas and called for a more thorough investigation on both the seismic process and the rheological stratification of the lithosphere (Aldersons et al., 2003; Bryant and Jones, 1992; Camelbeek and Iranga, 1996; Deichmann, 1992; Déverchère et al., 2001; Nyblade and Langston, 1995; Sloan et al., 2011; Wong and Chapman, 1990).

A number of authors have found a good correlation between the location of brittle-ductile transitions (BDTs) and various proxies for the depth-frequency distribution of hypocenters, based on the establishment of rheological profiles of the lithosphere (e.g., Albaric et al., 2009; Chen & Molnar, 1983; Doser & Kanamori, 1986; Fernández-Ibáñez and Soto, 2008; Meissner & Strehlau, 1982; Sibson, 1982). Following those studies, the depth proxies used here to compare against the depth of the modelled BDTs are the depth at which the frequency of hypocenters starts to decrease (D_{dec}), the maximum depth of the hypocenters - equivalent to $T_s - (D_{max})$, and the depths above which 80% and 95% of the earthquakes occur (D_{80} and D_{95} , respectively).

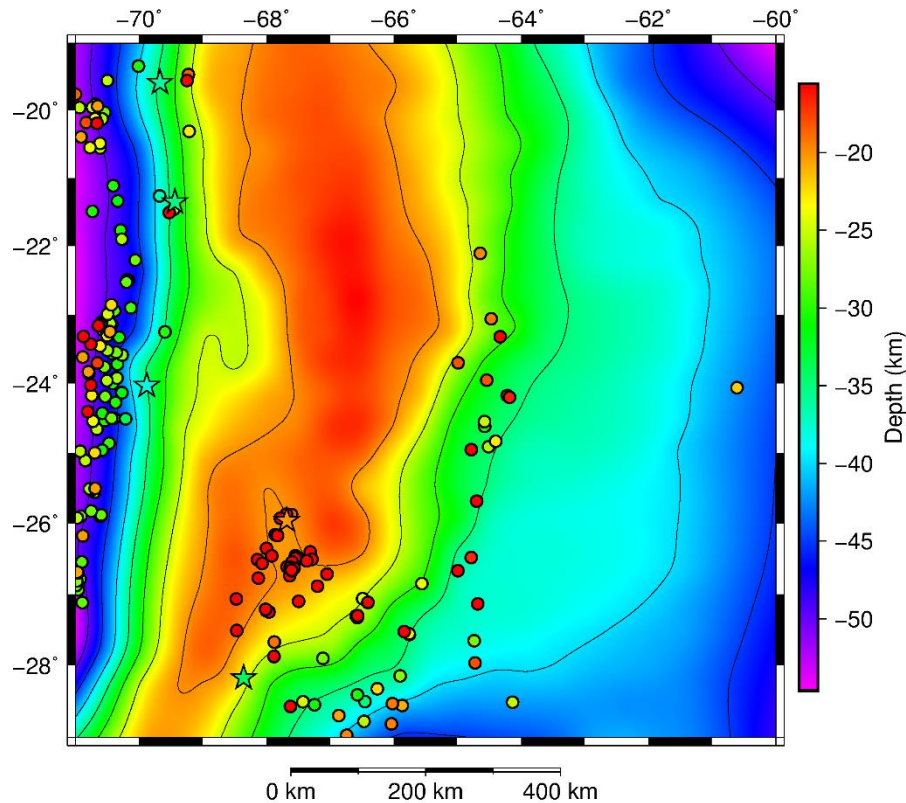


Figure 6.3: Modelled depth to the 600°C isotherm together with the distribution of hypocenters in the Central Andes (color-coded dots and stars). The same color scale is used for the depth of the isotherm and hypocenters. Dots and stars represent hypocenters that are shallower and deeper than the 600°C, respectively.

In order to test the different proposed hypotheses concerning how the configuration of the seismogenic layer relates to the modelled brittle-ductile transitions in the Central Andes, only hypocenters with less than 5 km of vertical uncertainty were selected and used to plot depth-frequency distribution histograms. These were constructed for the morphotectonic units presenting most of the seismic activity (Pampean Ranges, Santa Barbara System and Puna plateau; Figure 6.4). The depth distribution of seismicity in the Coastal Cordillera and surrounding areas was not analyzed because most of the seismic activity there occurs at the interface between the upper plate and the subducting slab (Figure 6.2), responding to different processes than those of intraplate seismicity.

The modelled BDTs in the crust beneath the Puna plateau, the Santa Barbara System and the Pampean Ranges lie at depths of 7-8 km, 16-17 km, and 21-22 km, respectively, being shallower than D_{dec} , D_{max} , D_{80} and D_{95} in each of the corresponding morphotectonic units (Figure 6.4). However, they follow the same trend as the hypocenter depth-frequency distributions, with greater depths towards the Pampean Ranges. Moreover, the discrepancies between the modelled depth of the BDTs and D_{dec} are between 1 and 5 km, which is within the uncertainty range for the depth of the hypocenters. Interestingly, D_{max} correlates with the upper crust-lower crust interface in the Santa Barbara System, and with the Moho in the Pampean Ranges.

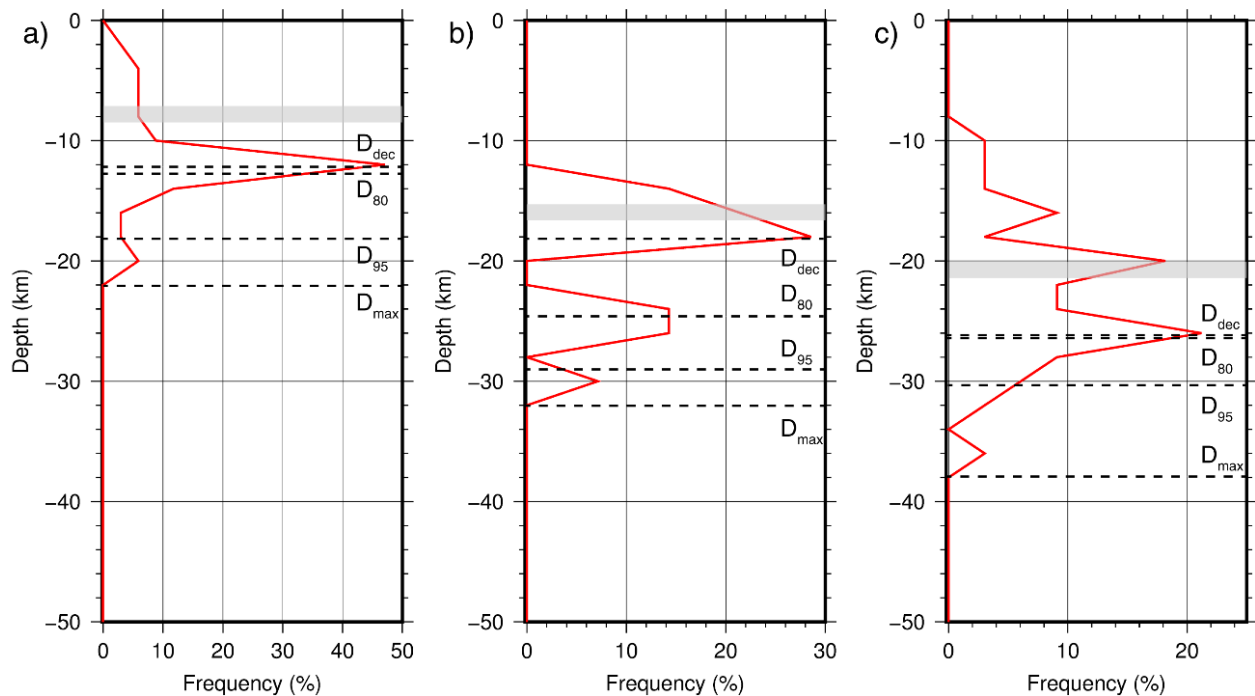


Figure 6.4: Depth-frequency distribution of hypocenters in (a) the Puna, (b) the Santa Barbara System, and (c) the Pampean Ranges. Dashed black lines show the position of different depth proxies for comparison with modelled brittle-ductile transitions (grey shaded blocks). D_{dec} : depth below which the frequency of hypocenters decreases; D_{80} : depth above which 80 % of the hypocenters occur; D_{95} : depth above which 95 % of the hypocenters occur; D_{max} : depth below which no hypocenters occur.

As observed in Figure 6.4, a proportion of earthquake hypocenters lie within the ductile regime, beneath the modelled brittle-ductile transitions. The occurrence of earthquakes below these transitions has been explained as being due to the propagation of aftershocks, or the presence of heterogeneities with strong lithologies that remain brittle (e.g., Fernández-Ibáñez and Soto, 2008; Sloan et al., 2011). Likewise, the recent mafic volcanism in the Puna, the Famatinian Ordovician magmatism in the Pampean Ranges, and the mafic extrusions from the Salta Rift in the Santa Barbara System (e.g., Drew et al., 2009; Rapela et al., 2018; Viramonte et al., 1999) may have left behind strong mafic residual rocks in the crust that could act as focal points for the initiation of seismic slip (e.g., the sensitivity analysis presented in Appendix D shows that brittle behavior is modelled for the lower crust of the Pampean Ranges when a diabase rheology is considered).

From a different perspective, research on the processes of earthquake generation has shown that brittle failure can occur in ductile shear zones, where processes such as grain-size reduction, shear heating, chemical alteration, dynamic recrystallization and phase changing weaken the rocks. Laboratory studies and models show that these processes can lower the strength of rocks and modify the slip behavior, favoring the occurrence of failure in the ductile regime (e.g., Bos and Spiers, 2002; Handy and Brun, 2004; Hobbs et al., 1986). Particularly in the Santa Barbara System and the Pampean Ranges, where there has been repeated reactivation of deep crustal structures (e.g.; Kley and Monaldi, 2002; Ramos et al., 2002; Strecker et al., 1989), the development of shear zones could explain the observed deep seismicity. As observed in Figure 6.2, some of the hypocenters within the Eastern Domain appear to lie on a west-dipping plane that could in fact represent a former extensional shear zone inherited from the Late Cretaceous Salta Rift (e.g.; Grier et al., 1991; Kley et al., 2005). Friction within such shear zones would be reduced, facilitating seismic slip (Petley-Ragan et al., 2019; Prieto et al., 2017).

In order to evaluate the influence of possible shear zones on the vertical distribution of strength, Figure 6.5 shows yield strength envelopes for the Santa Barbara System and the Pampean Ranges considering a reduction in the friction coefficient within the crust

from 0.75 to 0.2, as reported for natural fault systems (e.g., Zoback et al., 1987). As observed in the YSEs, a reduced friction coefficient in the Pampean Ranges results in deeper brittle-ductile transitions and an extensive brittle zone within the lower crust (Figure 6.5b), however, no major changes occur in the Santa Barbara System, where the lower crust remains ductile (Figure 6.5a). Only when the presence of mafic compositional heterogeneities is considered together with the reduction of friction, the lower crust of the Santa Barbara exhibits brittle behavior (Figure 6.5c).

The possible existence of localized compositional heterogeneities and/or shear zones is not resolved in the models presented in this dissertation because of their regional character and coarse resolution. However, it is interesting to note that the results of the employed modelling approach, when based on a well-constrained 3D geological model, correlate surprisingly well with the location of recent deformation and the general depth distribution of observed seismicity.

So far, only the earthquake distribution within the crust was discussed. With regards to the mantle, the only seismic activity within the modelling region is located in the subducting Nazca plate or in the mantle wedge close to the subduction plane. However, some earthquakes in the Pampean Ranges occur close to the Moho, and, taking into consideration the uncertainty in the vertical positions of hypocenters and the Moho depth, the mantle could therefore possibly present some seismicity. On a global scale, the apparent lack of intraplate seismicity in the upper mantle (Maggi et al.; 2000b, 2000a), lead Jackson (2002) to suggest that the mantle is weak. However, Burov (2010) has shown by means of thermo-mechanical modelling that the mantle can be strong under both brittle and ductile regimes without exhibiting seismicity. It follows that the absence of intraplate seismicity in the upper mantle of the Central Andes can be explained by the mantle being ductile, which does not prevent it from being strong, as shown by the yield strength envelopes (e.g., Figure 5.5c) and the integrated lithospheric strength in the foreland (Figure 5.4a).

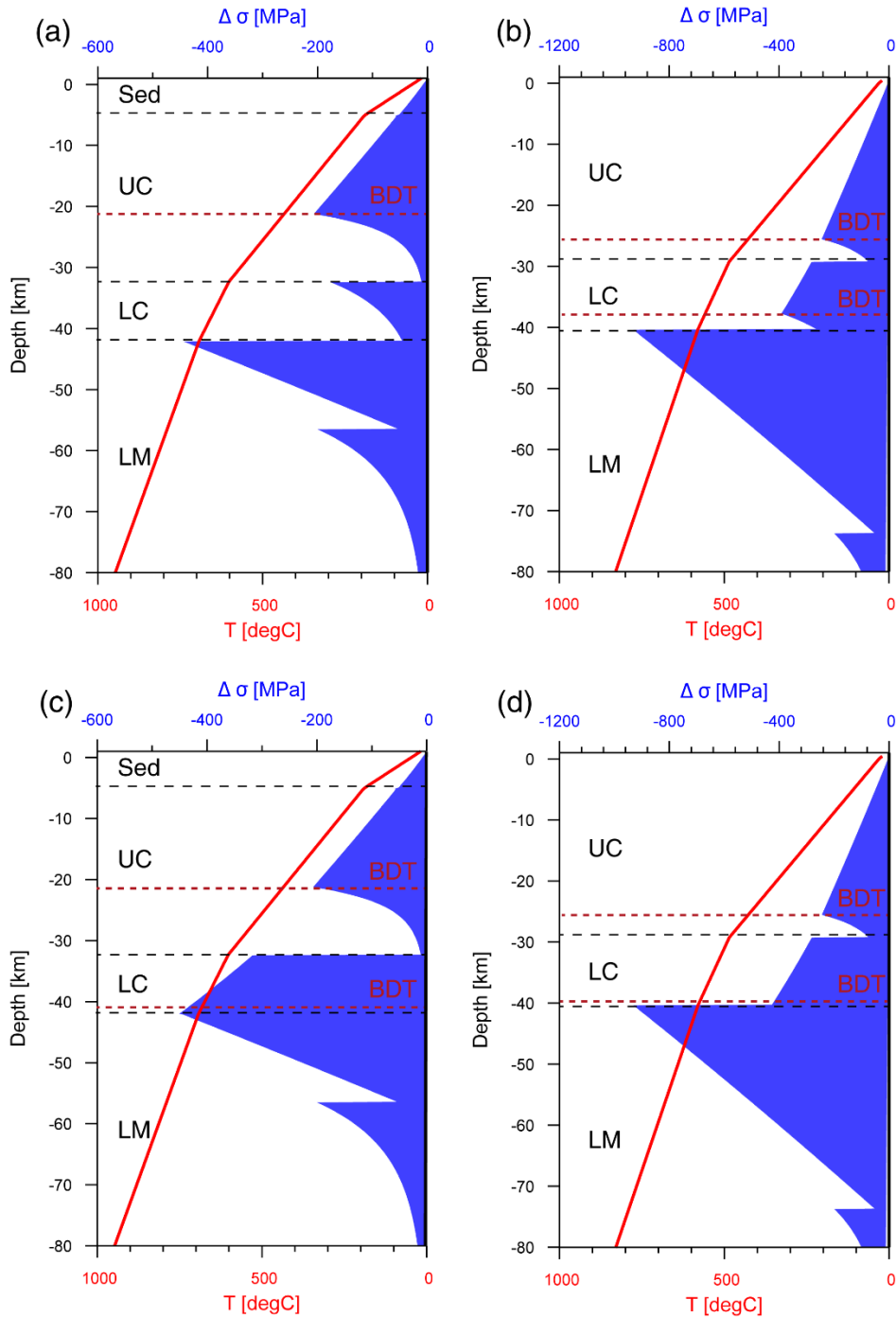


Figure 6.5: Yield strength envelopes for (a) the Santa Barbara System, and (b) the Pampean Ranges, considering a friction coefficient of 0.2 for the crust. In (c) and (d), a diabase rheology is considered (in addition to the reduction of friction) for the lower crust of the Santa Barbara System and the Pampean Ranges, respectively.

