Universidad de Concepción



FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS DEPARTAMENTO DE FÍSICA

MODELO TERMAL 3D DEL MARGEN ANDINO Y SU APLICACIÓN PARA LA EXPLORACIÓN DE RECURSOS GEOTÉRMICOS.

Profesor Guía: Andrés Tassara Oddo Departamento Ciencias de La Tierra Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas Universidad de Concepción

Tesis para obtar al título profesional de Geofísico

DANIEL MORALES VALDERRAMA CONCEPCIÓN - CHILE 2012 12 de diciembre de 2012

Director de Tesis	:	Dr. Andrés Tassara
Comisión	:	Dr. Matthew Miller
		Dr. Arturo Belmonte

Dedicado a Herna Olcay Palape Q.E.P.D.

Agradecimientos

Agradesco enormemente a mi familia en general, por confiar en mí y darme la posibilidad de cursar mi carrera en esta casa de estudios. Particularmente a Magali Valderrama (Madre) por darme el cariño y apoyo incondicional de siempre. Agradesco igualmente al proyecto COMPARSA por hacer posible este estudio y en especial a uno de sus investigadores y profesor guia Adrés Tassara quien aporto motivación y apoyo en este trabajo. También agradesco a los profesores, Klaus Bataille y Matthew Miller, quienes aportaron con conocimiento y consejos en el transcurso de esta tarea. A mis amigos y amigas (geofísicos, geologos, no-geofísicos y no-geologos) por sus críticas constructivas. Finalmente agradesco a Belén Reyes, por todo el apoyo, comprensión y palabras de aliento en cada momento de este trabajo, dicho sea de paso, agradesco su gran interés por las geociencias, para llevar a los mas pequeños el conocimiento correcto.

Resumen

A menudo se habla de que casi la totalidad de los procesos geodinámicos, a cualquier escala temporal y espacial, están controlados por el flujo de calor que proviene desde el centro hacia la superficie de la Tierra. Pero este parámetro físico depende a la vez de otra variable de la Tierra, la temperatura. Se sabe que un flujo de calor solo existe si el medio por cual se transporta tiene una distribución espacial de temperaturas en estado estacionario, con diferentes características según la dirección que el observador analice. Este último es lo que se conoce como gradiente de temperatura. Así como los gradientes de presión sobre las superficies tectónicas provocan movimientos y transporte de masas de fluidos, por ejemplo vientos y corrientes marinas, los gradientes de temperaturas al interior de la Tierra son los responsables de los flujos calóricos existentes, tanto en superficie como a diferentes niveles de profundidad. Dicho esto, esta tesis enfoca un estudio de las distribución de temperaturas en una zona en la cual se manifiesta uno de los procesos geodinámicos mas interesantes en la actualidad, es decir, la zona de subdución del margen convergente Andino. En este trabajo se crea un modelo 3D analítico simple de temperaturas basadas en dos expresiones analíticas y el uso de un modelo 3D de densidades (Tassara y Echaurren 2012) que contiene las geometría del Limite Litosfera-Astenosfera (LLA), Moho y la Discontinuidad Intra Cortical (DIC). Además de estas interfaces incorporamos también la Topografía y la Batimetría (Topobat). Como una, de las muchas aplicaciones que tiene este modelo, obtenemos la profundidad de la isosuperficies térmicas de 100°C150°Cy 200°C, que nos da a conocer las zonas donde se abre la ventana de productividad geotérmica.

Abstract

Often it is said that almost all geodynamic processes, any temporal and spatial scale, are controlled by the heat flow coming from the center to the surface of the Earth. But this physical parameter depends simultaneously on another variable of the Earth, the temperature. It is known that heat flow exists only if the medium which is transported by having a spatial distribution at steady state temperatures, with different characteristics according the direction that the observer analysis. The latter is what is known as temperature gradient. Just as pressure gradients above tectonic surfaces cause movement and transportation mass of fluids, for example wind and sea currents, temperature gradients within the Earth are responsible for the existing heat fluxes, both surface and at different depths. That said, this thesis focuses a study of the temperature distribution in an area in which manifests one of geodynamic processes currently more interesting, ie the subduction zone of Andean converging margin. This work creates a 3D simple analytical thermal model based on two analytical expressions and the use of a 3D densities model (Tassara and Echaurren 2012) that contains the geometry of the Lithosphere-Asthenosphere boundary (LAB), Moho and Intra Cortical Discontinuity (ICD). Besides these interfaces also incorporate the topography and bathymetry (Topobat). As one of the many applications of this model, we obtain the depth of the thermal isosurface of 150°C, that lets us know the areas where window opens of geothermal productivity.

Índice general

Agrade	ecimientos	I
Resum	ien	ш
Abstra	ict	v
1. Intr 1.1. 1.2. 1.3.	roducción. Motivación y Objetivos. Que es un Modelo?. Esquema de la Tesis.	1 1 2 3
 Est 2.1. 2.2. 2.3. 	ructura Térmica de la Litósfera. Conducción y Advección Termal. Geotermas Conductivas 1D. Aproximación analítica del régimen térmico en zonas de subducción.	5 5 7 9
 3. Geo 3.1. 3.2. 3.3. 3.4. 3.5. 	Ddinámica y Régimen Térmica del Margen Andino. La Litósfera. 3.1.1. Litósfera Elástica 3.1.2. Litósfera Térmica 3.1.3. Litósfera Sísmica 3.1.4. Litósfera Elétrica 3.1.5. Litósfera Petrológica Tectónica de Placas, Sismicidad y Arcos Volcánicos. 3.2.1. La sismicidad 3.2.2. Arcos volcánicos Marco geodinámico del margen Andino. Geometrías 3D: modelo de densidades. Régimen Térmico del Margen Andino.	 11 14 15 17 18 20 21 25 27 28 33 33
4. Me 4.1. 4.2. 4.3.	todologia de la Modelación Térmica del Margen Andino. Formulación de las Ecuaciones Gobernantes. Modelación Computacional. Condiciones de Bordes, Parámentros Físicos y Constraints del Modelo. 4.3.1.	37 37 39 42 43

5 .	Modelo Térmico 3D del Margen Andino	47			
	5.1. Descripción de las variantes del modelo	. 47			
	5.2. Constrain Observacional: Flujo Calórico	. 48			
	5.3. Resultados del Modelo.	. 50			
	5.3.1. Modelación 1	. 50			
	5.3.2. Modelación 2	. 50			
	5.3.3. Modelación 3	. 51			
	5.3.4. Modelo Preferido	. 52			
6.	Discusión.	65			
7.	Conclusión	69			
Α.	Geoterma.	71			
Bił	Bibliografía				

VIII

Índice de figuras

1.1. 1.2. 1.3. 1.4.	Gradientes característicos de la Tierra. Procesos geodinámicos a gran escala Mapa geológico Visualización de un resultado numérico.	1 2 3 4
2.1.2.2.	Fuentes de Calor de la Litosfera Andina, donde se tiene la prducción de calor friccional (flechas amarillas), por decaimiento radiogénico (capa violeta), coducción desde el manto (flecha naranja) y calor por advección de flujos magmáticos-hidrotermales (flechas rojas y lineas naranjas). (Esquema editado - Schubert and Turcotte, 1975). Estructura Termal de la Litósfera Andina. Las lineas segmetadas representan a las isotermas que son curvadas hacia el interior del manto, debido a la advección car-	6
	acterística de una zona de subducción. Igualmente se denota la zona sismogénica (linea negra continua-segmentada resaltada) para dos perfiles del margen Andino, en la que el perfil B es parte de la zona del flat-slab (Gutscher, 2002).	8
2.3.2.4.	Geotermas en el marco tectónico Andino. La geoterma de la placa oceánica (linea roja) es mas caliente, mientras que la geoterma continental es mas fría (linea azul) Área de estudio con realse de las zonas activas como estables.	9 10
2 1	Composición Mosónico y Ovímico de la Literforo	10
3.1.	La figura ilustra la naturaleza dual de límite litósfera-astenósfera (LLA)	12
3.3.	Se ilustra las relaciones entre el límite de la capa conductiva y el manto convecctivo, de un lado, y varios enfoques para definir la base de la litósfera, por otro lado.	15
3.4.	Correspondencia entre diferentes definiciones de litósfera y vinculos con otras defini- ciones relacionadas. LCR, LCT, LCQ y LCM son el límite de la capa reológica,	
3.5.	térmica, química y mecánica. Estructura de velocidades del manto superior bajo Siberia. (a) Perturbaciones de velocidad relativa respecto al PREM basado en tomografía de ondas Rayleigh (resul- tados de Priestley and Debayle, 2003); (b) El mismo modelo de velocidad recalculado para velocidades absolutas: (c) y (d) Estructura de velocidad Vp a lo largo del perfil	16
	del CRATON PNE que cruza una tectónica similar.	19
3.6.	Placas tectónicas principales e intermedias, la flecha blanco indica la velocidad abso-	
	luta de cada placa, mientras que la flecha amarilla muestra la velocidad relativa de	າງ
3.7.	Tipos de bordes de placas	22
3.8.	Tipos de bordes de placas	 24
3.9.	Esquema tectónico de los diferentes tipos de bordes	25