Chapter 7. Conclusions

The aim of this dissertation was to investigate the role of the heterogeneous lithospheric structure and composition of the Central Andes on its thermal field and strength distribution, and to analyze a possible control of temperature and strength on the observed active deformation processes in the form of seismic activity and neotectonic structures. In that respect, a data-based density model of the Central Andean lithosphere was constructed in which to calculate the temperature and strength distribution.

The results of the density model show that the crust is divided into three main regions corresponding to the forearc, orogen, and foreland, which are characterized by mafic, felsic, and intermediate compositions, respectively. This heterogeneous crustal density distribution does not correlate with the existing models of Neoproterozoic-Cambrian terrane accretion; instead, it is coherent with the tectonic evolution of the region throughout the Phanerozoic. Considering a uniform intermediate initial composition (irrespective of the presence of different terranes), the extensive mafic magmatic activity in the location of the present-day forearc during the Jurassic could explain the reported mafic compositions, high velocity, and high density. In the present-day orogen, crustal recycling through processes of crustal thickening, melting, delamination and relamination, especially during the Early Paleozoic and the Cenozoic, could account for the observed felsic compositions, low velocity, and low density.

The modelled steady-state conductive thermal field exhibits a clear correlation with the heterogeneous nature of the crust, with higher temperatures in the thick and felsic orogenic crust than in the surrounding thinner and more mafic forearc and foreland areas. Furthermore, the observed inverse correlation between the modelled thermal field and the temperature at the lower boundary condition in the mantle suggests that, in the region, the crust exerts a major control on the deep temperature distribution. Although convective and advective processes are active in the Central Andes and thermal equilibrium has probably not yet been attained, the 3D thermal model reproduces measured surface heat-flow and shallow crustal temperature reasonably well, particularly in those regions where advective processes are less pronounced.

The modelled strength distribution is mainly governed by the thermal field, showing an inverse correlation between temperature and integrated strength. Any deviations from this correlation are explained by compositional crustal heterogeneities. Furthermore, the dynamic simulation for intraplate compression of the density model shows that the highest second invariants of the deviatoric strain rate coincide spatially with the highest strength gradients. Altogether, these results suggest that the heterogeneous nature of the crust is the main controlling factor on the strength distribution, and that it may influence the location where shortening is accommodated.

When comparing the results of the rheological and geodynamic models against the reported active deformation processes, it is observed that seismic activity and neotectonic structures occur preferentially in areas with high strength gradients and high second invariants of the deviatoric strain rate, suggesting that the models are consistent with the observations and that the heterogeneities of the crust have a strong influence on the localization of strain.

The depth distribution of hypocenters shows a correlation with the modelled strength distribution as well, with the depth at which the frequency of hypocenters starts to decrease (D_{dec}) located at the same depth level (within the range of uncertainties) of the modelled brittle-ductile transitions in the Pampean Ranges, Santa Barbara System and Puna plateau. Earthquakes occurring below the modelled brittle-ductile transitions could have originated in residual strong mafic rocks within the crust or shear zones where seismic slip is facilitated through a reduction in friction. Particularly in the Santa Barbara System, the presence of both, mafic rocks and friction reduction, is required to account for the deeper recorded seismic events.

In general, the cumulative results of the models indicate that the knowledge of the crustal structure and composition is crucial to better understand the present-day deformation of the region. Further information, especially on rock properties and temperature, could help to improve the models by considering couple thermo-hydraulic processes in the shallow upper crust and calibrating the results to measured data.

Appendix A

A Python tool (Meeßen, 2017) was used to calculate the S-wave velocity for a mantle rock with a specific composition (the average composition of mantle peridotite xenoliths; Lucassen et al., 2005) under different pressure and temperature conditions, including the effects of anharmonicity and anelasticity on seismic velocity:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} (1 - \xi) \quad (\text{A.1})$$

where V_s is the S-wave velocity, μ is the shear modulus, ρ is the density, and ξ is the attenuation term:

$$\xi = \frac{2}{Q \cdot \tan(\pi a/2)} \quad (\text{A.2})$$

where a is the frequency exponent, and Q is the attenuation due to anelasticity:

$$Q = A\omega^a \exp\left(\frac{a(H + PV)}{RT}\right) \quad (\text{A.3})$$

where A and R are constants, P is the pressure, T is the temperature, ω is the wave frequency, H is the activation energy, and V is the activation volume.

Shear modulus μ and density ρ for pressures up to 6 GPa can be expressed for each mineral phase as follows:

$$\rho = \rho_0 \left(1 - \alpha(T - T_0) + \frac{P - P_0}{K} \right) \quad (\text{A.4})$$

$$M = M_0 + (T - T_0) \frac{\partial M}{\partial T} + (P - P_0) \frac{\partial M}{\partial P} \quad (\text{A.5})$$

where K is compressibility, α is the thermal expansion coefficient, and M stands for either shear modulus μ or compressibility K . The properties $\alpha, \rho_0, M_0, \partial M/\partial T$ and $\partial M/\partial P$ for olivine, diopside and enstatite were taken from Cammarano et al. (2003), and for spinel from Goes et al. (2000). The parameters A, H and V to calculate Q were adopted from Sobolev et al. (1996). M and ρ were averaged in accordance with mineral proportion.

The Python code of Meeßen (2017) implements a look-up tables method. S-wave velocities and densities are calculated for all depths in the tomography dataset at temperatures between 300 and 3000K, in steps of 1 K, and stored in a table together with the corresponding temperatures. Depth is converted to pressure using the AK135 reference model of the Earth (Kennett et al., 1995). The appropriate temperature and density for a specific S-wave velocity at a particular depth in the tomography model are then obtained by linear interpolation of the temperatures and densities corresponding to the two closest calculated S-wave velocities in the table.

Appendix B

The secondary creep parameters were selected from published laboratory experiments on rocks with compositions representative of the modelled units. Since the properties reported for the same rock-type rheology by different authors are not always consistent, synthetic yield strength envelopes were plotted for a given reference strain rate and geotherm in order to visually examine the relative strength of the rock-types (Figure B.1). This method allowed the assignment of rock properties in a way that mafic domains are characterized by stronger rocks than felsic domains, and, within each domain, the lower crust is stronger than the upper crust (except in the Western Domain where serpentinization is proposed to occur; e.g., Prezzi et al., 2009).

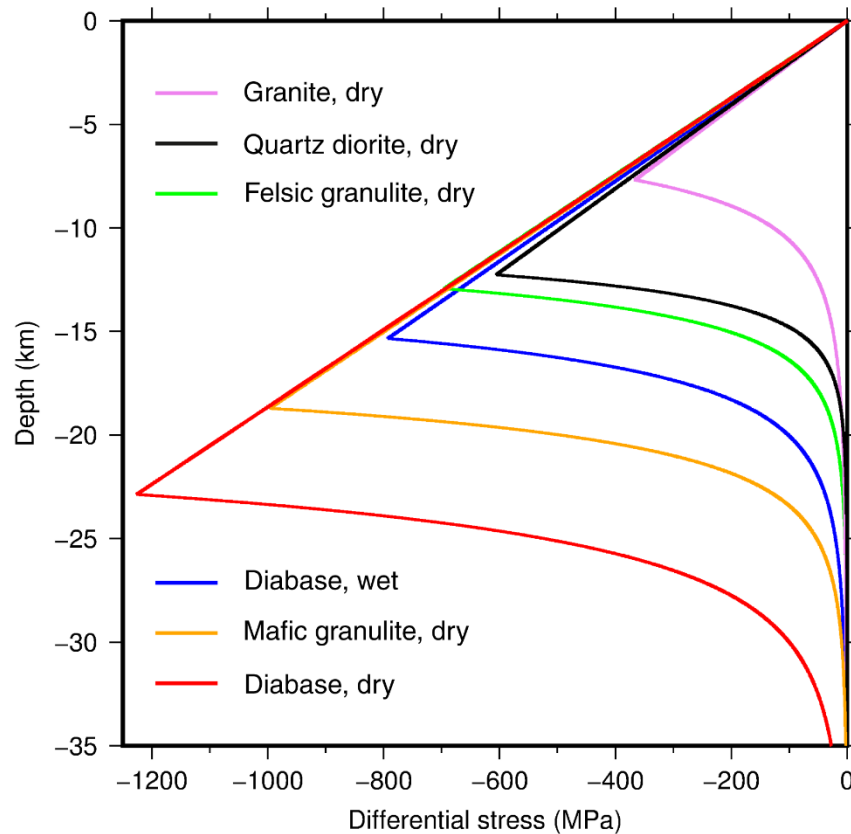


Figure B.0.1: Synthetic yield strength envelopes for the different rock-type rheology constructed using a uniform strain rate and geotherm.

Appendix C

The code LaMEM solves the coupled system of the three conservation equations of momentum (Eq. C.1), mass (Eq. C.2), and energy (Eq. C.3), with temperature, pressure and velocity as primary unknowns:

$$\frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} - \frac{\partial P}{\partial x_i} + \rho g_i = 0 \quad (\text{C.1})$$

$$\frac{1}{K} \frac{DP}{Dt} - \alpha \frac{DT}{Dt} + \frac{\partial v_i}{\partial x_i} = 0 \quad (\text{C.2})$$

$$\rho C_p \frac{DT}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x_i} \right) + H \quad (\text{C.3})$$

where i and j are coordinate indexes, x_i and x_j are spatial coordinates, ρ is density, P is pressure, K is bulk modulus, T is temperature, α is the thermal expansion coefficient, C_p is specific heat, λ is thermal conductivity, H is the volumetric heat source, D/Dt is the material time derivative, g_i is the i component of the gravity vector, v_i is the i component of the velocity vector, and $\tau_{ij} = \sigma_{ij} + P\delta_{ij} = 2\eta\dot{\epsilon}_{ij} - P\delta_{ij}$ is the Cauchy stress deviator, with σ_{ij} being the deviatoric stress tensor, δ_{ij} the Kronecker delta (1 for $i = j$ and 0 otherwise), η the viscosity, and $\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right) - \frac{1}{3} \frac{\partial v_k}{\partial x_k} \delta_{ij}$ the deviatoric strain rate tensor.

The elasto-visco-plastic constitutive equation for the deviatoric stress-strain rate is given by:

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \dot{\varepsilon}_{ij}^{el} + \dot{\varepsilon}_{ij}^{vs} + \dot{\varepsilon}_{ij}^{pl} = \frac{\overset{\sim}{\tau}_{ij}}{2G} + \dot{\varepsilon}_{II}^{vs} \frac{\tau_{ij}}{\tau_{II}} + \dot{\varepsilon}_{II}^{pl} \frac{\tau_{ij}}{\tau_{II}} \quad (\text{C.4})$$

where $\dot{\varepsilon}_{ij}^{el}$, $\dot{\varepsilon}_{ij}^{vs}$, and $\dot{\varepsilon}_{ij}^{pl}$ are the elastic, viscous, and plastic components of the deviatoric strain rate, respectively, G is the elastic shear modulus, the subscript II denotes the second invariant of the corresponding tensor (e.g. for the deviatoric strain rate $\dot{\varepsilon}_{II} = \sqrt{\frac{1}{2} \dot{\varepsilon}_{ij} \dot{\varepsilon}_{ij}}$), and $\overset{\sim}{\tau}_{ij} = \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial t} + \tau_{ik} \omega_{kj} - \omega_{ik} \tau_{kj}$ is the Jaumann objective stress rate, with $\omega_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} - \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right)$ being the spin tensor.

The volumetric heat source includes shear heating, controlled by the efficiency parameter $0 \leq \chi \leq 1$, and the radiogenic heat (A):

$$H = \chi \tau_{ij} (\dot{\varepsilon}_{ij}^{vs} + \dot{\varepsilon}_{ij}^{pl}) + \rho A \quad (\text{C.5})$$

Appendix D

The sensitivity of the rheological model was tested with respect to the properties of the lower crust in the Eastern Domain. Three different rock-type rheology were considered (Table D.I), for which results are presented in integrated lithospheric strength maps (Figure D.1) and yield strength envelopes of the Subandean Ranges, Santa Barbara System, and Pampean Ranges (Figure D.2).

Table D.I: Rock properties for the lower crust in the Eastern Domain

Rock-type rheology	Power-law activation energy, Q_p (kJ mol ⁻¹)	Pre-exponential scaling factor, A_p (Pa ⁻ⁿ s ⁻¹)	Power-law exponent, n
Mafic granulite, dry ¹	445	8.83E-22	4.2
Felsic granulite, dry ¹	243	2.01E-21	3.1
Diabase, dry ²	485	5.05E-28	4.7

¹ Wilks and Carter (1990); ² Afonso and Ranalli (2004).

The integrated lithospheric strength maps in Figure D.1 all reveal the same general trend, irrespective of the rock properties used for the lower crust in the Eastern Domain. The highest gradients of strength occur in the same regions, suggesting that the results and their correlation to the location of active deformation are robust.

Regarding the vertical distribution of strength, the yield strength envelopes in Figure D.2 show that the three morphotectonic units present a *jelly sandwich* type of lithosphere for the three different rock-types considered for the lower crust. There is an increase in strength from felsic granulite (Figure D.2, d, e & f) to mafic granulite (Figure D.2, a, b & c), and diabase (Figure D.2, g, h & i). A felsic granulite rheology for the lower crust results in decoupling between the crust and the mantle in the three morphotectonic units; the mafic granulite rheology differs only in the Pampean Ranges where the lower crust is coupled to the mantle; and the diabase rheology results in crust-mantle coupling in the three morphotectonic units.

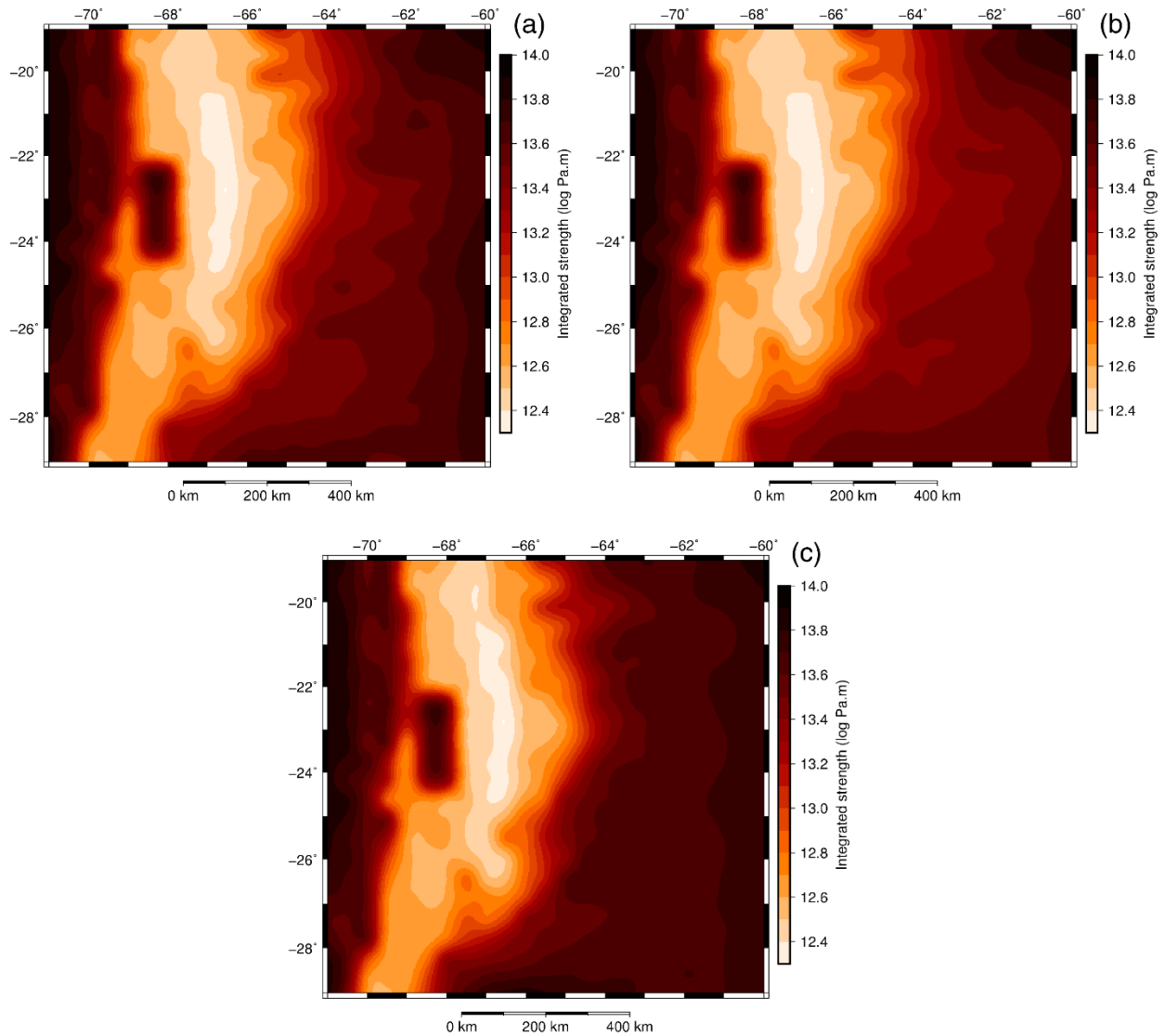
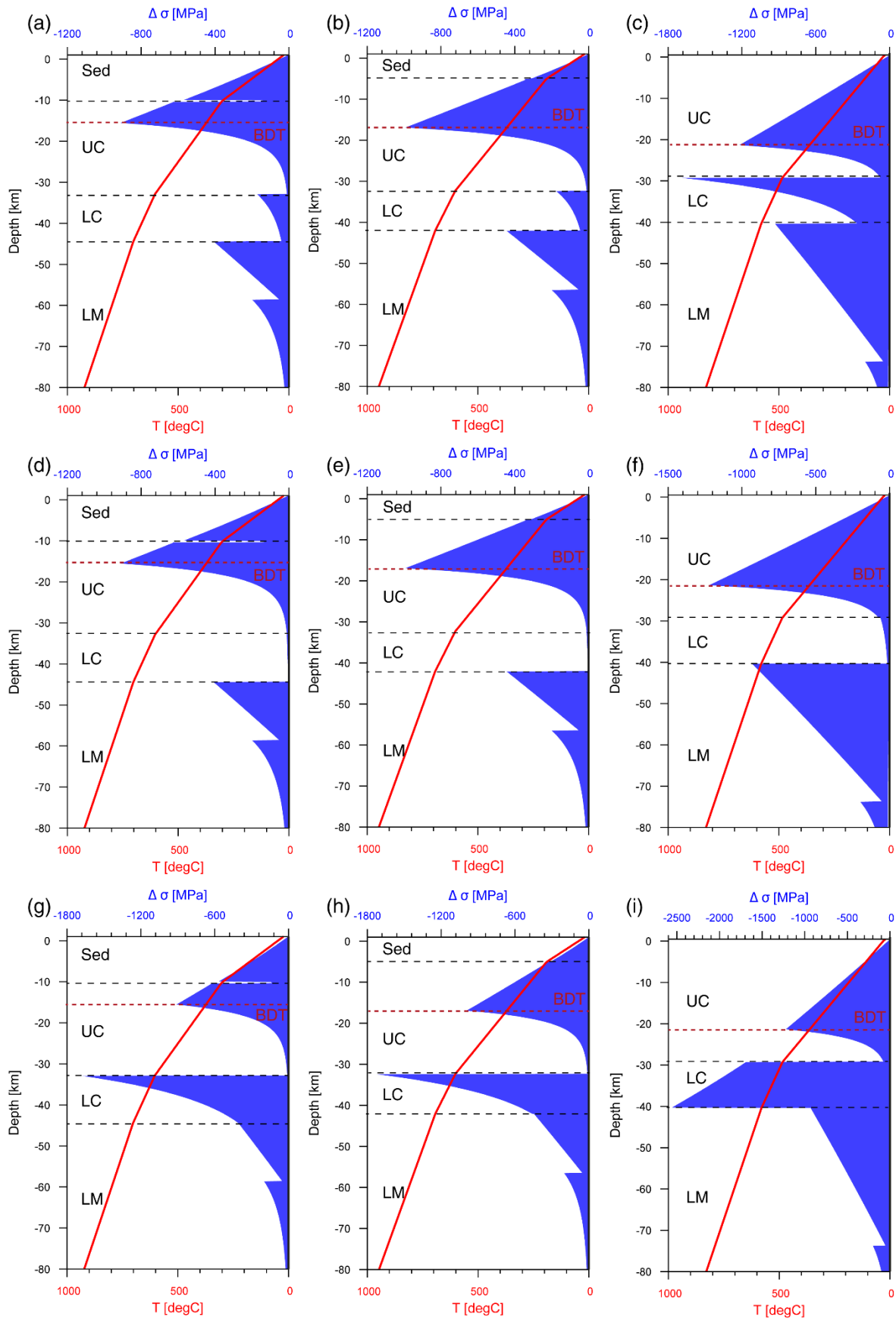


Figure D.0.1: Integrated lithospheric strength with (a) a mafic granulite, (b) a felsic granulite, and (c) a diabase rock-type rheology in the lower crust of the Eastern Domain.

Figure D.0.2: Yield strength envelopes for the Subandean Ranges, Santa Barbara System, and Pampean Ranges with mafic granulite (a, b, c, respectively), felsic granulite (d, e, f, respectively), and diabase (g, h, i, respectively) rock-type rheology for the lower crust in the Eastern Domain. Sed: Sediments; UC: upper crust; LC: lower crust; LM: lithospheric mantle; BDT: brittle-ductile transition.



The correlation between brittle-ductile transitions and hypocenters in the Santa Barbara System remains the same for each of the three different rock-types because there is no brittle behavior in the lower crust (Figure D.2, b, e & h). There is, however, a fully brittle lower crust in the Pampean Ranges for the diabase rheology (Figure D.2i). The presence of a brittle lower crust is in agreement with the observed seismicity down to the Moho in this morphotectonic unit, which is consistent with the possibility of strong mafic residual rocks in the Pampean Ranges being the focal points for the initiation of seismic slip in the deep lower crust.

Acknowledgements

This study was conducted within the framework of the International Research Training Group StRATEGy (SuRfAce processes, Tectonics and Georesources: The Andean foreland basin of Argentina), funded by CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas) in Argentina and the DFG (Deutsche Forschungsgemeinschaft; grant STR 373/34-1) in Germany. I would like to thank both institutions for funding and supporting this project, and CONICET for granting me a Doctoral Fellowship to carry my studies. I am very thankful to the University of Potsdam and the German Research Center for Geosciences (GFZ) for their research and soft skills trainings, and for granting me access to their facilities to conduct my research.

I would like to thank my supervisors Claudia Prezzi, Magdalena Scheck-Wenderoth and Manfred Strecker, as well as my mentor Judith Bott for all their support and constructive criticism. They allowed me to work freely, while always giving me their advice and keeping me on a reasonable path to finish my dissertation. With them, I learnt how to conduct scientific research and the importance of scientific collaboration and science communication. At this point, I want to emphasize that I am thankful not only for their academic excellence, but also for their quality as persons, which is reflected on their research groups.

Thanks to all members of Section 4.5 at the GFZ, Magdalena, Judith, Mauro, Max, Cameron, Constanza, Nora, Björn, María Laura, Ershad, Denis, Antoine, Ángela, Katharina, Anna and Jessica, for their help during my stays there and for the fruitful and warmth work environment. Special thanks to Christian for all his support, his collaboration on my first publication, and his friendship. Many thanks as well to all members of StRATEGy in Germany and Argentina for the amazing opportunity to learn from the different projects and share discussions. I very much enjoyed the experience of working in such a multidisciplinary and multicultural group.

My gratitude goes also to Verónica Torres-Acosta, Henry Wichura, Andreas Bergner, Dagmar Fritz, Claudia Rössling and Frauke Stobbe, who helped me organize my first research stays in Potsdam and deal with all affairs concerning the university. I would like to thank Edward Sobel and Tanja Klaka-Tauscher as well for the organization of the doctoral defense.

Thanks to all the friends I made during this process, Ahmad, Martin, Joan, Alessia, Federica, Sarah, Jonas, Melanie, Ayelén, Matías, Eva, Caroline, Leonardo, and Flavia, who supported me and made the experience significantly better.

Many thanks as well to my parents, brothers and sister for supporting all my decisions and believing in me, even in the moments I did not. And finally, I am deeply grateful to Alejandro, who unconditionally supported me throughout the past years, every day, despite the distance.

Bibliography

- Afonso, J.C., Ranalli, G., 2004. Crustal and mantle strengths in continental lithosphere: Is the jelly sandwich model obsolete? *Tectonophysics* 394, 221–232. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.08.006>
- Albaric, J., Déverchère, J., Petit, C., Perrot, J., Le Gall, B., 2009. Crustal rheology and depth distribution of earthquakes: Insights from the central and southern East African Rift System. *Tectonophysics* 468, 28–41. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.05.021>
- Aldersons, F., Ben-Avraham, Z., Hofstetter, A., Kissling, E., Al-Yazjeen, T., 2003. Lower-crustal strength under the Dead Sea basin from local earthquake data and rheological modeling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 214, 129–142. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00381-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00381-9)
- Allmendinger, R.W., 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 97(9), 1070–1082.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., Isacks, B.L., 1997. The Evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 25, 139–174. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.25.1.139>
- Allmendinger, R.W., Strecker, M.R., Eremchuk, J.E., Francis, P., 1989. Neotectonic deformation of the southern Puna Plateau, northwestern Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 2, 111–130. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(89\)90040-0](https://doi.org/10.1016/0895-9811(89)90040-0)
- Alonso, R.N., Jordan, K., Tabutt, K., Vandervort, D., 1991. Giant Evaporite Belts in the Neogene Central Andes. *Geology* 19, 401–404.
- Amante, C., Eakins, B.W., 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Tech. Memo. NESDIS NGDC-24. Natl. Geophys. Data Center, NOAA. <https://doi.org/doi:10.7289/V5C8276M>
- Amilibia, A., Sàbat, F., McClay, K.R., Muñoz, J.A., Roca, E., Chong, G., 2008. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *J. Struct. Geol.* 30, 1520–1539. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.08.005>
- Andersen, O., Knudsen, P., 1998. Global marine gravity field from the ERS-1 and GEOSAT geodetic mission altimetry. *J. Geophys. Res.* 103, 8129–8137.
- Arnous, A., Zeckra, M., Venerdini, A., Alvarado, P., Arrowsmith, R., Guillemoteau, J., Landgraf, A., Gutierrez, A., Strecker, M.R., 2020. Neotectonic Activity in the Low-Strain Broken Foreland (Santa Bárbara System) of the North-Western Argentinean Andes (26°S). *Lithosphere* 1, 1–25. <https://doi.org/10.2113/2020/8888588>
- Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., Julià, J., 2013. Models of crustal thickness for South