3.10.	Zonas de subducción y arcos volcánicos.	26
3.11.	Sismicidad mundial	29
3.12.	Factores geotectónicos del margen Andino	30
3.13.	Morfología del Slab	31
3.14.	Segmentos de estudio de las geometrias 3D de densidades	32
3.15.	Geometría de las discontinuidades de densidad bajo la plataforma continental que fueron constreñidas datos independientes. Los trangulos son los volcanes activos y el sombreado corresponde a la topografía y la batimetría. (A) SLAB, (B) LAB o LLA: Límite Litósfera-Astenósfera, (C) Moho , y (D) ICD o DIC: Discontinuidad Intra-Cortical.	34
3.16.	Izquierda: Anomalía de Bouguer y secciones verticales (líneas delgadas) trabajadas en IGMAS para el modelo inicial, los números romanos corresponden a los segmentos de distinta densidad para la placa de Nazca (tomada de Tassara et al., 2006). Derecha: sección vertical de ejemplo del modelo inicial. Se destaca en rojo la ICD (modifi- cado de Tassara et al., 2006). La nomenclatura esta dada como: LA: Astenósfera Subcontinental; OA: Astenósfera Oceánica; OM: Manto Litosférico Oceánico; EA: Astenósfera Oriental; WA: Astenósfera Occidental; EM: Manto Litosférico Oriental; WM: Manto Litosférico Occidental; OC: Corteza Oceánica; LC: Corteza Continental Inferior; UC: Corteza Continental Superior; ICD: Intra-Cortical Discontinuity.	35
3.17.	Distribución de flujos calóricos, constraints, para el margen Andino	36
4.1.	Perfil esquematico de la litósfera del margen Andino a modelar. Se muestran tanto las geometrias de Tassara & Echaurren (2012), como los parámetros físicos de ca- da capa conformante, donde K_{uc} , Klc y K_{lm} es la conductividad térmica para la corteza supeior, inferior y el manto litosférico respectivamente. H_{uc} , H_{lc} y H_{lm} es la productividad de calor radiogénico para la corteza superior, inferior y el manto litosférico respectivamente.	37
4.2.	Zona estable a partir de la intersección del LLA con el Slab.	39
4.3.	Escenario de modelación 1.	40
4.4.	Esquema de la matriz de profundidad.	41
4.5.	Escenario de modelación 2.	41
4.6.	Esquema de la matriz de temperatura.	42
4.7.	Parámentros fiícos involucrados.	44
5.1.	Vista de la toma de datos inputs del modelo ETAndina (codigo Matlab)	47
5.2.	Corte transversal a los 18°S de la estructura térmica del margen Andino.	56
5.3.	Corte transversal a los 21°S de la estructura térmica del margen Andino.	57
5.4.	Corte transversal a los 30°S de la estructura térmica del margen Andino.	58
5.5.	Corte transversal a los 25°S de la estructura térmica del margen Andino.	59
5.6.	Corte transversal del modeo preferido a los 18°S y 21°S de la estructura térmica del margen Andino.	60
5.7.	Corte transversal del modeo preferido a los 30°S y 45°S de la estructura térmica del margen Andino.	61
5.8.	Esquema de visualización 3D.	62

ÍNDICE DE FIGURAS

5.9.	a) Fujo calórico del modelo con edad de la placa oceánica fija y una profundidad de la capa radiogénica fija y parámetros térmicos del granito (capa homogenea) b) Fujo calórico del modelo con edad de la placa oceánica variable y una profundidad de la capa radiogénica variable y parámetros térmicos del granito (capa homogenea), c) Fujo calórico del modelo con edad de la placa oceánica variable y una profundidad de la capa radiogénica variable y parámetros térmicos ponderados (Kxy, Hxy) según para las distintas reologías.	63
5.10.	Isosuperficies térmicas del modelo a a)100 °C, b)150 °C, y c) 200 °C.	64
6.1. 6.2.	<i>Flujos Calorícos del modelo en las zonas de los flujos calóricos observados.</i> distribucin de temperaturas resultante del modelamiento numrico	66 68

Capítulo 1

Introducción.

1.1. Motivación y Objetivos.

Desde los inicios de la Tierra la temperatura a jugado un rol super importante en cuanto a las propiedades químicas y mecánicas del medio conformante. Tanto así que a través de los millones de años de evolución la distribución espacial de temperatura y el calor disipado han formado parte en la generación anatómica del cuerpo terrestre actual, es decir, el núcleo interno, externo, el manto y la litósfera. Estas capas están controladas por un gradiente de temperatura característico de cada capa (ver figura1.1)



Figura 1.1: Gradientes característicos de la Tierra.

De la gran variedad de procesos geodinámicos existentes en la Tierra, tal como se puede apreciar en la figura1.2, el entendimiento de los procesos mas superficiales, es decir que involucra al sistema astenósfera-litósfera, son de gran importancia para la seguridad de la vida humana. En un margen convergente, donde la subducción se hace presente, la temperatura controla parámetros físicos de primer orden, como la densidad de las placas tectónicas, la resistencia a la deformación de las rocas, el comportamiento frágil-dúctil que delimita zonas sismogénicas. A la vez, las faces de transición existentes al interior del manto (cuya presencia es de gran importancia para la generación de terremotos profundos) son, igualmente, termorespacialmente dependiente.



Figura 1.2: Procesos geodinámicos a gran escala

Por otro lado, este último tiempo una fuerte demanda de energías ha surgido debido al consumo de las grandes industrias como también al crecimiento cada vez mayor de la población humana. Sudamérica no esta exenta de esta problemática. En este contexto, la solución para muchos países ha sido la utilización de la energía geotérmica lo que en términos de implementación implica realizar, como primer paso, una exploración de las zonas con alto potencial geotérmico. Uno de los métodos de exploración es realizar o registrar datos de flujos calóricos de pozos, geoquímica u otros medios, en la superficie de la Tierra para captar zonas que registran un alto flujo calórico con un gran potencial geotérmico. Sobre la plataforma continental sudamericana se tiene un gran registro no-homogéneo de flujos calóricos realizados, dicho sea de paso, escaso son los datos en la zona que comprende el margen Andino. Considerando lo anteriormente mencionado, esta tesis toma como zona de estudio la región que comprende al margen Andino entre las latitudes 18°S - 45°S, parte del oeste Argentino-Paraguayo, y Sur Perúano-Boliviano. Como anteriormente fue mencionado, esta zona de estudio contiene muy pocos datos de flujos calóricos realizados a lo largo del margen Andino, lo cual es una limitante al momento de caracterizar zonas con un alto potencial geotérmico a lo largo del margen. Dicho esto, el trabajo presente tiene como objetivo principal, el generar un modelo térmica 3D analítico simple bajo el margen Andino donde una aplicación, entre otras, será la predicción de flujos calóricos en superficie con tal de caracterizar zonas con alto potencial geotérmico.

1.2. Que es un Modelo?.

Un concepto muy importante, antes de hacer un modelo para cualquier fenómeno que se quiera estudiar, es conocer muy bien, Qué es un modelo?. Un modelo es una herramienta que utilizamos

1.3. ESQUEMA DE LA TESIS.

para describir y comprender el mundo que nos rodea de forma simple y mejor. Cada modelo puede ser considerado como una herramienta que puede utilizarse para hacer predicciones sobre observaciones futuras en la naturaleza. Justamente como un mapa geológico puede ser utilizado para construir perfiles verticales y así predecir la geología por debajo de la superficie (ver figura 1.3), un modelo numérico puede ser utilizado para crear predicciones sobre la temperatura, fuerzas o velocidades, las cuales no pueden ser observadas directamente debido a su enorme escala temporespacial.



Figura 1.3: Mapa geológico

En las últimas décadas la modelación numérica se ha convertido en una herramienta esencial para la geociencia en general y particularmente para la geodinámica. Esto es un proceso natural que forma parte de la evolución instintiva ya que las escalas humanas de observación directa están temporespacialmente limitadas y el rápido progreso computacional ofrece cada día nuevas y excepcionales posibilidades para explorar modelos matemáticos sofisticados. La modelación numérica en geociencias es ampliamente utilizada tanto para pruebas como generación de hipótesis e impulsa fuertemente a la geología de ser una ciencia observacional e intuitiva a una ciencia natural predictiva y deductiva. La geomodelación y la geovisualización juegan un rol importante en relación a las diferentes ramas de la geociencias. Sin embargo se ha hecho necesario tener algún conocimiento sobre técnicas numéricas antes de planificar y llevar a cabo la investigación interdisciplinaria del estado del arte, en cualquiera de las ramas de las geociencias. En este sentido, la geodinámica está saturada por modelaciones numéricas y promueve el progreso de los métodos numéricos en las geociencias. Sin la visualización apropiada no se puede hacer casi nada con la modelación numérica. A menudo los modeladores invierten mas tiempo en la geovisualización que en la programación numérica (ver figura 1.4).

1.3. Esquema de la Tesis.

En este trabajo de investigación yo cree un modelo termal 3D analítico simple del margen Andino utilizando Matlab, para estudiar una aplicación (de varias) derivada de este modelo. La aplicación consite en generar un mapa de flujo calórico superficial del margen Andino y caracterizar espacial-



Figura 1.4: Visualización de un resultado numérico.

mente las zonas que reúnen las condiciones térmicas para los recursos geotérmicos tanto naturales, como artificiales. El capítulo 1 es una introducción a los objetivos planteados y a lo que actualmente se entiende por modelo. Al mismo tiempo se analiza la gran importancia que tiene la modelación numérica en el estudio de los procesos geodinámicos en general. El capítulo 2 es un conjunto de antecedentes que permite conocer los parámetros que juegan un rol importante en la estructura termal de margen Andino. En el capitulo 3 vemos que se entiende por litósfera y sus diferentes definiciones producto de las diferentes técnicas y métodos de exploración. De igual modo vemos la tectónica de placas y los índices observables en superficie que dan prueba de la teoría de las placas tectónicas y sus diferentes tipos de bordes, entre ellos, el margen Andino. Adicionalmente se dan a conocer los diferentes rasgos geodinámicos involucrados en el margen Andino, la estructura 3D de densidades creadas por Tassara & Echaurren 2012, y los procesos que controlan el régimen térmico del margen Andino. El capítulo 4 explica la metodología que se utilizó para generar el modelo térmico. En este contexto, vemos las ecuaciones gobernantes, las condiciones de borde utilizadas, los parámetros físicos, constraints y los tipos de escenarios de modelación. En el capítulo 5 damos una descripción de los parámetros que solicita el modelo, previo al calculo de las temperaturas, y los resultados de los diferentes esquemas de modelación, previas al modelo final (modelo preferido). El capítulo 6 se presenta una comparación con modelos previos, desde el punto de vista metodológico de resultados publicados para el margen Andino, asi como también el impacto que tiene, en la geotermia, el conocer mapas con la profundidad de las isotermas de 100°C, 150°Cy 200°C. Finalmente con el capítulo 7 proporcionamos las conclusiones principales producto de este trabajo.

Capítulo 2

Estructura Térmica de la Litósfera.

2.1. Conducción y Advección Termal.

Nuestro planeta es un cuerpo fisicoquímico que no se ha equilibrado térmicamente, consecuencia de la existencia de un gradiente de temperatura entre el núcleo y la superficie de la Tierra, el cual provoca que fluya calor desde el interior hacia el exterior del planeta. Debido a la existencia de la diversidad de gradientes térmicos al interior de la Tierra, la temperatura del núcleo no se conoce con precisión.