- America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics* 609, 82–96. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.014>
- Assumpção, M., Schimmel, M., Escalante, C., Barbosa, J.R., Rocha, M., Barros, L. V., 2004. Intraplate seismicity in SE Brazil: Stress concentration in lithospheric thin spots. *Geophys. J. Int.* 159, 390–399. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02357.x>
- Aydin, I., Karat, H.I., Koçak, A., 2005. Curie-point depth map of Turkey. *Geophys. J. Int.* 162, 633–640. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02617.x>
- Babeyko, A.Y., Sobolev, S. V., Trumbull, R.B., Oncken, O., Lavier, L.L., 2002. Numerical models of crustal scale convection and partial melting beneath the Altiplano-Puna plateau. *Earth Planet. Sci. Lett.* 199, 373–388. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00597-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00597-6)
- Babeyko, A.Y., Sobolev, S. V., Vietor, T., Oncken, O., Trumbull, R.B., 2006. Numerical Study of Weakening Processes in the Central Andean Back-Arc, in: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (Eds.), *The Andes: Active Subduction Orogeny*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 495–512. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8>
- Banzon, V., Smith, T.M., Chin, T.M., Liu, C., Hankins, W., 2016. A long-term record of blended satellite and in situ sea-surface temperature for climate monitoring, modeling and environmental studies. *Earth Syst. Sci. Data* 8, 165–176. <https://doi.org/doi:10.5194/essd-8-165-2016>
- Barazangi, M., Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4, 686–692.
- Bascuñán, S., Arriagada, C., Le Roux, J., Deckart, K., 2016. Unraveling the Peruvian Phase of the Central Andes: Stratigraphy, sedimentology and geochronology of the Salar de Atacama Basin (22°30–23°S), northern Chile. *Basin Res.* 28, 365–392. <https://doi.org/10.1111/bre.12114>
- Beck, S.L., Zandt, G., 2002. The nature of orogenic crust in the central Andes. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 107, ESE 7-1-ESE 7-16. <https://doi.org/10.1029/2000JB000124>
- Beck, S.L., Zandt, G., Ward, K.M., Scire, A., 2015. Multiple styles and scales of lithospheric foundering beneath the Puna Plateau, central Andes, in: DeCelles, P.G., Ducea, M.N., Carrapa, B., Kapp, P.A. (Eds.), *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. Geological Society of America, pp. 43–60. [https://doi.org/10.1130/2015.1212\(03\)](https://doi.org/10.1130/2015.1212(03))
- Bhattacharyya, B.K., Leu, L.K., 1977. Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies. *Geophysics*.
- Bianchi, M., Heit, B., Jakovlev, A., Yuan, X., Kay, S.M., Sandvol, E., Alonso, R.N., Coira, B.,

- Brown, L., Kind, R., Comte, D., 2013. Teleseismic tomography of the southern Puna plateau in Argentina and adjacent regions. *Tectonophysics* 586, 65–83.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.016>
- Blakely, R.J., 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press.
- Bock, B., Bahlburg, H., Wörner, G., Zimmermann, U., 2000. Tracing Crustal Evolution in the Southern Central Andes from Late Precambrian to Permian with Geochemical and Nd and Pb Isotope Data. *J. Geol.* 108, 515–535. <https://doi.org/10.1086/314422>
- Brocher, T.M., 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95, 2081–2092.
<https://doi.org/10.1785/0120050077>
- Brooks, B.A., Bevis, M., Whipple, K., Arrowsmith, J.A., Foster, J., Zapata, T., Kendrick, E., Minaya, E., Echalar, A., Blanco, M., Euillades, P., Sandoval, M., Smalley, R.J., 2011. Orogenic-wedge deformation and potential for great earthquakes in the central Andean backarc. *Nat. Geosci.* 4, 380–383.
- Bryant, A.S., Jones, L.M., 1992. Anomalously deep crustal earthquakes in the Ventura Basin, Southern California. *J. Geophys. Res.* 97, 437–447.
<https://doi.org/10.1029/91JB02286>
- Burns, D.H., de Silva, S.L., Tepley, F., Schmitt, A.K., Loewen, M.W., 2015. Recording the transition from flare-up to steady-state arc magmatism at the Purico-Chascon volcanic complex, northern Chile. *Earth Planet. Sci. Lett.* 422, 75–86.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.04.002>
- Burns, E.R., Williams, C.F., Ingebritsen, S.E., Voss, C.I., Spane, F.A., Deangelo, J., 2016. Understanding heat and groundwater flow through continental flood basalt provinces: Insights gained from alternative models of permeability/depth relationships for the Columbia Plateau, United States, in: Gleeson, T., Ingebritse, S.E. (Eds.), *Crustal Permeability*. John Wiley & Sons Ltd, pp. 137–154.
<https://doi.org/10.1002/9781119166573.ch13>
- Burov, E., Jaupart, C., Mareschal, J.C., 1998. Large-scale crustal heterogeneities and lithospheric strength in cratons. *Earth Planet. Sci. Lett.* 164, 205–219.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00205-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00205-2)
- Burov, E.B., 2010. The equivalent elastic thickness (T_e), seismicity and the long-term rheology of continental lithosphere: Time to burn-out “crème brûlée”? Insights from large-scale geodynamic modeling. *Tectonophysics* 484, 4–26.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.013>
- Burov, E.B., Diament, M., 1995. The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: what does it really mean? *J. Geophys. Res.* 100, 3905–3927.

<https://doi.org/10.1029/94JB02770>

- Burov, E.B., Watts, A.B., 2006. The long-term strength of continental lithosphere : “ jelly sandwich ” or “ crème brûlée ”? *GSA Today* 16, 4–10. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2006\)016<4:TLTSOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2006)016<4:TLTSOC>2.0.CO;2)
- Butler, R.W.H., Tavarnelli, E., Grasso, M., 2006. Structural inheritance in mountain belts: An Alpine–Apennine perspective. *J. Struct. Geol.* 28, 1893–1908. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.09.006>
- Byerlee, J.D., 1968. Brittle-Ductile Transition in Rocks. *J. Geophys. Res.* 73, 4741–4750. <https://doi.org/10.1029/JB073i014p04741>
- Cacace, M., Bayer, U., Marotta, A.M., 2008. Strain localization due to structural inhomogeneities in the Central European Basin System. *Int. J. Earth Sci.* 97, 899–913. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0192-0>
- Cacace, M., Jacquey, A.B., 2017. Flexible parallel implicit modelling of coupled thermal–hydraulic–mechanical processes in fractured rocks. *Solid Earth* 8, 921–941. <https://doi.org/10.5194/se-8-921-2017>
- Cacace, M., Scheck-Wenderoth, M., 2016. Why intracontinental basins subside longer: 3-D feedback effects of lithospheric cooling and sedimentation on the flexural strength of the lithosphere. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 3742–3761. <https://doi.org/doi:10.1002/2015JB012682>
- Calixto, F.J., Sandvol, E., Kay, S., Mulcahy, P., Heit, B., Yuan, X., Coira, B., Comte, D., Alvarado, P., 2013. Velocity structure beneath the southern Puna plateau: Evidence for delamination. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 14, 4292–4305. <https://doi.org/10.1002/ggge.20266>
- Camelbeek, T., Iranga, M., 1996. Deep crustal earthquakes and geometry of active faults along the Rukwa trough, East Africa. *Geophys. J. Int.* 124, 612–630. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb07040.x>
- Cammarano, F., Goes, S., Vacher, P., Giardini, D., 2003. Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities. *Phys. Earth Planet. Inter.* 138, 197–222. [https://doi.org/doi:10.1016/S0031-9201\(03\)00156-0](https://doi.org/doi:10.1016/S0031-9201(03)00156-0)
- Casquet, C., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G., Galindo, C., Fanning, C.M., Dahlquist, J.A., Saavedra, J., 2012. A history of Proterozoic terranes in southern South America: From Rodinia to Gondwana. *Geosci. Front.* 3, 137–145. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.11.004>
- Čermák, V., Rybach, L., 1982. Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks, in: Angenheister, G. (Ed.), *Landolt-Börnstein: Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology, New Series, Group V (Geophysics and Space*

- Research), Vol. 1a (Physical Properties of Rocks). Springer Verlag, Berlin, Heidelberg and New York, pp. 305–343.
- Chapman, D.S., 1986. Thermal gradients in the continental crust, in: Dawson, J.M., Carswell, D.A., Hall, J., Wedepohl, K.H. (Eds.), *The Nature of the Lower Continental Crust*. pp. 63–70.
- Chebli, G.A., Mozetic, M.E., Rossello, E.A., Bühler, M., Caminos, R., 1999. Cuencas sedimentarias de la llanura Chacopampeana, in: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. pp. 627–644.
- Chen, L., Song, X., Gerya, T. V., Xu, T., Chen, Y., 2019. Crustal melting beneath orogenic plateaus: Insights from 3-D thermo-mechanical modeling. *Tectonophysics* 761, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.03.014>
- Chen, W., Molnar, P., 1983. Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 88, 4183–4214. <https://doi.org/10.1029/JB088iB05p04183>
- Chiozzi, P., Matsushima, J., Okubo, Y., Pasquale, V., Verdoya, M., 2005. Curie-point depth from spectral analysis of magnetic data in central – southern Europe. *Phys. Earth Planet. Inter.* 152, 267–276. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2005.04.005>
- Chmielowski, J., Zandt, G., Haberland, C., 1999. The Central Andean Altiplano-Puna Magma Body. *Geophys. Res. Lett.* 26, 783–786. <https://doi.org/10.1029/1999GL900078>
- Christensen, N.I., Mooney, W.D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J. Geophys. Res.* 100, 9761. <https://doi.org/10.1029/95JB00259>
- Chulick, G.S., Detweiler, S., Mooney, W.D., 2013. Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins. *J. South Am. Earth Sci.* 42, 260–276. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.06.002>
- Coira, B., Kay, S.M., 1993. Implications of Quaternary volcanism at Cerro Tuzgle for crustal and mantle evolution of the high Puna Plateau, Central Andes, Argentina. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 113, 40–58.
- Coira, B., Koukharsky, M., Guevara, S.R., Cisterna, C.E., 2009. Puna (Argentina) and northern Chile Ordovician basic magmatism: A contribution to the tectonic setting. *J. South Am. Earth Sci.* 27, 24–35. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.10.002>
- Collo, G., Ezpeleta, M., Dávila, F.M., Giménez, M., Soler, S., Martina, F., Ávila, P., Sánchez, F., Calegari, R., Lovecchio, J., Schiuma, M., 2018. Basin thermal structure in the Chilean-Pampean flat subduction zone, in: Folguera, A., Contreras Reyes, E., Heredia, N., Encinas, A., Iannelli, S.B., Oliveros, V., Dávila, F.M., Collo, G., Giambiagi, L.,

- Maksymowicz, A., Iglesia Llanos, M.P., Turienzo, M., Naipauer, M., Orts, D., Litvak, V.D., Alvarez, O., Arriagada, C. (Eds.), *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*. Springer International Publishing AG, pp. 537–564.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-67774-3_21
- Comeau, M.J., Unsworth, M.J., Cordell, D., 2016. New constraints on the magma distribution and composition beneath Volcán Uturuncu and the southern Bolivian Altiplano from magnetotelluric data. *Geosphere* 12, 1391–1421.
<https://doi.org/10.1130/GES01277.1>
- Comeau, M.J., Unsworth, M.J., Ticona, F., Sunagua, M., 2015. Magnetotelluric images of magma distribution beneath Volcán Uturuncu, Bolivia: Implications for magma dynamics. *Geology* 43, 243–246. <https://doi.org/10.1130/G36258.1>
- Costa, C.H., Owen, L.A., Ricci, W.A., Johnson, W.J., Halperin, A.D., 2018. Holocene activity and seismogenic capability of intraplate thrusts: Insights from the Pampean Ranges, Argentina. *Tectonophysics* 737, 57–70. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.05.002>
- Coutand, I., Gautier, P., Cobbold, P.R., de Urreiztieta, M., Chauvin, A., Gapais, D., Rossello, E.A., Lopez-Gammundi, O., 2001. Style and history of Andean deformation, Puna Plateau, northwestern Argentina. *Tectonics* 20, 210–234.
- Currie, C.A., Hyndman, R.D., 2006. The thermal structure of subduction zone back arcs. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 111, B08404. <https://doi.org/10.1029/2005JB004024>
- Daxberger, H., Riller, U., 2015. Kinematics of Neogene to Recent upper-crustal deformation in the southern Central Andes (23°–28°S) inferred from fault-slip analysis: Evidence for gravitational spreading of the Puna Plateau. *Tectonophysics* 642, 16–28. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.12.003>
- de Silva, S., 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the Central Andes. *Geology* 17, 1102–1106.
- Decelles, P.G., Ducea, M.N., Kapp, P., Zandt, G., 2009. Cyclicity in Cordilleran orogenic systems. *Nat. Geosci.* 2, 251–257. <https://doi.org/10.1038/ngeo469>
- DeCelles, P.G., Zandt, G., Beck, S.L., Currie, C.A., Ducea, M.N., Kapp, P., Gehrels, G.E., Carrapa, B., Quade, J., Schoenbohm, L.M., 2015. Cyclical orogenic processes in the Cenozoic central Andes, in: DeCelles, P.G., Ducea, M.N., Carrapa, B., Kapp, P.A. (Eds.), *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. Geological Society of America, pp. 459–490.
[https://doi.org/10.1130/2015.1212\(22\)](https://doi.org/10.1130/2015.1212(22))
- Deichmann, N., 1992. Structural and rheological implications of lower-crustal earthquakes below northern Switzerland. *Phys. Earth Planet. Inter.* 69, 270–280.
[https://doi.org/10.1016/0031-9201\(92\)90146-M](https://doi.org/10.1016/0031-9201(92)90146-M)