La razón de que haya más de un gradiente térmico se debe a las diferentes composiciones químicas y propiedades reológicas de las capas que componen la Tierra: corteza, manto y núcleo y que poseen diferentes maneras de transmitir el calor (ver figura 1.1). Así, por ejemplo, en la mayor parte del manto y en la parte superior del núcleo, las rocas tienen un comportamiento viscoso-plástico a escalas de tiempos geológicos. Debido a esta propiedad, en este sector se desarrollan celdas convectivas que transportan el calor acoplado con el desplazamiento de la materia. Por el contrario, en la litósfera, como así también en la parte central del núcleo, no se desarrollan celdas convectivas, aún en escalas de tiempo geológicas, sino que el mecanismo principal de transferencia de calor es por conducción.

La conducción de calor es el proceso por el cual se transfiere calor a través del medio material, debido a la propagación de la correspondiente energía a través de los átomos o de las moléculas via colisiones. Se trata de un modelo de tipo difusivo que transmite la intensidad de las colisiones moleculares por propagación de átomo en átomo o de molécula en molécula de la red cristalina conformante. En los cuerpos rígidos la transmisión de calor es preferentemente conductiva. Así por ejemplo, en la litósfera la transmisión del calor es en su gran mayoría por conducción, con la excepción de aquellos sectores puntuales donde se registra el ascenso de fundidos magmáticos, que transfieren calor por advección hacia los niveles más superficiales. Asimismo, debemos mencionar que en los niveles superiores de la corteza como consecuencia de la actividad magmática se desarrollan sistemas hidrotermales advectivos. Esto se debe al calentamiento del agua y subsecuente desplazamiento hacia zona más frías. Sin embargo, debemos dejar en claro que sólo en estos lugares restringidos de la litósfera prevalece, y en forma transitoria, la transmisión térmica advectiva sobre la conductiva.

Para que el calor se pueda transferir conductivamente se requiere de un gradiente térmico, el cual es una condición necesaria para que el calor fluya de las zonas de mayor temperatura a las zonas de menor temperatura. El flujo calórico que pasa de una zona caliente a una fría depende, además, de la conductividad térmica que es una propiedad para cada material.

Sabemos tanto de laboratorio como de estudios teóricos que el estado fisicoquímico de sólidos depende directamente de la temperatura. Por lo tanto para entender el comportamiento mecánico de la litósfera, debemos comprender su estructura térmica. En la litósfera que involucra el margen Andino hay dos mecanismo importantes que juegan un rol de primer orden en la estructura térmica. Estas son la conducción y la advección del calor. Como explicamos previamente, la conducción es un proceso difusivo en el que las moléculas u átomos transmiten su energía via colisiones entre ellas. No obstante hablamos de advección de calor cuando el transporte activo de calor ocurre solo en una dirección debido al movimiento de masas de rocas, a diferencia de la convección que generalmente transporta materia y calor en un loop, por ejemplo, el ascenso vertical de un intrusivo, como un proceso advectivo, ó la convección del material astenósferico.



Figura 2.1: Fuentes de Calor de la Litosfera Andina, donde se tiene la prducción de calor friccional (flechas amarillas), por decaimiento radiogénico (capa violeta), coducción desde el manto (flecha naranja) y calor por advección de flujos magmáticos-hidrotermales (flechas rojas y lineas naranjas). (Esquema editado - Schubert and Turcotte, 1975).

6

2.2. GEOTERMAS CONDUCTIVAS 1D.

La litósfera es una capa que se caracteriza por transportar calor conductivo hacia la superficie a diferencia de la atmósfera que es una capa de transporte de calor convectivo. Sin embargo la producción y redistribución de calor en la litósfera se ejecutan por medio de tres procesos fundamentales diferentes: Las ya mencionadas, conducción y advección, y además la producción de calor al interior de la litósfera. El calor que proviene desde la base de la litósfera, la producción de calor debido al decaimiento de isótopos radioactivos, calor friccional y la advección de magmas y flujos hidrotermales, son unas de las fuentes principales de calor que se transmiten desde el interior de la litósfera a la superficie (ver figura 2.1).

Independiente de la fuente de calor que sea, la estructura térmica de la litósfera esta controlada principalmente por la conducción del calor proveniente de las fuentes como la advección producto de la subducción de la placa oceánica fría, el cual provoca que las isotermas por debajo del antearco se plieguen (ver figura 2.2).

2.2. Geotermas Conductivas 1D.

Usualmente escuchamos el termino isoterma que se define por una curva que conecta puntos de igual temperatura. Sin embargo es común confundir este concepto cuando escuchamos por primera vez la palabra geoterma. Dado que la litósfera posee una estructura térmica definida para los distintos arreglos tectónicos, y que en rigor puede ser descrita por una función que depende tanto de las 3 componentes espaciales (X, Y, Z) como también de parámetros térmicos del medio, una geoterma está definida como la función que describe la temperatura de la litósfera, dependiente únicamente de la componente espacial asociada a la profundidad, y de los parámetros térmicos de la litósfera.

Existen dos tipos de geotermas: estables y transitorias. Las geotermas estables o en estado estacionario se forman a través del equilibrio térmico a largo plazo de la litósfera. Sin embargo, también se puede tener una geoterma en estado estacionario cuando la litósfera se encuentra en movimiento, como por ejemplo, una litósfera que se mueve hacia arriba en relación a la subducción o erosión tectónica.

En la mayoría de las situaciones geológicas, las temperaturas de las geotermas en estado estacionario se incrementan progresivamente con la profundidad. Las geotermas estables solo se pueden encontrar en regiones que han tenido al menos un tiempo de 100 ma para llegar al equilibrio térmico y no deben sufrir cambios en el espesor durante este tiempo. Por lo tanto, los orógenos activos no son caracterizados por geotermas estables. Independientemente, el calculo de las geotermas en estado estacionario en orógenos nos puede ayudar para estimar las temperaturas máximas y mínimas que se pueden alcanzar en un procesos orogénico a una profundidad dada. Esta posible temperatura máxima o mínima es frecuentemente llamada temperatura potencial (Sandiford and Powell, 1990).



Figura 2.2: Estructura Termal de la Litósfera Andina. Las lineas segmetadas representan a las isotermas que son curvadas hacia el interior del manto, debido a la advección característica de una zona de subducción. Igualmente se denota la zona sismogénica (linea negra continua-segmentada resaltada) para dos perfiles del margen Andino, en la que el perfil B es parte de la zona del flat-slab (Gutscher, 2002).

Las geotermas transitorias son validas solo para un punto particular en el tiempo. En algunas situaciones geológicas las temperaturas de una geoterma transitoria no se incrementan progresivamente con la profundidad y el cambio temporal de la geoterma puede ser distinto a diferentes niveles de profundidad. Por ejemplo, después del rápido apilamiento de napas, las rocas pueden calentarse simultáneamente por encima de la falla inversa y enfriarse por debajo de esta. En principio es posible documentar tales relaciones de las geotermas transitorias , en espacio y tiempo, con cuidadosas observaciones de campo.

Por otro lado, se sabe que en las regiones estables del margen Andino, donde el equilibrio térmico ha permanecido inalterado desde el último gran evento termotectónico – y que los procesos dominantes son la producción de calor radiogénico, la conducción del calor que proviene desde el manto y la edad de la litosfera oceanica – es posible calcular geotermas a partir de la ecuacion del

2.3. APROXIMACIÓN ANALÍTICA DEL RÉGIMEN TÉRMICO EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN.9

calor, cuya expresión es:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{d^2 T}{dz^2} - V \frac{dT}{dz} + \frac{H(z)}{\rho c}$$
(2.1)

donde el primer termino al lado derecho de la igualdad representa la conducción, el segundo la advección y el tercero la producción radiogénica de calor.

Generalmente las geotermas tanto para la litósfera continental como oceánica se pueden categorizar como geotermas estables. La litósfera oceánica contrasta con la litosfera continental por el hecho de que sus geotermas son mas calientes (ver figura 2.3).



Figura 2.3: Geotermas en el marco tectónico Andino. La geoterma de la placa oceánica (linea roja) es mas caliente, mientras que la geoterma continental es mas fría (linea azul)

2.3. Aproximación analítica del régimen térmico en zonas de subducción.

Anteriormente se menciono que las principales fuentes de calor que están involucradas en el margen Andino son: el calor conductivo, radiogénico, por advección y friccional. Sin embargo toda fuente de calor producto de las cámaras magmáticas y por la advección de flujos magmáticos e hidrotermales, no se considerarán en este estudio.

En la actualidad existen varios modelos numéricos 2D que reproducen la estructura térmica en una zona de subducción. Sin embargo es posible obtener la estructura térmica del margen Andino en base a expresiones analíticas simples, considerando toda la zona de estudio del margen (-18°S a -45°S) como la composición de 2 subzonas, es decir, una zona térmicamente estable que se sitúa al este del arco volcánico, y la zona tectónicamente activa, al oeste del arco Andino (ver figura 2.4). Tanto la zona térmicamente estable como la tectónicamente activa están controladas por diferentes mecanismos. La estructura térmica de la zona estable esta controlada por la producción de calor de isótopos radioactivos y la conducción desde el manto. En cambio, la estructura térmica de la zona tectónicamente activa esta son el calor por

conducción de la placa oceánica, que depende de la edad, la advección y el calor friccional debido a la subdución. Las expresiónes que describen la estructura térmica tanto para la zona térmicamente estable y la zona tectónicamente activa son las ecuaciones 4.1 y 4.2, que se pueden ver en el capítulo 4.

En términos generales siempre ha sido fácil obtener la estructura térmica de zonas térmicamente estables por medio de una geoterma 1D. Mientras que para zonas tectónicamente activas es necesaria el uso de soluciones numéricas para modelar (ver figura 2.4).



Figura 2.4: Área de estudio con realse de las zonas activas como estables.

Capítulo 3

Geodinámica y Régimen Térmica del Margen Andino.

3.1. La Litósfera.

La litósfera está conformada por un medio rígido que forma la capa exterior de la Tierra, con un espesor típico de unos 50-300 Km. Esta incluye a la corteza, y en general, una parte no-convecctiva del manto superior llamado manto litosférico (ver figura 3.1). La litósfera oceánica es reciclada al interior de manto a una escala de 200 Ma, considerando que el estudio de la litósfera continental es de principal importancia ya que esta ofrece la única posibilidad de revelar la historia tectónica y geológica de la Tierra en los últimos 4 Ga. El conocimiento de la estructura, composición y la evolución secular de la litósfera es crucial para la comprensión de la evolución geológica de la Tierra desde su acreción, incluyendo la comprensión de los procesos que están por detrás de la formación de la litósfera joven, la tectónica de placas y la interacción litósfera-manto. Muchos de estos procesos tienen un vinculo cercano al enfriamiento secular y los procesos geodinámicos en la litósfera, el cual se manifiestan como variaciones en la topografía y la batimetría, deposiciones de minerales muchos de los cuales ocurren solamente en configuraciones litosféricas específicas, y el alto impacto de los peligros geológicos. Por lo tanto la comprensión de los procesos geodinámicos profundos de la Tierra es imposible sin el conocimiento de la estructura de la litósfera.

Los detalles del estudio de las profundidades internas de la Tierra, incluyendo la litósfera, es tal que todos los parámetros medidos en estudios geofísicos o geoquímico directos o indirectos están interrelacionados, siendo fuertemente dependiente, entre otros factores, de la temperatura, presión, composición y el estado físico de la materia. Esto requiere la interpretación conjunta del set de datos completo proporcionado mediante diferentes técnicas en las ciencias de la Tierra (tales como técnicas sísmicas, gravitacionales, térmicas, electromagnéticas y petrológicas.). Desafortunadamente la verdad de la investigación multidisciplinaria de la litósfera ha llevado a una situación en donde numerosas, y a menudo significativamente diferentes, definiciones de la litósfera han emergido de diferentes técnicas de las geociencias.

La litósfera, como lo mencionamos anteriormente, es la capa exterior de la Tierra que esta





3.1. LA LITÓSFERA.

compuesta por la corteza y el manto litosférico (ver figura 3.1). Mientras que la parte superior de la litósfera, obviamente coincide con la superficie topográfica, no es tarea fácil definir la base de la litósfera. La variedad de definiciones prácticas existentes de la base de la litósfera están relacionadas a:

- La alta heterogeneidad, tanto lateral como vertical, de la estructura de la litósfera.
- Variedad de parámetros geofísicos y geoquímicos por el cual esta puede ser definida.
- Variedad de métodos que pueden medir estos parámetros.
- Naturaleza de transición de la base de la litósfera.
- Dualidad de la naturaleza litosférica respecto a los procesos profundos, globales, y tectónicos.

Los cambios de las propiedades físicas de las rocas del manto medidas en estudios geofísicos directos e indirectos proporcionan las bases para varias definiciones de la base litosférica. Las definiciones de litósfera existentes difieren significativamente dependiendo de los parámetros que se tienen en consideración. De hecho el mismo parámetro, por ejemplo la velocidad sísmica, será medido con una resolución significativamente diferente a través de diferentes técnicas sísmicas, supuestos físicos y simplificaciones matemáticas utilizadas en la interpretación de los datos, a menudo conducen a definiciones prácticas significativamente diferentes de la base litosférica. Por ejemplo, el espesor de la litósfera sísmica constreñida por tomografía sísmica puede ser parcial debido a la elección del procedimiento de regularización (suavizado de amplitudes versus anomalías de gradientes de velocidad), la elección del modelo de referencia, y por interpretaciones en términos de perturbaciones de velocidades relativas versus absolutas.

La mayoría de las propiedades del manto superior cambian gradualmente con la profundidades y no exiben fuertes cortes o límites que pudieran ser únicamente asociados con la base litosférica. Por esta razón el límite litósfera-astenósfera (LLA) tiene una naturaleza difusa y, independientemente de la definición empleada, siempre es una zona de transición en la que ocurren cambios graduales de las características físicas y químicas. Como un resultado, el espesor de la litósfera (la profundidad del LLA) puede ser significativamente diferente incluso para el mismo modelos de parámetros físicos variando con la profundidad. La elección de un 1% o 2% de la perturbación de la velocidad en un modelo sísmico como en la base de la litósfera puede llevar a una diferencia de 50-100 Km en la profundidad del LLA. Igualmente, definir la base mecánica de la litósfera por medio de valores críticos de esfuerzos, taza de deformación o viscosidad conducen a una gran diferencia en la estimación de la profundidad del LLA.

El LLA es un límite global importante que tiene una naturaleza dual, ya que refleja los procesos relacionados tanto a la evolución global (tales como la diferenciación global del manto que dio lugar a la corteza y la extracción litosférica; al enfriamiento secular de la Tierra; estilos y patrones de la convección del manto) como a la tectónica de placas (tales como la generación de litósfera, reciclado y modificación vía procesos de la tectónica de placas y la convección secundaria del manto.)(ver figura 3.2). La dualidad del límite litósfera-astenósfera conduce a diferencias significantes en las definiciones del LLA, desde abajo y arriba.



Figura 3.2: La figura ilustra la naturaleza dual de límite litósfera-astenósfera (LLA).

Cuatro definiciones de litósfera, elástica, térmica, eléctrica y sísmica, son ampliamente utilizadas en estudios geofísicos. Como sus nombres lo indican, cada una de ellas esta basada en mediciones indirectas de las diferentes propiedades en las rocas del manto superior y así ellas pueden hacer referencia a la capa exterior de la Tierra con un espesor significativamente diferente. Estudio petrológicos de los xenolitos del manto e interpretaciones de datos geofísicos en términos de las variaciones químicas en el manto superior, proporciona la definición de la litósfera petrológica.

3.1.1. Litósfera Elástica

El concepto de litósfera elástica (o flexural), es decir una placa elástica sobre un manto viscoso, es cercano a la definición clásica de litósfera como una capa rígida superficial que se mueve coherentemente con el movimiento de las placas (Barrel, 1914). El espesor elástico de la litósfera es una medida del esfuerzo mecánico de una placa elástica y considera a la litósfera como una placa reológicamente fuerte que proporciona la respuesta isostática de la placa a la topografía y/o de las cargas superficiales (es decir variaciones en el espesor y densidad de la corteza) y el soporte mecánico de estrés elástico inducido por la flexura litosférica. En la práctica el espesor elástico de la litósfera es determinado de la correlación entre la topografía y anomalías gravimétricas (ver figura 3.4).

A pesar de que el concepto de litósfera elástica esta relacionada al esfuerzo mecánico de la placa, la relación entre las dos características no es sencilla, y dependen de la reología de la litósfera, temperatura, la taza de deformación y la curvatura de la placa. El espesor mecánico de la litósfera (que se puede definir como la profundidad donde el límite elástico se hace menor que un valor límite particular) es, en general, mayor que el espesor de la capa litosférica de soporte de carga (el núcleo elástico) y los dos parámetros son iguales solamente cuando el espesor litosférico total soporta la carga, tal como en la flexura de una placa litosférica elástica de una capa.

La definición de una litósfera elástica (flexural) implica que la litósfera tiene una reología elástica

3.1. LA LITÓSFERA.



Figura 3.3: Se ilustra las relaciones entre el límite de la capa conductiva y el manto convecctivo, de un lado, y varios enfoques para definir la base de la litósfera, por otro lado.

y así, de un punto de vista reológico, la base de la litósfera elástica, en su simple interpretación, corresponde a la transición elastoplástica (Bodine et al., 1981). Esto último ocurre a temperaturas que van de 250-450 °C, para rocas corticales, a 600-750 °C, para rocas del manto superior (e.g. Meissner and Strehlau, 1982; Chen and Molnar, 1983). Así el espesor de la litósfera elástica es aproximadamente la mitad de la litósfera térmica, sísmica y eléctrica, cuyas bases están controladas efectivamente por las temperaturas litosféricas cercanas al manto adiabático (o al manto sólido) (ver figura **??**).

3.1.2. Litósfera Térmica

Las definiciones geofísicas mas prácticas de la base de la litósfera están basadas en la dependencia térmica de las propiedades físicas de las rocas del manto medidas indirectamente en estudios geofísicos (ver figura 3.4). Desde este punto de vista, la definición de la litósfera térmica (o LCT, la capa con un transporte de calor conductivo dominante sobre la convección del manto) es la mas sencilla y la menos ambigua. La base de la litósfera térmica es comúnmente definida por la profundidad de la isoterma de 1300 °C, o donde la geoterma continental alcanza una fracción predefinida de la temperatura ambiental del manto (ver figura 3.3). La elección de 0.8-0.9 veces el manto sólido es consistente con estudios de laboratorio de las propiedades físicas de las rocas del manto a altas condiciones de presión y temperaturas lo cual indica un cambio en las propiedades reológicas y elásticas de las rocas ricas en olivino a temperaturas de 0.85-1.0 veces la temperatura del sólido (Sato and Sacks, 1989; Sacks et al.). La elección de una temperatura del manto de 0.9-1.0 veces la temperatura del manto adiabáticamente convectivo como la base de la litósfera térmica es lo mas común; la temperatura potencial del manto usualmente se considera entre el rango 1250-1350 °Cya que las temperaturas potenciales mas grandes (1400-1450 °C) son inconsistentes con los datos de laboratorio en condiciones de presión y temperatura a una profundidad de 410 Km (Karsura et al, 2004).

CAPÍTULO 3. GEODINÁMICA Y RÉGIMEN TÉRMICA DEL MARGEN ANDINO.



Figura 3.4: Correspondencia entre diferentes definiciones de litósfera y vinculos con otras definiciones relacionadas. LCR, LCT, LCQ y LCM son el límite de la capa reológica, térmica, química y mecánica.

En la práctica, las geotermas litosféricas son constreñidas por el flujo calórico superficial, las condiciones de equilibrio de presión-temperatura de las fases mineralógicas del manto constreñidas por datos de xenolitos (geotermas xenolíticas) o de la conversión de las velocidades sísmicas en temperaturas. Por ejemplo, en regiones continentales estables, donde el equilibrio térmico ha permanecido estable desde el último gran evento termotectónico, las geotermas pueden ser calculadas de la solución de la ecuación de conducción en estado estacionario constreñida por mediciones de flujo calórico asumiendo que la distribución en profundidad de producción de calor por decaimiento de isótopos radiactivos es conocida. Sin embargo, este enfoque es invalido para regiones tectónicamente activas, donde se debe utilizar modelos termodinámicos en estado de transición para el calculo de las geotermas litosféricas (estrictamente hablando, la transferencia de calor en litósfera cratónicas también están en estado de transición porque la escala temporal del decaimiento radioactivo de los elementos principales productores de calor es comparable con la escala temporal de la difusión térmica a través de la litósfera continental, Michaut and Jaupart, 2004).