- Desegaulx, P., Kooi, H., Cloetingh, S., 1991. Consequences of foreland basin development on thinned continental lithosphere: application to the Aquitaine basin (SW France). *Earth Planet. Sci. Lett.* 106, 116–132. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90067-R](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90067-R)
- Déverchère, J., Petit, C., Gileva, N., Radziminovitch, N., Melnikova, V., San'kov, V., 2001. Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere. *Geophys. J. Int.* 146, 714–730. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.1484.484.x>
- Devlin, S., Isacks, B.L., Pritchard, M.E., Barnhart, W.D., Lohman, R.B., 2012. Depths and focal mechanisms of crustal earthquakes in the central Andes determined from teleseismic waveform analysis and InSAR. *Tectonics* 31, TC2002. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2011TC002914>
- Díaz, D., Brasse, H., Ticona, F., 2012. Conductivity distribution beneath Lascar volcano (Northern Chile) and the Puna, inferred from magnetotelluric data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 217–218, 21–29. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.12.007>
- Dorbath, C., Masson, F., 2000. Composition of the crust and upper-mantle in the Central Andes (19°30'S) inferred from P wave velocity and Poisson's ratio. *Tectonophysics* 327, 213–223.
- Doser, D.I., Kanamori, H., 1986. Depth of seismicity in the Imperial Valley Region (1977–1983) and its relationship to heat flow, crustal structure and the October 15, 1979, earthquake. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 91, 675–688. <https://doi.org/10.1029/JB091iB01p00675>
- Drew, S.T., Ducea, M.N., Schoenbohm, L.M., 2009. Mafic volcanism on the Puna Plateau, NW Argentina: Implications for lithospheric composition and evolution with an emphasis on lithospheric foundering. *Lithosphere* 1, 305–318. <https://doi.org/10.1130/L54.1>
- Dunn, J.F., Hartshorn, K.G., Hartshorn, P.W., 1995. Structural styles and hydrocarbon potential of the Subandean thrust belt of Southern Bolivia, in: Tankard, A.J., Suarez Soruco, R., Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoir, vol. 62, pp. 523–543.
- Dziewonski, A.M., Chou, T.-A., Woodhouse, J.H., 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J. Geophys. Res.* 86, 2825–2852. <https://doi.org/doi:10.1029/JB086iB04p02825>
- Ebbing, J., 2002. 3-D Dichteverteilung und isostatisches Verhalten der Lithosphäre in den Ostalpen. PhD thesis, Freie Univ. Berlin 143.
- Eichelberger, N., McQuarrie, N., Ryan, J., Karimi, B., Beck, S., Zandt, G., 2015. Evolution of crustal thickening in the central Andes, Bolivia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 426, 191–203. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.06.035>

- Ekström, G., Nettles, M., Dziewonski, A.M., 2012. The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.* 200–201, 1–9. <https://doi.org/doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002>
- Elger, K., Oncken, O., Glodny, J., 2005. Plateau-style accumulation of deformation: southern Altiplano. *Tectonics* 24. <https://doi.org/doi:10/1029/2004TC001675>
- Engdahl, E.R., Hilst, R. Van Der, Buland, R., 1998. Global Teleseismic Earthquake Relocation with Improved Travel Times and Procedures for Depth Determination. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 88, 722–743.
- Escayola, M.P., van Staal, C.R., Davis, W.J., 2011. The age and tectonic setting of the Puncoviscana Formation in northwestern Argentina: An accretionary complex related to Early Cambrian closure of the Puncoviscana Ocean and accretion of the Arequipa-Antofalla block. *J. South Am. Earth Sci.* 32, 438–459. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.04.013>
- Feng, M., van der Lee, S., Assumpção, M., 2007. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 112, B04312. <https://doi.org/10.1029/2006JB004449>
- Fernández-Ibáñez, F., Soto, J.I., 2008. Crustal rheology and seismicity in the Gibraltar Arc (western Mediterranean). *Tectonics* 27, TC2007. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2007TC002192>
- Flesch, L.M., Kreemer, C., 2010. Gravitational potential energy and regional stress and strain rate fields for continental plateaus: Examples from the central Andes and Colorado Plateau. *Tectonophysics* 482, 182–192. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.014>
- Flóvenz, Ó.G., Saemundsson, K., 1993. Heat flow and geothermal processes in Iceland. *Tectonophysics* 225, 123–138. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90253-G](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90253-G)
- Franz, G., Lucassen, F., Kramer, W., Trumbull, R.B., Romer, R.L., Wilke, H.-G., Viramonte, J.G., Becchio, R., Siebel, W., 2006. Crustal evolution at the Central Andean continental margin: a geochemical record of crustal growth, recycling and destruction, in: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (Eds.), *The Andes: Active Subduction Orogeny*. Springer, Berlin, pp. 45–64. https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_3
- Fromm, R., Zandt, G., Beck, S.L., 2004. Crustal thickness beneath the Andes and Sierras Pampeanas at 30°S inferred from Pn apparent phase velocities. *Geophys. Res. Lett.* 31, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2003GL019231>
- Furlong, K.P., Chapman, D.S., 2013. Heat Flow, Heat Generation, and the Thermal State of the Lithosphere. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 41, 385–410.

<https://doi.org/https://doi.org/10.1146/annurev.earth.031208.100051>

Garcia, E.S., Sandwell, D.T., Luttrell, K.M., 2014. An iterative spectral solution method for thin elastic plate flexure with variable rigidity. *Geophys. J. Int.* 200, 1012–1028. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu449>

García, H.P.A., Gianni, G.M., Lupari, M.N., Sánchez, M.A., Soler, S.R., Ruiz, F., Lince Klinger, F.G., 2017. Effective elastic thickness in the Central Andes. Correlation to orogenic deformation styles and lower crust high-gravity anomaly. *J. South Am. Earth Sci.* <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.11.021>

García, V.H., Hongn, F., Yagupsky, D., Pingel, H., Kinnaird, T., Winocur, D., Cristallini, E., Robinson, R.A.J., Strecker, M.R., 2019. Late Quaternary tectonics controlled by fault reactivation. Insights from a local transpressional system in the intermontane Lerma valley, Cordillera Oriental, NW Argentina. *J. Struct. Geol.* 128, 103875. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.103875>

Gerbault, M., Martinod, J., Hérail, G., 2003. Possible orogeny-parallel lower crustal flow and thickening in the Central Andes. *Tectonophysics* 399, 59–72. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.015>

Ghosh, A., Holt, W.E., Flesch, L.M., 2009. Contribution of gravitational potential energy differences to the global stress field. *Geophys. J. Int.* 179, 787–812. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04326.x>

Global-Volcanism-Program, 2013. *Volcanoes of the World*, v. 4.9.0., Venzke, E. (ed.). Smithsonian Institution. Downloaded 20 May 2020. <https://doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW4-2013>

Goes, S., Govers, R., Vacher, P., 2000. Shallow mantle temperatures under Europe from P and S wave tomography. *J. Geophys. Res. Earth* 105, 11153–11169. <https://doi.org/10.1029/1999jb900300>

Goetze, C., 1978. The mechanism of creep in olivine. *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A, Math. Phys. Sci.* 288, 99–119. <https://doi.org/10.1098/rsta.1978.0008>

Goetze, C., Evans, B., 1979. Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. *Geophys. J. Int.* 59, 463–478. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1979.tb02567.x>

Götze, H.-J., Lahmeyer, B., Schmidt, S., Strunk, S., Araneda, M., 1990. Central Andes gravity data base. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 71, 401–407. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/90EO00148>

Götze, H.J., Krause, S., 2002. The Central Andean gravity high, a relic of an old subduction complex? *J. South Am. Earth Sci.* 14, 799–811. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00077-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00077-3)

- Graeber, F.M., 1997. Seismische Geschwindigkeiten und Hypozentren in den Südlichen Zentralen Anden aus der simultanen Inversion von Laufzeitdaten des seismologischen Experiments PISCO '94 in Nordchile. Ph.D. thesis, GeoForschungszentrum Potsdam, Germany.
- Graeber, F.M., Asch, G., 1999. Three-dimensional models of P-wave velocity and P- to S-velocity ratio in the southern central Andes by simultaneous inversion of local earthquake data. *J. Geophys. Res.* 104, 20237–20256.
- Grier, M.E., Salfity, J.A., Allmendinger, R.W., 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 4, 351–372. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(91\)90007-8](https://doi.org/10.1016/0895-9811(91)90007-8)
- Guzmán, S., Grosse, P., Montero-López, C., Hongn, F., Pilger, R., Petrinovic, I., Seggiaro, R., Aramayo, A., 2014. Spatial-temporal distribution of explosive volcanism in the 25–28°S segment of the Andean Central Volcanic Zone. *Tectonophysics* 636, 170–189. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.08.013>
- Haberland, C., Rietbrock, A., 2001. Attenuation tomography in the western central Andes: A detailed insight into the structure of a magmatic arc. *J. Geophys. Res.* 106, 11151–11167.
- Hacker, B.R., Kelemen, P.B., Behn, M.D., 2011. Differentiation of the continental crust by relamination. *Earth Planet. Sci. Lett.* 307, 501–516. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.05.024>
- Hall, P.S., 2012. On the thermal evolution of the mantle wedge at subduction zones. *Phys. Earth Planet. Inter.* 198–199, 9–27. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.03.004>
- Hamza, V.M., Dias, F.J.S.S., Gomes, A.J.L., Terceros, Z.G.D., 2005. Numerical and functional representations of regional heat flow in South America. *Phys. Earth Planet. Inter.* 152, 223–256. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2005.04.009>
- Hamza, V.M., Muñoz, M., 1996. Heat flow map of South America. *Geothermics* 25, 599–646. [https://doi.org/10.1016/S0375-6505\(96\)00025-9](https://doi.org/10.1016/S0375-6505(96)00025-9)
- Handy, M.R., Brun, J.P., 2004. Seismicity, structure and strength of the continental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 223, 427–441. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.04.021>
- Hasterok, D., Webb, J., 2017. On the radiogenic heat production of igneous rocks. *Geosci. Front.* 8, 919–940. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.03.006>
- Heit, B., 2005. Teleseismic tomographic images of the Central Andes at 21 ° S and 25 . 5 ° S : an inside look at the Altiplano and Puna plateaus. Diss. zur Erlangung des Doktorgrades am Fachbereich Geowissenschaften der Freien Univ. Berlin.
- Heit, B., Bianchi, M., Yuan, X., Kay, S.M., Sandvol, E., Kumar, P., Kind, R., Alonso, R.N.,

- Brown, L.D., Comte, D., 2014. Structure of the crust and the lithosphere beneath the southern Puna plateau from teleseismic receiver functions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 385, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.017>
- Heit, B., Koulakov, I., Asch, G., Yuan, X., Kind, R., Alcocer-Rodriguez, I., Tawackoli, S., Wilke, H., 2008. More constraints to determine the seismic structure beneath the Central Andes at 21°S using teleseismic tomography analysis. *J. South Am. Earth Sci.* 25, 22–36. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.08.009>
- Heit, B., Sodoudi, F., Yuan, X., Bianchi, M., Kind, R., 2007a. An S receiver function analysis of the lithospheric structure in South America. *Geophys. Res. Lett.* 34, L14307. <https://doi.org/10.1029/2007GL030317>
- Heit, B., Yuan, X., Kind, R., Asch, G., 2007b. Lithospheric Dynamics in the Southernmost Andean Plateau (PUDEL). *Dtsch. GeoForschungsZentrum GFZ*. <https://doi.org/10.14470/70092361>
- Henriquez, S., DeCelles, P.G., Carrapa, B., Hughes, A., Davis, G., Alvarado, P., 2020. Deformation history of the Puna plateau, Central Andes of northwestern Argentina. *J. Struct. Geol.* <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104133>
- Henry, S., Pollack, H., 1988. Terrestrial Heat Flow Above the Andean Subduction Zone in Bolivia and Peru. *J. Geophys. Res.* 93, 153–162. <https://doi.org/10.1029/JB093iB12p15153>
- Hilley, G.E., Strecker, M.R., 2005. Processes of oscillatory basin filling and excavation in a tectonically active orogen: Quebrada del Toro Basin, NW Argentina. *Geol. Soc. Am. Bull.* 117, 887–901. <https://doi.org/10.1130/B25602.1>
- Hindle, D., Kley, J., Oncken, O., Sobolev, S., 2005. Crustal balance and crustal flux from shortening estimates in the Central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 230, 113–124. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.11.004>
- Hobbs, B.E., Ord, A., Teyssier, C., 1986. Earthquakes in the ductile regime? *Pure Appl. Geophys.* 124, 309–336. <https://doi.org/10.1007/BF00875730>
- Hsieh, H., Chen, C., Lin, P., Yen, H., 2014. Curie point depth from spectral analysis of magnetic data in Taiwan. *J. Asian Earth Sci.* 90, 26–33. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.04.007>
- Huerta, A.D., Royden, L.H., Hodges, K.V., 1998. The thermal structure of collisional orogens as a response to accretion, erosion and radiogenic heating. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 103, 15287–15302. <https://doi.org/10.1029/98JB00593>
- Hunt, C.P., Moskowitz, B.M., Banerjee, S.K., 2013. Magnetic Properties of Rocks and Minerals, in: Ahrens, T.J. (Ed.), *Rock Physics & Phase Relations*.
- Husson, L., Moretti, I., 2002. Thermal regime of fold and thrust belts - An application to

- the Bolivian Sub Andean Zone. *Tectonophysics* 345, 253–280.
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00216-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00216-5)
- Hyndman, R.D., Currie, C.A., Mazzotti, S., Frederiksen, A., 2009. Temperature control of continental lithosphere elastic thickness, T_e vs V_s . *Earth Planet. Sci. Lett.* 277, 539–548. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.11.023>
- Hyndman, R.D., Currie, C.A., Mazzotti, S.P., 2005. Subduction zone backarcs, mobile belts, and orogenic heat. *GSA Today* 15, 4–10. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2005\)015<4:SZBMBA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2005)015<4:SZBMBA>2.0.CO;2)
- Hyndman, R.D., Peacock, S.M., 2003. Serpentinization of the forearc mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 212, 417–432. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00263-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00263-2)
- Ibarra, F., Prezzi, C.B., 2019. The thermo-mechanical state of the Andes in the Altiplano-Puna region: insights from Curie isotherm and effective elastic thickness determination. *Rev. la Asoc. Geol. Argentina* 76, 352–362.
- International Seismological Centre, 2020. ISC-EHB dataset.
<https://doi.org/https://doi.org/10.31905/PY08W6S3>
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 93, 3211–3231.
<https://doi.org/10.1029/JB093iB04p03211>
- Ito, K., 1990. Regional Variations of the Cutoff Depth of Seismicity in the Crust and Their Relation to Heat Flow and Large Inland-Earthquakes. *J. Phys. Earth* 38, 223–250.
<https://doi.org/10.4294/jpe1952.38.223>
- Jackson, J., 2002. Strength of the continental lithosphere: Time to abandon the jelly sandwich? *GSA Today* 12, 4–9. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2002\)012<0004:SOTCLT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2002)012<0004:SOTCLT>2.0.CO;2)
- Jacquey, A.B., Cacace, M., 2017. GOLEM, a MOOSE-based application v1.0. Zenodo.
<https://doi.org/10.5281/zenodo.999401>
- Jaupart, C., Mareschal, J.-C., 2007. Heat Flow and Thermal Structure of the Lithosphere. *Treatise Geophys.* 6, 217–252. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00114-7>
- Jaupart, C., Mareschal, J.C., 2011. Heat generation and transport in the Earth. Cambridge University Press.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *Am. J. Sci.* 286, 737–764.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J., Ramos, V.A., Ando, C., 1983. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 341–361. <https://doi.org/10.1130/0016->