Boyd (1973) propuso el uso del manto xenolítico diferenciado para constreñir geotermas litosféricas y así estimar el espesor de la litósfera térmica (ver figura 3.4). Este enfoque está basado en el

3.1. LA LITÓSFERA.

calculo de las condiciones de equilibrio de presión y temperatura para diferentes sistemas mineralógicos. Debido a una discrepancia entre las presiones del manto y las temperaturas constreñidas por diferentes conjuntos de geotermobarómetros, el espesor de la litósfera térmica basada en los arreglos de presión-temperatura de los xenolitos no está exclusivamente constreñida y sus valores no deben estar necesariamente de acuerdo con el espesor litosférico constreñido por datos de flujos calóricos.

La fuerte termodependencia del comportamiento elástico e anelástico de las rocas del manto a altas condiciones de presión y temperaturas proporciona las bases para la conversión de las velocidades sísmicas a temperaturas del manto superior y así independientemente permite estimar el espesor elástico de la litósfera (ver figura 3.4). La mayoría de los modelos actuales de este tipo toman en cuenta los efectos anelásticos frecuentemente dependientes (disipación) (Karato, 1993; Faul and Jackson, 2005). Sin embargo grandes incertesas permanecen con el tomar en cuenta los efectos de fusión parcial, fluidos, anisotropía sísmica y variaciones composicionales en las velocidades sísmicas. Por lo tanto, la conversión de velocidades a temperaturas pueden conducir a soluciones físicamente insignificantes con contrastes de longitud de onda extremadamente cortas en las temperaturas del manto, mientras que las velocidades sísmicas que forman la base de la conversión de velocidades en temperaturas pueden exhibir un contraste agudo de velocidad entre dos bloques litosféricos adyacentes, la transferencia horizontal de calor que tiene un efecto de manchas en las temperaturas litosféricas, deben/pueden reducir los contrastes de temperaturas de longitud de onda corta. A pesar de las limitaciones del modelo, las conversiones de velocidades-temperaturas han sido aplicadas en tomografía sísmica regional de alta resolución y modelos de refracción sísmica para estimar las temperaturas en la mayoría de los continentes. Estos estudios proporcionan constrains muy útiles para las geotermas litosféricas y la profundidad del LLA.

3.1.3. Litósfera Sísmica

Los cambios de las propiedades elásticas y inelásticas de las rocas del manto, medidos de estudios sismológicos indirectos, proporcionan los fundamentos para la definición de la base de la litósfera sísmica. La litósfera sísmica es una de las categorías mas diversas de las definiciones de litósfera. De acuerdo a la definición clásica, la litósfera sísmica, o la tapa, es una capa sísmica de altas velocidades sobre una zona de bajas velocidades (ZBV) o sobre una zona con un gradiente de velocidad alto en el manto superior causado probablemente por la fusión parcial. Otros mecanismos, como la relajación de altas temperaturas, en contraste con el contenido volátil o en el tamaño de grano, pueden también explicar el origen de la ZBV e implicar que la base de la litósfera sísmica es difusa y se extiende en profundidad sobre algunas decenas de kilómetros.

Las interpretaciones de las capas del manto con un contraste de velocidades sísmicas negativas en términos de la base de la litósfera requieren una palabra de precaución. Cuando los modelos sísmicos están constreñidos con velocidades relativas en lugar de absolutas, es decir como una perturbación de velocidad con respecto a un modelo de referencia, la zona sísmica de bajas velocidades puede ser un artefacto del modelo de referencia. Este es el caso, en particular, cuando el modelo PREM (preliminary reference Earth model) - con un aumento de velocidad importante a los 220 km de profundidad, típico para la litósfera oceánica, pero no requerido por datos sísmicos para regiones continentales es utilizado como modelo de referencia para continentes estables (Kennett, 2006) (ver figura **??**). Otra confusión que deriva de la definición de la litósfera sísmica esta relacionada al hecho de que la ZBV se puede producir sin considerar la fusión del manto: un decrecimiento de la velocidad con la profundidad puede ocurrir cuando el aumento de la velocidad sísmica debido al aumento de la presión es menor que el decrecimiento de la velocidad debido al decrecimiento de la temperatura con la profundidad.

Mediciones de laboratorio a altas temperaturas de densidad y el módulo elástico de las rocas del manto que indican un fuerte cambio en las velocidades sísmicas y atenuación sísmica a temperaturas cercanas a las del manto sólido proporciona los fundamentos para la interpretación de la tomografía elástica e inelástica del manto en términos del espesor litosférico. En tal enfoque, el LLA sísmica es identificada con un valor crítico de la velocidad sísmica o atenuación. Es importante recordar que la existencia que la capa de transición en el manto, donde los modos de transferencia de calor cambian gradualmente desde la conducción a la convección, conducen a una diferencia significante en el espesor litosférico constreñido desde la superficie a la base (ver figura 3.3). Modelos de tomografía a gran escala, el cual son sensibles a las anomalías de velocidad asociadas con el manto convectivo, tratan a la base de la litósfera como la superficie a gran escala de la convección del manto (Sleep, 2003). Así, el espesor litosférico estimado de modelos de tomografía sísmica a gran escala puede extenderse algunas decenas de kilómetros mas profundos que la litósfera térmica (ó, LCT).

Si el decrecimiento de la velocidad con la profundidad está asociado con un fuerte decrecimiento en la viscosidad del manto superior (es decir, debido a la presencia de la fusión parcial), la base litosférica debe ser un límite reológico. El flujo y cizalle astenosférico en la capa reológicamente débil bajo la litósfera puede producir alineamientos de minerales, incluyendo el olivino altamente anisotrópico. Como un resultado, la profundidad en la que el eje de anisotropía cambia de orientación de fósil, congelados en la anisotropía típica del manto litosférico al patrón anisotrópico relacionado a los movimientos de placas presentes y al flujo del manto típico para la astenósfera (manto convectivo) también se puede considerar como la base de la litósfera sísmica. Igualmente un cambio en la anisotropía del manto asociado con los cambios en los mecanismos de deformación del manto, desde la reptación de dislocaciones (dislocation creep) a la reptación de la difusión (diffusion creep) puede ser interpretada en términos del LLA sísmico, en el que en este caso corresponde a la base del límite de la capa reológica.

3.1.4. Litósfera Elétrica

La litósfera eléctrica es usualmente definida como la capa superior altamente resistiva sobre una astenósfera áltamente conductiva. Su base corresponde a un fuerte cambio de la conductividad del manto (resistividad) y es comúnmente explicado por la presencia del 1-3% de la fracción fundida (aunque la presencia de una fase de alta conductividad tal como el grafito puede producir un efecto similar). En muchas regiones las profundidades a la superficie del conductor astenosférico y a la superficie de la ZBV sísmica están bien correlacionadas. De igual forma para la conversión de ve-
3.1. LA LITÓSFERA.



Figura 3.5: Estructura de velocidades del manto superior bajo Siberia. (a) Perturbaciones de velocidad relativa respecto al PREM basado en tomografía de ondas Rayleigh (resultados de Priestley and Debayle, 2003); (b) El mismo modelo de velocidad recalculado para velocidades absolutas; (c) y (d) Estructura de velocidad Vp a lo largo del perfil del CRATON PNE que cruza una tectónica similar.

locidades sísmicas a temperaturas, la fuerte dependencia térmica de la conductividad eléctrica del olivino se puede utilizar para estimar geotermas regionales de observaciones magnetotelúricas.

La difusión anisotrópica del hidrógeno en los cristales de olivino producen una conductividad eléctrica direccionalmente dependiente. Así, si el olivino está parcialmente alineado por el flujo astenosférico, la profundidad donde el cambio en la anisotropía eléctrica del manto es observada se

puede interpretar como el LLA eléctrico. Dado que el flujo astenosférico produce una orientación de preferencia para los cristales de olivino que conducen a la anisotropía sísmica un análisis conjunto de datos de anisotropía sísmica y eléctrica puede proporcionar constraints importantes en el flujo astenosférico de la base litosférica y la base del límite de la capa reológica.

3.1.5. Litósfera Petrológica

Es evidente que la forma mas sencilla de definir la base de la litósfera petrológica es proporcionada por el manto derivado de xenolitos. Por ejemplo la base de la litósfera petrológica se puede determinar por el cambio de composición empobrecida (litósfera) a rica en composición (astenósfera). Numerosos estudios petrológicos de xenolitos de los cratones arcaicos Proterozoico de áfrica (cratones Kaapvaal, Zimbabwe y Tanzania), Siberia, Europa (Baltic Shield), Canadá (cratones Superior y Slave), y América del Sur (cratón Guayana) indican que la profundidad de la transición de la composición del manto empobrecido a rico, a menudo coincide con la profundidad de la isoterma de 1200-1300 C y por lo tanto se encuentra cerca de la profundidad en la que una geoterma continental conductiva intersecta a la geoterma adiabática del manto. Así, en algunas regiones cratónicas, las litósferas petrológicas y térmicas puede tener espesores similares. Sin embargo, esto no es necesariamente el caso general, ya que en muchos cratones la transición de la composición empobrecido a rica en composición es gradual, y en algunos cratones (por ejemplo, el cratón Slave en el norte de Canadá) la litósfera tiene capas de composición. En algunas definiciones petrológicas (tales como los basados en las concentraciones de granate Y-empobrecido (Griffin y Ryan, 1995)), la base de la litósfera es un límite fuertemente no isotérmico con temperaturas en la base litosférica (estrictamente hablando, en la base de el LCQ) que van desde 950 C a 1250 C en distancias laterales de 100-200 km (Griffin et al., 1999a). Estas enormes variaciones de temperatura de longitud de onda corta en la base de la LCQ se oponen a una comparación físicamente significativa del así definido .espesor litosférico petrológico" donde el espesor litosférico es estimado por métodos geofísicos (por ejemplo sísmica, magnetotelúrico), en el que la base de la litósfera (o el LLA) se define por un cambio brusco en la de las propiedades físicas térmicamente dependientes de la capa superior.

La base de la litósfera, geofísicamente definida no debe necesariamente ser isotérmica ya que las anomalías en la composición del manto y la presencia de fluidos afectan a las propiedades físicas de la zona mas profunda del manto litosférico medidos en estudios geofísicos. El estrés y la resistencia basal de la litósfera profunda pueden favorecer la estructura heterotérmica (por ejemplo, Artemieva and Mooney, 2002; Garfunkel, 2007).

Los datos geofísicos también se puede utilizar para definir la base de la litósfera petrológica:

Las variaciones de la velocidad sísmica y la densidad son causados no sólo por las variaciones de temperatura en la parte superior del manto (y la temperatura inducida por fusión del manto), sino que también por los cambios de composición. Aunque el efecto composicional en las variaciones de velocidad en el manto litosférico es pequeño, los estudios de laboratorio indican que la relación Vp / Vs es más sensible a las anomalías de hierro-reducido que a las variaciones de temperatura (Lee, 2003). Por lo tanto la profundidad en el manto superior donde se produce un cambio en el valor

de Vp / Vs puede ser interpretado como la base de la litósfera petrológica (Fig. 3.4). De manera similar, los datos de gravedad interpretados en términos de variaciones de densidad causadas por variaciones en la composición se puede utilizar para determinar la litósfera petrológica. Sin embargo, en contraste con los datos sísmicos, las anomalías gravimétricas representan el efecto integrado de las variaciones de densidad a lo largo de la corteza y el manto superior y por lo tanto no se puede asegurar el asociar cualquier profundidad particular.

3.2. Tectónica de Placas, Sismicidad y Arcos Volcánicos.

La teoría de la tectónica de placas se dio a conocer en el año 1968 producto de la unión de los concepto de deriva continental y la expansión del fondo oceánico. La tectónica de placas puede definirse como una teoría compuesta por una variedad de ideas que explican el movimiento observado de la litósfera terrestre por medio de la subducción y la expansión del fondo oceánico, que, a su vez, generan los principales rasgos geológicos observables de la Tierra, entre ellos, los continentes y las fosas oceánicas. Las implicaciones de la tectónica de placas son de tanto alcance que la han llevado a convertirse en la base sobre la cual consideran la mayoría de los procesos geológicos.

Según la tectónica de placas, el manto superior (manto litosférico), junto con la corteza se comportan como una entidad fuerte y rígida, conocida como la litósfera. Esta capa externa se encuentra flotanto por encima de una región reológicamente mas débil del manto, conocida como la astenósfera. En la Tierra, la litósfera se encuentra distribuida en múltiples fragmentos colindantes, denominados como placas que están en movimiento y cambian continuamente de tamaño y forma. Como se muestra en la figura 3.6, se reconocen 7 placas principales, las cuales son: la placa Sudamericana, Norteamericana, del Pacífico, la Africana, la Euroasiática, la Australiana y la Antártica. Se puede observar de la figura 3.6 que varias de las placas principales abarcan un continente entero además de una gran área de suelo oceánico, por ejemplo la placa Sudamericana. Observe igualmente que ninguna de las placas está completamente definida por los contornos de un continente. Lo anterior constituye una gran diferencia con la hipótesis de la deriva continental de Wegener, quien postulaba que los continentes se movían sobre el fondo oceánico, y no con él.

Como se puede observar de la figura 3.6, existen varias placas de dimensión intermedia y también micro placas (no observables en la figura 3.6) que conforman diferentes ambientes tectónicos como procesos geológicos.

Sabemos que las placas litosféricas se mueven velocidades de centímetros por año. Este movimiento es impulsado por la distribución desigual de temperaturas que en efecto gatilla la transferencia de calor por convección del manto (mecanismo impulsor).

Las placas se mueven como unidades coherentes en relación con las otras placas con velocidades diferentes, en distintas direcciones (ver figura 3.6). Esto nos lleva a preguntarnos, como es posible que se logre un equilibrio dentro de un sistema cerrado de placas a través de la esfera de la Tierra?.



Figura 3.6: Placas tectónicas principales e intermedias, la flecha blanco indica la velocidad absoluta de cada placa, mientras que la flecha amarilla muestra la velocidad relativa de cada una. Igualmente se puede apreciar las zonas de extensión

22



Figura 3.7: Tipos de bordes de placas

De acuerdo al teorema de Euler de 1770 el movimiento de un objeto sobre una superficie esférica se produce por una rotación alrededor de un eje que pasa por el centro de la esfera. Por lo tanto, todos los movimientos de las placas están descrito por una rotación alrededor de un eje caracterizado por una velocidad angular (figura 3.8). Existen tres tipos de bordes que se diferencian en relación al tipo de movimiento que exhiben. (ver figura 3.9 y 3.7).



Figura 3.8: Tipos de bordes de placas

- **Bordes divergentes:** Donde las placas se separan, provocando ascenso de material proveniente de la astenósfera, para crear nuevo suelo oceánico. De lo anterior se desprende otro nombre común que se le suele dar a los bordes divergentes, también conocidos como bordes de placas constructivos. Estos bordes son representados por las dorsales oceánicas (ver figura 3.7)
- **Bordes Convergentes:** Donde las placas se mueven una en contra de la otra, lo que provoca la subducción de la placa en el manto. Eventualmente la placa que subducta es fundida y reciclada al interior del manto.Lo anterior expone claramente que en estos tipos de bordes hay destrucción (reciclado) de placas por lo que también estos bordes son conocidos como bordes de destrucción de placas. (ver figura 3.7). Es claro ver que el margen Andino es de tipo convergente o destructivo.

3.2. TECTÓNICA DE PLACAS, SISMICIDAD Y ARCOS VOLCÁNICOS.

Bordes de Fallas Transformantes: Donde las placas se desplazan lateralmente una respecto a la otra sin producción o destrucción de placas. Así mismo podemos encontrar este tipo de borde como borde de placa conservativo (ver figura 3.9 y 3.7)



Figura 3.9: Esquema tectónico de los diferentes tipos de bordes.

Cada placa está rodeada por una combinación diferente de estas zonas, como puede verse en la figura 3.10. Por ejemplo la placa de Nazca tiene una zona divergente en su borde oeste, un borde convergente en el este y numerosas fallas transformantes que cortan segmentos del borde divergente. Aunque la superficie total de la Tierra no cambia, el área de las placas individuales puede disminuir o crecer dependiendo de la distribución de los bordes convergentes y divergentes. Por ejemplo la placa Antártica y Africana están ,casi por completo, rodeadas por centros de expansión y por tanto están aumentando de tamaño. Por el contrario la placa del Pacifico está siendo consumida hacia el manto por lo cual se está reduciendo.

3.2.1. La sismicidad

La sismicidad fue una de las primeras herramientas útiles para identificar los bordes de placas, por medio de la localización epicentral de los sismos. Sin embargo, cada tipo puede ser fácilmente identificado por el tipo de sismicidad que presenta. Por ejemplo en un borde convergente se da una gran diversidad de sismos que obedecen a diferentes tipos mecanismo como también profundidad. No así para bordes divergentes o transformantes en el que la sismicidad es somera y obedece generalmente a un solo mecanismo.

Los movimientos relativos de las placas a lo largo de los bordes de placa inducen terremotos de distinta magnitudes. El proceso de deslizamiento entre las placas produce un gran estrés que varia





temporespacialmente. El estrés se induce a lo largo de los planos de deslizamiento al interior de las rocas, que en cierto grado son elásticamente deformables, y se libera en un movimiento brusco cuando se alcanza un valor límite. Mirando el mapa de distribución de epicentral de los terremotos (puntos en la superficie de la Tierra directamente sobre el hipocentro del sismo) muestra de forma magistral que los terremotos se limitan principalmente a las zonas reducidas de todo el mundo (figura 3.11), es decir, en y la vecindad de los límites de las placas actuales. La distribución espacial de los sismos varía según el tipo de límite de placas. Por ejemplo, los terremotos profundo solo ocurren a lo largo de las zonas de subducción (bordes convergentes), mientras que los sismos superficiales ocurren en todos los límites de las placas. Por otra parte, se puede encontrar terremotos distribuidos en otros lugares que indican la presencia de la deformación interna de las placas que pueden ser cortadas por grandes zonas de falla. Los tipos de movimiento en las zonas de fallas intraplaca son en general menos de unos pocos milímetros por año cuando se promedia sobre periodos geológicos de largo plazo; lo que tiende a ser de un orden de magnitud menor que las tasas en los límites de placas. A nivel mundial, los terremotos se concentran fuertemente a lo largo de bordes de placa destructivos y son especialmente notable en el Océano Pacífico, donde las zonas de los epicentros son relativamente anchas (Fig. 3.11) debido a que las placas subductantes que producen los terremotos se sumergen oblicuamente en el manto. Las zonas de subducción pueden ser rastreadas hacia abajo, utilizando la localización focal de los terremotos (la ubicación en planta y profundidad del terremoto) hasta profundidades de aproximadamente 700 km. El sector cartográfico de los bordes de placa se encuentra a un lado de la fosa del cinturón de sismos donde los focos de estos se encuentran a profundidad somera, el límite se introduce hacia abajo en diferentes ángulos. Los focos de sismos poco profundos con epicentros en su mayoría cerca de la superficie del límite de placas, pueden tener devastadoras consecuencias. Estas son las ubicaciones de la de la Tierra más destructivos. A lo largo de las fallas transformantes los epicentros se concentran mas en la traza superficial del límite de placas debido a que las zonas de fallas son verticales. Cuando las fallas transformantes cortan a través de la litósfera continenteal, ellas tambien pueden causar terremotos devastadores, similares a los grandes terremotos de una zona de subducción. La fricción es generada por las placas y depende de la velocidad del movimiento entre ellas. La actividad sísmica es mucho menor en las dorzales oceánicas.

3.2.2. Arcos volcánicos

Durante la subducción, la corteza oceánica penetra en el manto astenosférico y se funde. Este material fundido, el cual está caracterizado por una composición química específica, se instruye al interior de la placa superior y alimenta a las cadenas volcánicas emplazadas en la superficie terrestre (también conocido como arcos volcánicos) sobre las zonas de subducción (figura 3.7 y 3.10). Como la placa oceánica se recicla de forma continua, se piensa que no hay zonas de las placas oceánica moderna que tengan más de 200 millones de años de antiguedad.

Las erupciones de magma fundido por subducción han creado cadenas largas y arqueadas de islas volcánicas, como Japón, Filipinas y las Aleutianas. Allí donde una placa tectónica oceánica es subducida bajo corteza continental, el magma producido hace erupción en los volcanes (o arcos volcánicos) situados a lo largo de cadenas montañosas lineales, conocidas como cordilleras, hasta una distancia de unos 100 km tierra adentro desde la zona de subducción (esta zona se sitúa a lo largo de fosa oceánica situada a cierta distancia del continente). Los arcos volcánicos así como la actividad sísmica, tienen relación con los límites de placas (ver figura 3.10 y 3.11). Además de crear y alimentar volcanes continentales, la fusión de la corteza oceánica subducida es responsable de la formación de algunos tipos de yacimientos de minerales metálicos valiosos.