7606(1983)94<341:ATRTGO>2.0.CO;2

- Kaus, B.J.P., Popov, A.A., Baumann, T.S., Pusok, A.E., Bauville, A., Fernandez, N., Collignon, M., 2016. Forward and inverse modelling of lithospheric deformation on geological timescales. *NIC Symp. 2016 - Proc.* 48, 299–307.
- Kay, S.M., Coira, B., 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the central Andean Altiplano-Puna Plateau, in: Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W.R. (Eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. Geological Society of America, pp. 229–259. [https://doi.org/10.1130/2009.1204\(11\)](https://doi.org/10.1130/2009.1204(11)).
- Kay, S.M., Coira, B., Viramonte, J., 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna Plateau, Central Andes. *J. Geophys. Res.* 99, 24323–24339. <https://doi.org/10.1029/94JB00896>
- Kay, S.M., Coira, B.L., Caffè, P.J., Chen, C.H., 2010. Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of central Andean Puna plateau ignimbrites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 198, 81–111. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.08.013>
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R., Buland, R., 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophys. J. Int.* 122, 108–124. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>
- Kirby, S.H., 1983. Rheology of the lithosphere. *Rev. Geophys. Sp. Phys.* 21, 1458–1487.
- Kirby, S.H., Kronenberg, A.K., 1987. Rheology of the lithosphere: Selected topics. *Rev. Geophys.* 25, 1219–1244. <https://doi.org/10.1029/RG025i006p01219>
- Kley, J., Monaldi, C.R., 2002. Tectonic inversion in the Santa Bárbara System of the central Andean foreland thrust belt, northwestern Argentina. *Tectonics* 21, 1061–1079. <https://doi.org/10.1029/2002TC902003>
- Kley, J., Monaldi, C.R., Salfity, J.A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: Causes and consequences. *Tectonophysics* 301, 75–94. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)90223-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)90223-2)
- Kley, J., Rossello, E.A., Monaldi, C.R., Habighorst, B., 2005. Seismic and field evidence for selective inversion of Cretaceous normal faults, Salta rift, northwest Argentina. *Tectonophysics* 399, 155–172. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.020>
- Koptev, A.I., Ershov, A. V., 2011. Thermal thickness of the Earth's lithosphere: a numerical model. *Moscow Univ. Geol. Bull.* 66, 323–330. <https://doi.org/10.3103/S014587521105005X>
- Koulakov, I., Sobolev, S. V., Asch, G., 2006. P - And S-velocity images of the lithosphere-aesthenosphere system in the Central Andes from local-source tomographic inversion.

- Geophys. J. Int. 167, 106–126. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02949.x>
- Kreemer, C., Blewitt, G., Klein, E.C., 2014. A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model. *Geochemistry Geophys. Geosystems* 15, 3849–3889. <https://doi.org/10.1002/2014GC005407>
- Lamb, S., 2015. Cenozoic uplift of the Central Andes in northern Chile and Bolivia – reconciling paleoaltimetry with the geological evolution. *Can. J. Earth Sci.* 53, 1227–1245. <https://doi.org/10.1139/cjes-2015-0071>
- Lamb, S., 2000. Active deformation in the Bolivian Andes, South America. *J. Geophys. Res.* 105, 2627–2653.
- Lamb, S., Davis, P., 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature* 425, 792–797. <https://doi.org/10.1038/nature02049>
- Lamontagne, M., Ranalli, G., 1996. Thermal and rheological constraints on the earthquake depth distribution in the Charlevoix, Canada, intraplate seismic zone. *Tectonophysics* 257, 55–69. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00120-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00120-4)
- Leshner, C.E., Spera, F.J., 2015. Thermodynamic and Transport Properties of Silicate Melts and Magma, in: *The Encyclopedia of Volcanoes*. Elsevier Inc., pp. 113–141. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00005-5>
- Lessel, K., 1997. Die Krustenstruktur der Zentralen Anden in Nordchile (21–24°S), abgeleitet aus 3D- Modellierungen refraktionsseismischer Daten. PhD thesis, Freie Univ. Berlin.
- Li, Z.-H., Liu, M., Gerya, T., 2016. Lithosphere delamination in continental collisional orogens: A systematic numerical study. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 5186–5211. <https://doi.org/10.1002/2016JB013106>
- Liang, X., Sandvol, E., Kay, S.M., Heit, B., Yuan, X., Mulcahy, P., Chen, C., Brown, L.D., Comte, D., Alvarado, P., 2014. Delamination of southern Puna lithosphere revealed by body wave attenuation tomography. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119, 549–566. <https://doi.org/10.1002/2013JB010309>
- Lin, A.T., Watts, A.B., 2002. Origin of the West Taiwan basin by orogenic loading and flexure of a rifted continental margin. *J. Geophys. Res.* 107. <https://doi.org/10.1029/2001JB000669>
- Liu, S., 2020. Controls of Foreland-Deformation Patterns in the Orogen-Foreland Shortening System. Universität Potsdam. <https://doi.org/10.25932/publishup-44573>
- Löbens, S., Bense, F.A., Wemmer, K., Dunkl, I., Costa, C.H., Layer, P., Siegesmund, S., 2011. Exhumation and uplift of the Sierras Pampeanas: preliminary implications from K–Ar fault gouge dating and low-T thermochronology in the Sierra de Comechingones (Argentina). *Int. J. Earth Sci.* 100, 671–694.

<https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s00531-010-0608-0>

- Lowe, C., Ranalli, G., 1993. Density, temperature, and rheological models for the southeastern Canadian Cordillera: implications for its geodynamic evolution. *Can. J. Earth Sci.* 30, 77–93.
- Lowell, R.P., Kolandaivelu, K., Rona, P.A., 2014. Hydrothermal Activity. *Ref. Modul. Earth Syst. Environ. Sci.* 1–19. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.09132-6>
- Lucassen, F., Becchio, R., Harmon, R., Kasemann, S., Franz, G., Trumbull, R., Wilke, H.-G., Romer, R.L., Dulski, P., 2001. Composition and density model of the continental crust at an active continental margin - the Central Andes between 21° and 27°S. *Tectonophysics* 341, 195–223. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00188-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00188-3)
- Lucassen, F., Becchio, R., Wilke, H.G., Franz, G., Thirlwall, M.F., Viramonte, J., Wemmer, K., 2000. Proterozoic-Paleozoic development of the basement of the Central Andes (18–26°S) - A mobile belt of the South American craton. *J. South Am. Earth Sci.* 13, 697–715. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00057-2](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00057-2)
- Lucassen, F., Escayola, M., Romer, R.L., Viramonte, J., Koch, K., Franz, G., 2002. Isotopic composition of Late Mesozoic basic and ultrabasic rocks from the Andes “23–32°S” - Implications for the Andean mantle. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 143, 336–349. <https://doi.org/10.1007/s00410-001-0344-3>
- Lucassen, F., Franz, G., 2005. The early Palaeozoic Orogen in the Central Andes: a non-collisional orogen comparable to the Cenozoic high plateau? *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 246, 257–273. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.246.01.09>
- Lucassen, F., Franz, G., Viramonte, J., Romer, R.L., Dulski, P., Lang, A., 2005. The late Cretaceous lithospheric mantle beneath the Central Andes: Evidence from phase equilibria and composition of mantle xenoliths. *Lithos* 82, 379–406. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.08.002>
- Lucassen, F., Kramer, W., Bartsch, V., Wilke, H.G., Franz, G., Romer, R.L., Dulski, P., 2006. Nd, Pb, and Sr isotope composition of juvenile magmatism in the Mesozoic large magmatic province of northern Chile (18–27°S): Indications for a uniform subarc mantle. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 152, 571–589. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0119-y>
- Lucassen, F., Lewerenz, S., Franz, G., Viramonte, J., Mezger, K., 1999. Metamorphism, isotopic ages and composition of lower crustal granulite xenoliths from the Cretaceous Salta Rift, Argentina. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 134, 325–341. <https://doi.org/10.1007/s004100050488>
- Maggi, A., Jackson, J.A., McKenzie, D., Priestley, K., 2000a. Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere. *Geology* 28, 495–498. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<495:efdeet>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<495:efdeet>2.0.co;2)

- Maggi, A., Jackson, J.A., Priestley, K., Baker, C., 2000b. A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan and northern India: Do earthquakes really occur in the continental mantle? *Geophys. J. Int.* 143, 629–661. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2000.00254.x>
- Magrin, A., Rossi, G., 2020. Deriving a New Crustal Model of Northern Adria: The Northern Adria Crust (NAC) Model. *Front. Earth Sci.* 8. <https://doi.org/doi:10.3389/feart.2020.00089>
- Maloney, K.T., Clarke, G.L., Klepeis, K.A., Quevedo, L., 2013. The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: Drivers and the geological record. *Tectonics* 32, 1049–1065. <https://doi.org/10.1002/tect.20067>
- Mareschal, J.-C., 1994. Thermal regime and post-orogenic extension in collision belts. *Tectonophysics* 238, 471–484.
- Marquillas, R.A., del Papa, C., Sabino, I.F., 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-Paleogene), northwestern Argentina. *Int. J. Earth Sci.* 94, 94–113. <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0443-2>
- Marquillas, R.A., Salfity, J.A., 1988. Tectonic framework and correlations of the Cretaceous-Eocene Salta Group: Argentina, in: Bahlburg, H., Bretkreuz, C., Giese, P. (Eds.), *The Southern Central Andes. Lecture Notes in Earth Sciences, Vol 17.* Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, pp. 119–136.
- Marshak, S., Nelson, W.J., McBride, J.H., 2003. Phanerozoic strike-slip faulting in the continental interior platform of the United States: examples from the Laramide Orogen, Midcontinent, and Ancestral Rocky Mountains. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 210, 159–184. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.210.01.10>
- Masek, J., Isacks, B.L., Gubbels, T., Fielding, E., 1994. Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *Journal Geophys. Res.* 99, 13941–13956. <https://doi.org/10.1029/94JB00461>
- Maus, S., Barckhausen, U., Berkenbosch, H., Bournas, N., Brozena, J., Childers, V., Dostaler, F., Fairhead, J., Finn, C., von Frese, R., Gaina, C., Golynsky, S., Kucks, R., Lühr, H., Milligan, P., Mogren, S., Müller, R., Olesen, O., Pilkington, M., Saltus, R., Schreckenberger, B., Thébault, E., Caratori Tontini, F., 2009. EMAG2: A 2–arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochemistry Geophys. Geosystems* 10. <https://doi.org/doi:10.1029/2009GC002471>
- McKenzie, D., Jackson, J., Priestley, K., 2005. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 233, 337–349. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.02.005>

- McLeod, C.L., Davidson, J.P., Nowell, G.M., de Silva, S.L., Schmitt, A.K., 2013. Characterizing the continental basement of the central andes: Constraints from bolivian crustal xenoliths. *Bull. Geol. Soc. Am.* 125, 985–997. <https://doi.org/10.1130/B30721.1>
- McQuarrie, N., Horton, B.K., Zandt, G., Beck, S.L., Decelles, P.G., 2005. Lithospheric evolution of the Andean fold-thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau. *Tectonophysics* 399, 15–37. <https://doi.org/doi:10.1016/j.tecto.2004.12.013>
- Meeßen, C., 2019. pyGMS: lithosphere-scale rheological analyses of GMS models in Python (Version v1.0.0). <https://doi.org/10.5281/zenodo.3338066>
- Meeßen, C., 2017. VelocityConversion. V. v1.0.1. GFZ Data Services. <https://doi.org/10.5880/GFZ.6.1.2017.001>
- Meeßen, C., Sippel, J., Scheck-Wenderoth, M., Heine, C., Strecker, M.R., 2018. Crustal Structure of the Andean Foreland in Northern Argentina: Results From Data-Integrative Three-Dimensional Density Modeling. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 1875–1903. <https://doi.org/10.1002/2017JB014296>
- Meigs, A.J., Nabelek, J., 2010. Crustal-scale pure shear foreland deformation of western Argentina. *Geophys. Res. Lett.* 37, L11304. <https://doi.org/10.1029/2010GL043220>
- Meissner, R., Strehlau, J., 1982. Limits of stresses in continental crust and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes. *Tectonics* 1, 73–89. <https://doi.org/10.1029/TC001i001p00073>
- Metcalf, K., Kapp, P., 2015. Along-strike variations in crustal seismicity and modern lithospheric structure of the central Andean forearc, in: DeCelles, P.G., Ducea, M.N., Carrapa, B., Kapp, P. (Eds.), *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2015.1212\(04\)](https://doi.org/10.1130/2015.1212(04))
- Mingramm, A., Russo, A., Pozzo, A., Cazau, L., 1979. Sierras Subandinas, in: Turner, J.C.M. (Ed.), *Geología Regional Argentina, Vol. 1*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 95–138.
- Moisio, K., Kaikkonen, P., 2015. Stress, rheological structure and earthquakes in the POLAR profile in the northern Fennoscandian Shield. *Int. J. Earth Sci.* 104, 221–239. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1061-2>
- Molnar, P., England, P., Martinod, J., 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon. *Rev. Geophys.* 31, 357–396. <https://doi.org/10.1029/93RG02030>
- Molnar, P., Lyon-Caen, H., 1988. Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts, in: Clark Jr, S.P., Clark Burchfiel, B., Suppe, J. (Eds.),

- Processes in Continental Lithospheric Deformation. Geological Society of America, pp. 179–208. <https://doi.org/10.1130/SPE218-p179>
- Molnar, P., Tapponnier, P., 1975. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision. *Science* (80-.). 189, 419–426. <https://doi.org/10.1126/science.189.4201.419>
- Mon, R., Salfity, J.A., 1995. Tectonic evolution of the Andes of northern Argentina, in: Tankard, A.J., Suarez Soruco, R., Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoir, vol. 62, pp. 269–283.
- Montero-López, C., Hongn, F., López Steinmetz, R.L., Aramayo, A., Pingel, H., Strecker, M.R., Cottle, J.M., Bianchi, C., 2020. Development of an incipient Paleogene topography between the present-day Eastern Andean Plateau (Puna) and the Eastern Cordillera, southern Central Andes, NW Argentina. *Basin Res.* 00, 1–24. <https://doi.org/10.1111/bre.12510>
- Montero López, C., Strecker, M.R., Schildgen, T.F., Hongn, F., Guzmán, S., Bookhagen, B., Sudo, M., 2014. Local high relief at the southern margin of the Andean plateau by 9 Ma: evidence from ignimbritic valley fills and river incision. *Terra Nov.* 26, 454–460. <https://doi.org/10.1111/ter.12120>
- Mooney, W.D., Ritsema, J., Hwang, Y.K., 2012. Crustal seismicity and the earthquake catalog maximum moment magnitude (M_{cmax}) in stable continental regions (SCRs): Correlation with the seismic velocity of the lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 357–358, 78–83. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.08.032>
- Mpodozis, C., Ramos, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina, in: Ericksen, G.E., Cañas, M.T., Reinemud, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Volume 11, pp. 59–90.
- Mulcahy, P., Chen, C., Kay, S.M., Brown, L.D., Isacks, B.L., Sandvol, E., Heit, B., Yuan, X., Coira, B.L., 2014. Central Andean mantle and crustal seismicity beneath the Southern Puna plateau and the northern margin of the Chilean-Pampean flat slab. *Tectonics* 33, 1636–1658. <https://doi.org/10.1002/2013TC003393>
- New, M., Lister, D., Hulme, M., Makin, I., 2002. A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Clim. Res.* 21, 1–25. <https://doi.org/10.3354/cr021001>
- Norini, G., Baez, W., Becchio, R., Viramonte, J., Giordano, G., Arnosio, M., Pinton, A., Gropelli, G., 2013. The Calama-Olacapato-El Toro fault system in the Puna Plateau, Central Andes: Geodynamic implications and stratovolcanoes emplacement. *Tectonophysics* 608, 1280–1297. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.06.013>
- Nwankwo, L.I., Shehu, A.T., 2015. Evaluation of Curie-point depths, geothermal gradients and near-surface heat flow from high-resolution aeromagnetic (HRAM) data of the

- entire Sokoto Basin, Nigeria. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 305, 45–55.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.017>
- Nyblade, A., Langston, C., 1995. East African earthquakes below 20 km and their implications for crustal structure. *Geophys. J. Int.* 121, 49–62.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03510.x>
- Okubo, Y., Graf, R.J., Hansen, R.O., Ogawa, K., Tsu, H., 1985. Curie point depths of the Island of Kyushu and surrounding areas, Japan. *Geophysics*.
<https://doi.org/10.1190/1.1441926>
- Oncken, Onno, Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P., 2006. *The Andes: Active Subduction Orogeny*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8>
- 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, in: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (Eds.), *The Andes: Active Subduction Orogeny*. Berlin, Springer-Verlag, *Frontiers in Earth Science Series*, pp. 3–27.
- Quimet, W.B., Cook, K.L., 2010. Building the central Andes through axial lower crustal flow. *Tectonics* 29, TC3010. <https://doi.org/10.1029/2009TC002460>
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., 1998. The Proto-Andean margin of Gondwana. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 142.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 91, 151–168. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007343>
- Pavlenkova, N.I., Pilipenko, V.N., Verpakhovskaja, A.O., Pavlenkova, G.A., Filonenko, V.P., 2009. Crustal structure in Chile and Okhotsk Sea regions. *Tectonophysics* 472, 28–38.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.08.018>
- Peacock, S.M., 1996. Thermal and petrologic structure of subduction zones, in: Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H., Platt, J.P. (Eds.), *Subduction: Top to Bottom*. AGU Geophysical Monograph, Washington D. C., pp. 119–133.
- Petley-Ragan, A., Ben-Zion, Y., Austrheim, H., Ildefonse, B., Renard, F., Jamtveit, B., 2019. Dynamic earthquake rupture in the lower crust. *Sci. Adv.* 5, EAAW0913.
<https://doi.org/10.1126/sciadv.aaw0913>
- Pingel, H., Strecker, M.R., Mulch, A., Alonso, R.N., Cottle, J., Rohrmann, A., 2020. Late Cenozoic topographic evolution of the Eastern Cordillera and Puna Plateau margin in the southern Central Andes (NW Argentina). *Earth Planet. Sci. Lett.* 535, 116112.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116112>

- Platt, J.P., England, P., 1994. Convective removal of lithosphere beneath mountain belts: thermal and mechanical consequences. *Am. J. Sci.* 294, 307–336. <https://doi.org/10.2475/ajs.294.3.307>
- Prezzi, C., Iglesia Llanos, M.P., Götze, H.J., Schmidt, S., 2014. Thermal and geodynamic contributions to the elevation of the Altiplano-Puna plateau. *Phys. Earth Planet. Inter.* 237, 51–64. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.10.002>
- Prezzi, C.B., Götze, H.J., Schmidt, S., 2009. 3D density model of the Central Andes. *Phys. Earth Planet. Inter.* 177, 217–234. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2009.09.004>
- Prieto, G.A., Froment, B., Yu, C., Poli, P., Abercrombie, R., 2017. Earthquake rupture below the brittle-ductile transition in continental lithospheric mantle. *Sci. Adv.* 3, E1602642. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1602642>
- Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas, 2008. Atlas de deformaciones cuaternarias de los Andes. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, No. 7, 320 p.
- Quade, J., Dettinger, M.P., Carrapa, B., Decelles, P., Murray, K.E., Huntington, K.W., Cartwright, A., Canavan, R.R., Gehrels, G., Clementz, M., 2015. The growth of the central Andes, 22° S–26° S, in: DeCelles, P.G., Ducea, M.N., Carrapa, B., Kapp, P.A. (Eds.), *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. Geological Society of America, pp. 277–308. [https://doi.org/10.1130/2015.1212\(15\)](https://doi.org/10.1130/2015.1212(15))
- Ramos, V.A., 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geol. J.* 45, 2–25. <https://doi.org/10.1002/gj.1193>
- Ramos, V.A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle, in: Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W. (Eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. Geological Society of America, pp. 31–65. <https://doi.org/10.1130/MEM204>
- Ramos, V.A., 2008. The Basement of the Central Andes: The Arequipa and Related Terranes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 36, 289–324. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124304>
- Ramos, V.A., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino, in: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29, pp. 41–96.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O., Perez, D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *J. South Am. Earth Sci.* 15, 59–78. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00006-8](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00006-8)
- Ramos, V.A., Vujovich, G., Martino, R., Otamendi, J., 2010. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *J. Geodyn.* 50, 243–255.

<https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.01.019>

- Ranalli, G., 2003. How soft is the crust? *Tectonophysics* 361, 319–320.
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00607-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00607-8)
- Ranalli, G., 1997. Rheology of the lithosphere in space and time, in: Burg, J.-P., Ford, M. (Eds.), *Orogeny Through Time*. Geological Society of London Special Publications, pp. 19–37. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1997.121.01.02>
- Ranalli, G., 1995. *Rheology of the Earth*, Second Edi. ed. Chapman & Hall.
- Ranalli, G., Adams, M., 2013. Rheological contrast at the continental Moho: Effects of composition, temperature, deformation mechanism, and tectonic regime. *Tectonophysics* 609, 480–490. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.10.037>
- Ranalli, G., Murphy, D.C., 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics* 132, 281–295. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90348-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90348-9)
- Rapalini, A.E., 2005. The accretionary history of southern South America from the latest Proterozoic to the Late Palaeozoic: some palaeomagnetic constraints. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 246, 305–328. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.246.01.12>
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Dahlquist, J.A., Fanning, C.M., Baldo, E.G., Galindo, C., Alasino, P.H., Ramacciotti, C.D., Verdecchia, S.O., Murra, J.A., Basei, M.A.S., 2018. A review of the Famatinian Ordovician magmatism in southern South America : evidence of lithosphere reworking and continental subduction in the early proto-Andean margin of Gondwana. *Earth-Science Rev.* 187, 259–285.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.10.006>
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González-Casado, J.M., Galindo, C., Dahlquist, J., 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Rev.* 83, 49–82.
- Rapela, C.W., Verdecchia, S.O., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G., Galindo, C., Murra, J.A., Dahlquist, J.A., Fanning, C.M., 2016. Identifying Laurentian and SW Gondwana sources in the Neoproterozoic to Early Paleozoic metasedimentary rocks of the Sierras Pampeanas: Paleogeographic and tectonic implications. *Gondwana Res.* 32, 193–212. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.02.010>
- Reutter, K.-J., Charrier, R., Götze, H.-J., Schurr, B., Wigger, P., Scheuber, E., Giese, P., Reuther, C.-D., Schmidt, S., Rietbrock, A., Chong, G., Belmonte-Pool, A., 2006. The Salar de Atacama Basin: a Subsiding Block within the Western Edge of the Altiplano-Puna Plateau. *The Andes* 303–325. https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_14
- Reynolds, R.W., Smith, T.M., Liu, C., Chelton, D.B., Casey, K.S., Schlax, M.G., 2007. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *J. Clim.* 20, 5473–5496. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00333-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00333-8)

- Richter, F., Rowley, D., DePaolo, D.J., 1992. Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 109, 11–23. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90070-C](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90070-C)
- Rietbrock, A., Asch, G., Chong, G., Giese, P., 1997. ANCORP '96—Seismicity along the ANCORP traverse in northern Chile. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 78(46).
- Riller, U., Cruden, A.R., Boutelier, D., Schrank, C.E., 2012. The causes of sinuous crustal-scale deformation patterns in hot orogens : Evidence from scaled analogue experiments and the southern Central Andes. *J. Struct. Geol.* 37, 65–74. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.02.002>
- Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M.R., Oncken, O., 2001a. Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 188, 299–311.
- Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M.R., Oncken, O., 2001b. Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 188, 299–311. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00333-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00333-8)
- Risse, A., Trumbull, R.B., Kay, S.M., Coira, B., Romer, R.L., 2013. Multi-stage evolution of late neogene mantle-derived magmas from the central andes back-arc in the southern Puna plateau of Argentina. *J. Petrol.* 54, 1963–1995. <https://doi.org/10.1093/petrology/egt038>
- Rosa, M.L., Collaço, B., Assumpção, M., Sabbione, N., Sánchez, G., 2016. Thin crust beneath the Chaco-Paraná Basin by surface-wave tomography. *J. South Am. Earth Sci.* 66, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.010>
- Rossel, P., Oliveros, V., Ducea, M.N., Charrier, R., Scaillet, S., Retamal, L., Figueroa, O., 2013. The Early Andean subduction system as an analog to island arcs: Evidence from across-arc geochemical variations in northern Chile. *Lithos* 179, 211–230. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.014>
- Royden, L., 1996. Coupling and decoupling of crust and mantle in convergent orogens: implications for strain partitioning in the crust. *Journal Geophys. Res.* 101, 17679–17705. <https://doi.org/10.1029/96JB00951>
- Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Prell, W.L., Kutzbach, J.E., 1997. The uplift-climate connection: a synthesis, in: Ruddiman, W.F. (Ed.), *Tectonic Uplift and Climate Change*. Springer, Boston, MA, pp. 471–515. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-5935-1_20
- Russo, R., Silver, P.G., 1996. Cordillera formation, mantle dynamics, and the Wilson cycle. *Geology* 24, 511–514. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0511:CFMDAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0511:CFMDAT>2.3.CO;2)
- Ryan, J., Beck, S., Zandt, G., Wagner, L., Minaya, E., Tavera, H., 2016. Central Andean

- crustal structure from receiver function analysis. *Tectonophysics* 682, 120–133.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.04.048>
- Salomon, C., 2018. Finite element modelling of the geodynamic processes of the Central Andes subduction zone: A Reference Model. *Geod. Geodyn.* 9, 246–251.
<https://doi.org/10.1016/j.geog.2017.11.007>
- Sandiford, M., McLaren, S., 2002. Tectonic feedback and the ordering of heat producing elements within the continental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 204, 133–150.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00958-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00958-5)
- Santibáñez, I., Cembrano, J., García-Pérez, T., Costa, C., Yáñez, G., Marquardt, C., Arancibia, G., González, G., 2019. Crustal faults in the Chilean Andes: geological constraints and seismic potential. *Andean Geol.* 46, 32–65.
<https://doi.org/10.5027/andgeoV46n1-3067>
- Schaeffer, A.J., Lebedev, S., 2013. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone. *Geophys. J. Int.* 194, 417–449. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt095>
- Scheck-Wenderoth, M., Maystrenko, Y.P., 2013. Deep control on shallow heat in sedimentary basins. *Energy Procedia* 40, 266–275.
<https://doi.org/10.1016/j.egypro.2013.08.031>
- Schellart, W.P., 2017. Andean mountain building and magmatic arc migration driven by subduction-induced whole mantle flow. *Nat. Commun.* 8.
<https://doi.org/10.1038/s41467-017-01847-z>
- Schemmann, K., 2007. Scale-related strain evolution at convergent margins and effects due to parameter changes - insights from nature and experiment. PhD Thesis, (Scientific Technical Report STR ; 07/09), Potsdam : Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Getr. Zählung p.
<https://doi.org/10.1007/s004100000214>
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., Reutter, K., 1994. Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic, in: Reutter, K., Scheuber, E., Wigger, P. (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes*. Berlin Heidelberg New York, pp. 7–22.
- Scheuber, E., Reutter, K., 1992. Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25°S. *Tectonophysics* 205, 127–140.
<https://doi.org/10.1134/S1023193511090047>
- Schilling, F.R., Trumbull, R.B., Brasse, H., Haberland, C., Asch, G., Bruhn, D., Mai, K., Haak, V., Giese, Peter, Muñoz, M., Ramelow, J., Rietbrock, A., Ricaldi, E., Vietor, T., 2006. Partial Melting in the Central Andean Crust: a Review of Geophysical, Petrophysical, and Petrologic Evidence, in: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (Eds.), *The Andes: Active Subduction Orogeny*.

Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 459–474.

Schmidt, S., Plonka, C., Götze, H.J., Lahmeyer, B., 2011. Hybrid modelling of gravity, gravity gradients and magnetic fields. *Geophys. Prospect.* 59, 1046–1051. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2011.00999.x>

Schmitt, A., de Silva, S., Trumbull, R., Emmermann, R., 2001. Magma evolution in the Purico ignimbrite complex, northern Chile: evidence for zoning of a dacitic magma by injection of rhyolitic melts following mafic recharge. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 140, 680–700. <https://doi.org/10.1007/s004100000214>

Schmitz, M., Kley, J., 1997. The Geometry of the Central Andean Backarc Crust: Joint Interpretation of Cross-section Balancing and Seismic Refraction Data. *J. South Am. Earth Sci.* 10, 99–110.