3.3. Marco geodinámico del margen Andino.

El margen de subducción chileno se encuentra ubicado en el lado suroccidental del continente Sudamericano, zona que ha sufrido eventos de diversa naturaleza propios de los márgenes convergentes activos, y cuya evolución ha determinado la actual estructura y configuración geológica. El margen está sujeto a la interacción entre las placas de Nazca (oceánica) y Sudamericana (continental). Durante esta interacción, de largo plazo geológico, la estructura interna resultante del proceso de convergencia queda caracterizada por una segmentación de sus principales características geotectónicas.

La placa de Nazca converge con la placa Sudamericana a una velocidad estimada de 6,6 cm/año (Angermann et al., 1999) y una dirección de N80oE (Figura 3.14), la cual presenta variaciones de norte a sur en los 3000 km continuos del margen Andino en estudio. Como se apresia en la figura 3.12, la edad de la placa oceánica a lo largo de la fosa Chile-Perú presenta una variación de edad que aumenta desde 0 Ma en el Punto Triple de Chile (46.50 S) hasta un máximo de 48 Ma cerca de los 20o S (Mller et al., 1997); al norte de esta latitud el margen, y la fosa, cambian su orientación relativamente constante NNE-SSW a NW-SE. Este aumento de la edad de la corteza oceánica no es uniforme, sino que debido a las fracturas oceánicas de la Dorsal del Pacífico, se producen saltos en esta distribución; fracturas que marcan una depresión batimétrica en la placa y determinan edades diferentes a ambos lados (Figura 3.14). Otro rasgo relevante de la placa de Nazca son los altos batimétricos representados por las dorsales asísmicas; cadenas volcánicas continuas que engrosan la corteza y se subductan bajo el margen (dorsales de Iquique y Juan Fernández, que colisionan a los 200 y 330 S respectivamente), además de la dorsal activa de Chile que conforma con el margen el Punto Triple de Chile, entre las placas de Nazca, Sudamericana y Antártica. La geometría de la placa subductada se mantiene, a grandes rasgos, uniforme bajo la placa Sudamericana con un ángulo se subducción de 20-35°, a excepción de la zona de subducción horizontal (flat slab) conformada entre los 28-33oS, que entre los 100 y 200 km de profundidad mantiene un importante grado de horizontabilidad (figura 3.13).

Dentro de la placa Sudamericana se encuentra el sistema orogénico de la Cordillera de Los Andes, el cual determina la configuración del margen occidental del continente, y expresa en sus características y procesos una zona de subducción madura. La subducción se encuentra activa de forma continua desde el Jurásico, en un margen a partir de este momento estable: se acaba la historia colisional paleozoica del margen en donde numerosos terrenos alóctonos fueron amalgamados al continente (Bahlburg y Hervé, 1997; Vaughan y Pankhurst, 2008), dejándolo como una unión de bloques litosféricos de distinta edad y composición, y en consecuencia con una corteza continental heterogénea.







Figura 3.12: Factores geotectónicos del margen Andino



Figura 3.13: Morfología del Slab

El sistema de arco magmático-cuenca de tras arco imperante desde tiempos jurásicos se interrumpe producto de una inversión en el régimen tectónico: la apertura del Océano Atlántico en el Cretácico marca el inicio de la construcción de la cordillera actual, producto de la deriva hacia el occidente de la placa Sudamericana y la consecuente respuesta compresiva que se produce en la zona de subducción (Pardo- Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998). La aceleración en esta dirección de la placa durante el Oligoceno (Silver et al., 2005) y la ruptura de la placa Farallón en Nazca y Cocos a fines de esta época (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998) marcan los eventos de mayor importancia para alcanzar la última fase de construcción del orógeno. A partir de estos procesos, acentuados durante el acortamiento cortical y alzamiento generalizado del Mioceno (Yañez y Cembrano, 2004; Tassara, 2005), queda una cadena montañosa que en su extensión total presenta importantes variaciones en topografía, espesor y estructura cortical, estilos de deformación asociado y expresión magmática en el arco volcánico (Sobolev y Babeyko, 2005; Charrier et al., 2007).

El carácter segmentado de la cordillera ha sido organizado en 4 grandes unidades (Jordan et al., 1983; Mpodozis y Ramos, 1989; Kley et al., 1999): Andes del Norte, Andes Centrales, Andes del Sur y Andes Patagónicos. La región de estudio del margen chileno compromete a la zona sur de los Andes Centrales (17-330 S) y los Andes del Sur (33- 46.50 S). Andes Centrales y del Sur son segmentos de la cordillera que difieren notablemente en rasgos topográficos y corticales. Mientras el primero posee elevaciones promedio que superan los 4.000 m, un ancho de hasta 400 km y una corteza de hasta 70 km de espesor, el segundo muestra una disminución gradual en estos parámetros:



Figura 3.14: Segmentos de estudio de las geometrias 3D de densidades.

topografía que no supera los 2.000 m de elevación promedio, espesores corticales de alrededor de 35 km y un ancho del orógeno menor a 200 km. En la división tectónica que los separa a los 330 S (Yáñez et al., 2002) confluyen una serie de factores geodinámicos que se reorganizan en escenarios diferentes para cada segmento andino. Según Lamb y Davis (2003) y Sobolev y Babeyko (2005), esta segmentación estaría controlada por las diferencias en la fricción interplacas para cada uno de los segmentos. Dentro de los segmentos tectónicos existe una subdivisión que define a su vez segmentos de escala continental (Mpodozis y Ramos, 1989; Tassara y Yáñez, 2003): Altiplano, Puna y Cordillera Frontal para los Andes Centrales; Cordillera Principal y Cordillera Patagónica para los Andes del Sur (figura 3.14).

3.4. Geometrías 3D: modelo de densidades.

El modelo inicial utilizado corresponde al de Tassara & Echaurren, 2012, construido en la plataforma IGMAS+ y que reproduce el campo gravimétrico a escala continental para el margen Andino (5° N 45°S; 60° - 85° W). El modelo está definido por 55 secciones verticales espaciadas por 0.5° en latitud, las que tienen un largo aproximado de 3.000 km y una profundidad de 410 km (Figura 6.1). Estas secciones tienen una orientación paralela a las fracturas oceánicas de la placa de Nazca (N80°E), dado que la anomalía de Bouguer presenta saltos en estas estructuras correlacionados con el cambio en la edad (y densidad) de la corteza oceánica. Las seis fracturas oceánicas de primer orden definen siete segmentos de litósfera oceánica con una distintiva estructura de densidad cada una (números romanos en figura 3.16).

El modelo 3D caracteriza el manto y la corteza de la placa de Nazca (en subducción y no subductada) y Sudamericana con una serie de cuerpos de densidad predeterminada. Estos valores de densidades fueron asignados en función de la dependencia que tiene este parámetro con la composición mineralógica a determinadas condiciones de presión y temperatura que gobiernan la zona de subducción andina (Sobolev y Babeyko, 1994; Tassara, 2006).

El modelo tiene incorporada una base de datos geofísicos que constriñe la geometría del techo de la placa subductada, el Moho oceánico y continental e indirectamente el límite entre la litósfera y la astenósfera (LLA) de la placa continental. La fijación de estas geometrías deja como único grado de libertad dentro de la modelación gravimétrica a la corteza continental, para lo cual el autor define una estructura cortical ficticia, la Discontinuidad Intra-Cortical (DIC o ICD, Intra-Crustal Discontinuity) la cual separa corteza superior de carácter félsico (densidad 2,7 g/cm3) de otra inferior de carácter máfico (densidad 3,1 g/cm3). Esta discontinuidad no es real en el sentido petrofísico, si no que representa una simplificación de primer orden de la compleja estructura cortical del margen Andino, y marca la tendencia general con respecto a la distribución de masas en profundidad. Los resultados de este modelo demuestran que la forma de la ICD tiene una fuerte correlación con la geología de superficie, validando su interpretación (figura 3.16).

3.5. Régimen Térmico del Margen Andino.

Si bien se sabe que sobre la plataforma continental Sudamericana existen mediciones de flujo calórico, la heterogeneidad de la distribución espacial de estas categoriza al margen Andino como una de las zonas del planeta con la menor cantidad de mediciones de flujo calórico hechas por Km². El margen Andino se caracterizada por tener valores intermedios a altos (60-80 mW/m2) asociados a las zonas volcánicas central y sur, y valores relativamente bajos (<40 mW/m²) sobre el gap volcánico asociado a la zona de flat-slab de Chile-Argentina (figura 3.17). Así, esta distribución de flujo calórico de escala continental coincide con la expectativa derivada del contexto tectonomagmático del margen Andino.

Lo anterior se debe principalmente a la configuración e interacción tectónica de las placas de Nazca y Sudamericana. La placa de Nazca es una placa oceánica fría cuyo estado térmico depende







Figura 3.16: Izquierda: Anomalía de Bouguer y secciones verticales (líneas delgadas) trabajadas en IGMAS para el modelo inicial, los números romanos corresponden a los segmentos de distinta densidad para la placa de Nazca (tomada de Tassara et al., 2006). Derecha: sección vertical de ejemplo del modelo inicial. Se destaca en rojo la ICD (modificado de Tassara et al., 2006). La nomenclatura esta dada como: LA: Astenósfera Subcontinental; OA: Astenósfera Oceánica; OM: Manto Litosférico Oceánico; EA: Astenósfera Oriental; WA: Astenósfera Occidental; EM: Manto Litosférico Oriental; WM: Manto Litosférico Occidental; OC: Corteza Oceánica; LC: Corteza Continental Inferior; UC: Corteza Continental Superior; ICD: Intra-Cortical Discontinuity. principalmente de la edad de la placa, tal como se hace notar con el decrecimiento del flujo calórico a medida que la placa oceánica es mas madura. Las isotermas al interior de la placa continental son curvadas por efecto de la advección provocada por la subducción de la placa Nazca y la profundidad máxima de una isoterma dada depende de la velocidad con la que subducta la placa. Por otro lado, la placa Sudamericana es una placa en la que toda la región continental del tras-arco, se puede considerar, en forma general, estable, donde el flujo calórico está fuertemente controlado por la producción de calor radiogénica de isótopos radioactivos concentrados, en su mayoría, al interior de la corteza superior, y el calor que proviene de la astenósfera. No se cumple así para la zona continental del arco volcánico donde se aade el calor producto de la advección de flujos mamáticoshidrotermales. Finalmente todo el ante-arco es afectado por los efectos, mencionados anteriormente, que implica la subducción de la placa de Nazca.