Schoenbohm, L., Strecker, M.R., 2009. Normal faulting along the southern margin of the Puna Plateau, northwest Argentina. *Tectonics* 28, TC5008. <https://doi.org/10.1029/2008TC002341>

Schoenbohm, L.M., Strecker, M.R., 2009. Normal faulting along the southern margin of the Puna Plateau, northwest Argentina. *Tectonics* 28, TC5008. <https://doi.org/10.1029/2008TC002341>

Scholz, C.H., 1988. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geol. Rundschau* 77, 319–328. <https://doi.org/10.1007/BF01848693>

Schurr, B., Asch, G., Rietbrock, A., Kind, R., Pardo, M., Heit, B., Monfret, T., 1999. Seismicity and average velocities beneath the Argentine Puna Plateau. *Geophys. Res. Lett.* 26, 3025–3028. <https://doi.org/10.1029/1999GL005385>

Schurr, B., Asch, G., Rietbrock, A., Trumbull, R., Haberland, C., 2003. Complex patterns of fluid and melt transport in the central Andean subduction zone revealed by attenuation tomography. *Earth Planet. Sci. Lett.* 215, 105–119. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00441-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00441-2)

Schurr, B., Rietbrock, A., 2004. Deep seismic structure of the Atacama basin, northern Chile. *Geophys. Res. Lett.* 31, 10–13. <https://doi.org/10.1029/2004GL019796>

Schurr, B., Rietbrock, A., Asch, G., Kind, R., Oncken, O., 2006. Evidence for lithospheric detachment in the central Andes from local earthquake tomography. *Tectonophysics* 415, 203–223. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.12.007>

Siame, L.L., Sébrier, M., Bellier, O., Bourlès, D., Costa, C.H., Ahumada, E.A., Gardini, C.E., Cisneros, H., 2015. Active basement uplift of Sierra Pie de Palo (Northwestern Argentina): Rates and inception from ¹⁰Be cosmogenic nuclide concentrations. *Tectonics* 34, 1129–1153. <https://doi.org/10.1002/2014TC003771>

Sibson, R.H., 1982. Fault zone models, heat flow and the depth distribution of earthquakes

- in the continental crust of the United States. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 72, 151–163.
- Siks, B.C., Horton, B.K., 2011. Growth and fragmentation of the Andean foreland basin during eastward advance of fold-thrust deformation, Puna plateau and Eastern Cordillera, northern Argentina. *Tectonics* 30, 1–27. <https://doi.org/10.1029/2011TC002944>
- Sillitoe, R.H., 1972. Relation of metals provinces in western America to subduction of oceanic lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 813–818. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[813:ROMPIW\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[813:ROMPIW]2.0.CO;2)
- Sloan, R.A., Jackson, J.A., Mckenzie, D., Priestley, K., 2011. Earthquake depth distributions in central Asia, and their relations with lithosphere thickness, shortening and extension. *Geophys. J. Int.* 185, 1–29. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04882.x>
- Sobel, E.R., Strecker, M.R., 2003. Uplift, exhumation and precipitation: Tectonic and climatic control of Late Cenozoic landscape evolution in the northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Basin Res.* 15, 431–451. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.2003.00214.x>
- Sobolev, S. V., Babeyko, A.Y., 2005. What drives orogeny in the Andes? *Geology* 33, 617–620. <https://doi.org/10.1130/G21557.1>
- Sobolev, S. V., Zeyen, H., Stoll, G., Werling, F., Altherr, R., Fuchs, K., 1996. Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central including effects of composition, mineral reactions, anharmonicity, anelasticity and partial melt. *Earth Planet. Sci. Lett.* 139, 147–163. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00238-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00238-8)
- Soler, S., 2015. Métodos Espectrales para la Determinación de la Profundidad del Punto de Curie y el Espesor Elástico de la Corteza Terrestre. Tesina Grado. Univ. Nac. Rosario.
- Somoza, R., 1988. Updated Nazca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 m.y.: Implications for mountain building in the central Andean region. *J. South Am. Earth Sci.* 11, 211–215. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00012-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00012-1)
- Spector, A., Grant, F.S., 1970. Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data. *Geophysics.* <https://doi.org/10.1190/1.1440092>
- Springer, M., 1999. Interpretation of heat-flow density in the Central Andes. *Tectonophysics* 306, 377–395. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00067-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00067-0)
- Springer, M., Förster, A., 1998. Heat-flow density across the central Andean subduction zone. *Tectonophysics* 291, 123–139. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00035-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00035-3)
- Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Rev. geológica Chile* 31, 161–206.

- Strecker, M.R., Cervený, P., Bloom, A.L., Malizia, D., 1989. Late Cenozoic tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas (26°–28°S), Argentina. *Tectonics* 8, 517–534. <https://doi.org/10.1029/TC008i003p00517>
- Stüwe, K., 2007. *Geodynamics of the Lithosphere. An Introduction*, 2nd ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-71237-4>
- Swenson, J.L., Beck, S.L., Zandt, G., 2000. Crustal structure of the Altiplano from broadband regional waveform modeling: Implications for the composition of thick continental crust. *J. Geophys. Res.* 105, 607. <https://doi.org/10.1029/1999JB900327>
- Tanaka, A., Okubo, Y., Matsubayashi, O., 1999. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics* 306, 461–470. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00072-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00072-4)
- Tassara, A., Götze, H.J., Schmidt, S., Hackney, R., 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 111, B09404. <https://doi.org/10.1029/2005JB003976>
- Tassara, A., Yáñez, G., 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15–47°S). *Rev. geológica Chile* 30, 1–27. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082003000200002>
- Tatsumi, Y., 1986. Formation of volcanic front in subduction zones. *Geophys. Res. Lett.* 13, 717–720. <https://doi.org/10.1029/GL013i008p00717>
- Tesauro, M., Kaban, M.K., Cloetingh, S.A.P.L., 2013. Global model for the lithospheric strength and effective elastic thickness. *Tectonophysics* 602, 78–86. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.006>
- Tesauro, M., Kaban, M.K., Mooney, W.D., 2015. Variations of the lithospheric strength and elastic thickness in North America. *Geochemistry Geophys. Geosystems* 16, 2197–2220.
- Thebault, E., Vervelidou, F., 2015. A statistical spatial power spectrum of the Earth's lithospheric magnetic field. *Geophys. J. Int.* 201, 605–620. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu463>
- Toselli, A.J., Rossi, J.N., Rapela, C.W., 1978. El basamento metamórfico de la Sierra de Quilmes, República Argentina. *Asoc. Geológica Argentina Rev.* 33, 105–112.
- Trindade, R.I.F., D'Agrella-Filho, M.S., Epof, I., Brito Neves, B.B., 2006. Paleomagnetism of the early Cambrian Itabaiana mafic dikes, NE Brazil, and implications for the final assembly of Gondwana and its proximity to Laurentia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 244, 361–377.
- Trumbull, R.B., Riller, U., Oncken, O., Scheuber, E., Munier, K., Hongn, F., 2006. The time-

space distribution of Cenozoic arc volcanism in the southcentral Andes: A new data compilation and some tectonic implications, in: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (Eds.), *The Andes: Active Subduction Orogeny*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 29–44.

Tse, S.T., Rice, J.R., 1986. Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 91, 9452–9472.
<https://doi.org/10.1029/JB091iB09p09452>

Vanderhaeghe, O., 2012. The thermal-mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plate boundaries: A reappraisal of the orogenic cycle. *J. Geodyn.* 56–57, 124–145. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.10.004>

Vanderhaeghe, O., Medvedev, S., Fullsack, P., Beaumont, C., Jamieson, R.A., 2003. Evolution of orogenic wedges and continental plateaux: insights from crustal thermal-mechanical models overlying subducting mantle lithosphere. *Geophys. J. Int.* 153, 27–51. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01861.x>

Vaucher, A., Barruol, G., 1996. Shear-wave splitting in the Appalachians and the Pyrenees: importance of the inherited tectonic fabric of the lithosphere. *Phys. Earth Planet. Inter.* 95, 127–138. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(95\)03125-1](https://doi.org/10.1016/0031-9201(95)03125-1)

Vaucher, A., Tommasi, A., Barruol, G., 1998. Rheological heterogeneity, mechanical anisotropy and deformation of the continental lithosphere. *Tectonophysics* 296, 61–86. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00137-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00137-1)

Vilà, M., Fernández, M., Jiménez-Munt, I., 2010. Radiogenic heat production variability of some common lithological groups and its significance to lithospheric thermal modeling. *Tectonophysics* 490, 152–164. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.05.003>

Viramonte, J.G., Galliski, M.A., Araña Saavedra, V., Aparicio, A., Garcia Cacho, L., Martín Escorza, C., 1984. El finivolcanismo básico de la depresión de Arizaro, provincia de Salta. IX Congr. Geológico Argentino Actas 1 234–251.

Viramonte, J.G., Kay, S.M., Becchio, R., Escayola, M., Novitski, I., 1999. Cretaceous rift related magmatism in central-western South America. *J. South Am. Earth Sci.* 12, 109–121. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00009-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00009-7)

Von Hillebrandt, A., Bartsch, V., Bebiolka, A., Kossler, A., Kramer, W., Wilke, H.G., Wittmann, S., 2000. The paleogeographic evolution in a volcanic-arc/back-arc setting during the Mesozoic in northern Chile. *Zeitschrift für Angew. Geol.* SH1 2000 87–93.

Ward, K.M., Porter, R.C., Zandt, G., Beck, S.L., Wagner, L.S., Minaya, E., Tavera, H., 2013. Ambient noise tomography across the Central Andes. *Geophys. J. Int.* 194, 1559–1573. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt166>

Ward, K.M., Zandt, G., Beck, S.L., Christensen, D.H., McFarlin, H., 2014. Seismic imaging of

- the magmatic underpinnings beneath the Altiplano-Puna volcanic complex from the joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 404, 43–53. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.022>
- Wasilewski, P.J., Thomas, H.H., Mayhew, M.A., 1979. The Moho as a magnetic boundary. *Geophys. Res. Lett.* 6, 541–544.
- Watts, A., Lamb, S., Fairhead, J., Dewey, J., 1995. Lithospheric flexure and bending of the Central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 134, 9–21.
- Watts, A.B., 1988. Gravity anomalies, crustal structure and flexure of the lithosphere at the Baltimore Canyon Trough. *Earth Planet. Sci. Lett.* 88, 221–238. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90174-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90174-4)
- Watts, A.B., Burov, E.B., 2003. Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness 213, 113–131. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00289-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00289-9)
- Weiss, J.R., Brooks, B.A., Arrowsmith, R., Vergani, G., 2015. Spatial and temporal distribution of deformation at the front of the Andean orogenic wedge in southern Bolivia. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 120, 1909–1931. <https://doi.org/10.1002/2014JB011763>
- Weiss, P., Foex, G., 1911. Étude de l'aimantation des corps ferromagnétiques au-dessus du point de Curie. *J. Phys. Théorique Appliquée* 1, 274–287.
- Weston, J., Engdahl, E.R., Harris, J., Di Giacomo, D., Storchack, D.A., 2018. ISC-EHB: Reconstruction of a robust earthquake dataset. *Geophys. J. Int.* 214, 474–484. <https://doi.org/doi:10.1093/gji/ggy155>
- Whitman, D., Isacks, B.L., Kay, S.M., 1996. Lithospheric structure and along-strike segmentation of the Central Andean Plateau: seismic Q, magmatism, flexure, topography and tectonics. *Tectonophysics* 259, 29–40. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00130-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00130-1)
- Wigger, P.J., Schmitz, M., Araneda, M., Asch, G., Baldzuhn, S., Giese, P., Heinsohn, W.-D., Martínez, E., Ricaldi, E., Röwer, P., Viramonte, J., 1994. Variation in the Crustal Structure of the Southern Central Andes Deduced from Seismic Refraction Investigations, in: Reutter, K.-J., Scheuber, E., Wigger, P.J. (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer-Verlag, pp. 23–48.
- Wilks, K.R., Carter, N.L., 1990. Rheology of some continental lower crustal rocks. *Tectonophysics* 182, 57–77. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90342-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90342-6)
- Wölbern, I., Heit, B., Yuan, X., Asch, G., Kind, R., Viramonte, J., Tawackoli, S., Wilke, H., 2009. Receiver function images from the Moho and the slab beneath the Altiplano and Puna plateaus in the Central Andes. *Geophys. J. Int.* 177, 296–308.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.04075.x>

- Wong, I.G., Chapman, D.S., 1990. Deep intraplate earthquakes in the western United States and their relationship to lithospheric temperatures. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 80, 589–599.
- Wörner, G., Lezaun, J., Beck, A., Heber, V., Lucassen, F., Zinngrebe, E., Rössling, R., Wilke, H.G., 2000. Precambrian and early Paleozoic evolution of the Andean basement at Belen (northern Chile) and Cerro Uyarani (western Bolivia Altiplano). *J. South Am. Earth Sci.* 13, 717–737. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00056-0](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00056-0)
- Yang, Y., Liu, M., 2003. A 3-D geodynamic model of lateral crustal flow during Andean mountain building. *Geophys. Res. Lett.* 30, 2093. <https://doi.org/10.1029/2003GL018308>
- Yin, A., Harrison, M.T., 2000. Geologic Evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 28, 211–280. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.28.1.211>
- Yuan, X., Sobolev, S. V., Kind, R., 2002. Moho topography in the Central Andes and its geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 199, 389–402. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00589-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00589-7)
- Yuan, X., Sobolev, S. V., Kind, R., Oncken, O., Group, A.W., 2000. Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases. *Nature* 408, 958–961.
- Zandt, G., Ammon, C.J., 1995. Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio. *Nature* 374, 152–154.
- Zandt, G., Leidig, M., Chmielowski, J., Baumont, D., Yuan, X., 2003. Seismic detection and characterization of the Altiplano-Puna magma body, Central Andes, in: Ben-Zion, Y. (Ed.), *Seismic Motion, Lithospheric Structures, Earthquake and Volcanic Sources: The Keiiti Aki Volume*. Birkhäuser, Basel, pp. 789–807. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-8010-7_14
- Zhou, R., Schoenbohm, L.M., 2015. Late Miocene upper-crustal deformation within the interior of the southern Puna Plateau, central Andes. *Lithosphere* 7, 336–352. <https://doi.org/10.1130/L396.1>
- Zoback, M.D., Zoback, M. Lou, Mount, V.S., Suppe, J., Eaton, J.P., Healy, J.H., Oppenheimer, D., Reasenber, P., Jones, L., Raleigh, C.B., Wong, I.G., Scotti, O., Wentworth, C., 1987. New evidence on the state of stress of the San Andreas fault system. *Science* (80-). 238, 1105–1111.