Figura 3.17: Distribución de flujos calóricos, constraints, para el margen Andino

Capítulo 4

Metodologia de la Modelación Térmica del Margen Andino.

4.1. Formulación de las Ecuaciones Gobernantes.

Para generar la estructura térmica bajo el margen Andino se considera a la litósfera continental Sudamericana en estudio como un medio material elástico, no-deformable, con diferentes parámetros térmicos según la reología que se considere (figura 4.1)



Figura 4.1: Perfil esquematico de la litósfera del margen Andino a modelar. Se muestran tanto las geometrias de Tassara & Echaurren (2012), como los parámetros físicos de cada capa conformante, donde K_{uc} , Klc y K_{lm} es la conductividad térmica para la corteza supeior, inferior y el manto litosférico respectivamente. H_{uc} , H_{lc} y H_{lm} es la productividad de calor radiogénico para la corteza superior, inferior y el manto litosférico respectivamente.

Dicho esto, la transferencia de calor a través de un material de conductividad K, densidad ρ y calor específico C_p debe satisfacer,

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \nabla^2 T - \vec{V} \cdot \nabla T + \frac{H}{\rho c_p}$$
(4.1)

La ecuación 4.1 es conocida como la ecuación del calor la que describe la variación espacial de la temperatura de una región, a medida que esta evoluciona temporalmente.

El primer termino al lado derecho de la igualdad corresponde a la trasferencia de calor conductivo, el segundo da cuenta de la transferencia de calor por advección y el tercer termino es la producción de calor por decaimiento de isótopos radioactivos.

Como se mencionó en los capítulos previos (figura 2.4), la reconstrucción de la estructura térmica del margen Andino se llevará a cabo a través de la subdivisión del área de estudio en la zona estable y activa.

Dos expresiones analíticas derivan de las soluciones, en estado estacionario, de la ecuación 4.1, en consideración de las fuentes principales de calor involucradas para cada zona, así como también las condiciones de bordes.

$$T(Z) = \frac{H\delta^2}{K} \left(e^{\frac{-Z_s}{\delta}} - e^{\frac{-Z}{\delta}} \right) + \frac{Z - Z_s}{Z_{LLA} - Z_s} \left[T_{LLA} - \frac{H\delta^2}{K} \left(e^{\frac{-Z_s}{\delta}} - e^{\frac{-Z_{LLA}}{\delta}} \right) \right]$$
(4.2)

$$T(Z) = \frac{Q_o + \tau V}{SK} (Z_f - Z_s)$$
(4.3)

$$S = 1 + b\sqrt{\frac{(Z_f - Z_s)V\sin\alpha}{\kappa}}$$
(4.4)

La ecuación 4.2 es la geoterma con la que se reconstruirá la estructura térmica del margen Andino, una vez conocidas las temperaturas en el slab y el LLA.

Las fuentes principales de calor que controlan la estructura térmica en la zona continental estable son: el calor conductivo proveniente desde el manto y la producción de calor por decaimiento de isótopos radioactivos. Por lo tanto, la ecuación 4.2 es la geoterma que describe la estructura térmica por debajo de la zona estable en la que tanto el calor conductivo como la producción radiogénica son las fuentes de control y dominio.

Entiéndase por zona estable, igualmente, toda la región que se encuentra a la derecha de la intersección del slab con el LLA (figura 4.2).



Figura 4.2: Zona estable a partir de la intersección del LLA con el Slab.

4.2. Modelación Computacional.

Los datos de entrada son las grillas de la geometría 3D de densidades de Tassara y Echaurren (2012) , las que previamente se deben tratar para que todas ellas estén entre la coordenada geográfica, longitud, de la fosa y los -60°W. Además se separa la grilla en perfiles 2D que van desde los -18 a los -45°S, con resolución de $0.18^{\circ}S$.

Puesto que las expresiones analíticas (ecuación 4.2 y ecuación 4.3) solo dependen de la profundidad, se transcriben estas en MATLAB con objeto de generar una matriz Z, para cada perfil, con resolución de 1 Km, de profundidad con valores comprendidos entre la topobat, el slab y la LLA. Todo valor o elemento de la matriz Z que no pertenece a la región encerrada por las superficies mencionadas es un NAN (figura 4.3).

Como el problema se abarca zonas separadas, es necesaria un condición de continuidad tal que en el punto de intersección del slab con el LLA las temperaturas predichas por ambas expresiones sean iguales, es decir, ecuación 4.2 = ecuación 4.3. De la igualdad anterior, se deprende que, para que exita continuidad se debe satisfacer que en $Z = Z_f = Z_{LLA}$:

$$\tau = \frac{1}{V} \left[\frac{SK}{Z_{LLA} - Z_s} T_{LLA} - Q_o \right]$$
(4.5)

donde T_{LLA} es conocidad a través de la expresión del manto adiabático dada como,

$$T(Z) = T_o + G_a Z \tag{4.6}$$



40 CAPÍTULO 4. METODOLOGIA DE LA MODELACIÓN TÉRMICA DEL MARGEN ANDINO.

Figura 4.3: Escenario de modelación 1.

Dentro de los parámetros que podemos variar al interior de las expresiones analíticas son: la conductividad térmica, la producción de calor, el factor escala de profundidad radiogénica δ y Q_o que depende de la edad de la placa oceánica.

La utilización de las geometrías 3D de densidades de Tassara & Echaurren (2012) tienen un alcance bastante amplio que nos permite tener varios escenarios capaces de generar, en consideración de las expresiones ecuación 4.2 y ecuación 4.3, la estructura térmica bajo el margen Andino.

El primer escenario considera a la litósfera continental como un medio elástico homogéneo con conductividad térmica K, producción radiogénica H, edad promedio de la placa oceánica y δ fijo a una profundidad z (figura 4.4).

En este escenario se pueden obtener varios modelos, según los valores asociados a los parámetros térmicos (K y H) de la capa.

Otro escenario interesante es la consideración de la reología de la litósfera continental, los parámetros térmicos asociados a cada unidad reológica, la edad variable a lo largo largo del margen Andino y considerar un δ igual a la profundidad de la discontinuidad intracortical (DIC) el cual varia de norte a sur (figura 4.5).

Dado los escenarios, ETAndina.mat (nombre del script del modelo) solicitará al usuario que ingrese el tipo de escenario y los valores de los parámetros involucrados. Una vez que el programa

4.2. MODELACIÓN COMPUTACIONAL.



Figura 4.4: Esquema de la matriz de profundidad.



Figura 4.5: Escenario de modelación 2.

halla finalizado el calculo , devolverá un archivo de salida con los valores de la temperatura georeferanciada (lon, lat, z) y los valores de todos los parámetros utilizados.

De la matriz Z derivan otras matrices de profundidad como Z_{LLA} , Z_s y Z_f . Teniendo las matrices de profundidad mencionadas, los parametros físicos conocidos y las expresiónes analíticas, solo basta evaluar estas últimas para lograr la estructura térmica (figura 4.6)

La estructura térmica 3D final se logra por medio de la interpolación de las geotermas 1D.



42 CAPÍTULO 4. METODOLOGIA DE LA MODELACIÓN TÉRMICA DEL MARGEN ANDINO.

Figura 4.6: Esquema de la matriz de temperatura.

4.3. Condiciones de Bordes, Parámentros Físicos y Constraints del Modelo.

El modelo consiste en una placa continental, no-deformable, en contacto con el slab de la placa oceánica con que se mueve a una velocidad V (figura 4.7). La trasnferencia de calor al interior de la placa oceánica y continental se asume puramente conductivo y solamente la subducción de la placa oceánica está ligada al factor de reducción S (Molnar & England, 1990) el cual interpreta la advección de las isotermas.

En nuestro modelo no hay velocidades asociadas a la placa continental, por ejemplo la delaminación litosférica. Igualmente no se considera la advección de calor producto de los flujos hidromagmáticos ascendentes.

Para los límites superficial y la base de la litósfera continental se le asignan las temperaturas de 0°Cy T_{LLA} °Crespectivamente. Por lo tanto las condiciones de bordes necesarias para obtener las soluciones analíticas de la ecuación del calor dependen del zona considerada. Finalmente, para la zona continental estable y activa las condiciones de bordes son:

$$Z = Z_{LLA} = LLA; \qquad T = T_{LLA}$$
$$Z = Z_s = TOPOBAT; \qquad T = 0$$

Donde ZLLA, Zs y Zf se obtiene de las geometrías 3D de densidades de Tassara & Echaurren (2012)(ver figura 4.7)

4.3.1. Parámetros Físicos

Los parámetros involucrados tanto en la ec2 como en ec3 son: H la constante de productividad radiogénica, δ la escala de profundidad productora de calor radiogénico, K la conductividad térmica, Z_s la superficie TOPOBAT, Z_f la superficie del slab, Z_{LLA} la superficie del LLA, S denominado como el factor de reducción que interpreta la advección producto de la placa oceánica, b un parámetro adimensional que para la configuración geodinámica de la zona de subducción del margen Andino es igual a 1, V la velocidad de convergencia, k la difusividad térmica, Q_o el calor que proviene desde el manto a través de la placa oceánica, τ el cizalle en la zona de contacto entre las placas, α el manteo (figura 4.7)

Para cada escenario presentados en el capitula anterior, los valores de los parámetros involucrados se ven tabulados en la tabla 4.1 y 4.2 del siguiente capitulo.





Parámetro físico	Material	Tipo de Roca	Valor	Condición
K: Conductividad Térmica $\left[\frac{W}{mK}\right]$	Corteza Superior	Granito	m	I
	Corteza Inferior	Granito	ო	·
	Manto litosférico	Granito	ŝ	I
H :Producción de calor radiogénico $[\frac{\mu W}{m^3}]$	Corteza Superior	Granito	2.5	I
	Corteza Inferior	Granito	2.5	·
	Manto litosférico	Granito	2.5	I
κ : Difusividad Térmica $[\frac{mm^2}{s}]$	Corteza Superior	Granito		I
5	Corteza Inferior	Granito	1	ı
	Manto Litosférico	Granito	1	ı
δ : Profundidad Radiogénica $[Km]$	I	ı	10	fija
T_p :Temperatura Potencial del manto [° C]	I	I	1300	fija
G_a :Gradiente Adiabático $[rac{^oC}{Km}]$	I	1	0.4	fija
edad $[Ma]$	I	1	30	fija
Q_o :Flujo Calórico $[rac{mW}{m^2}]$	Placa Oceánica	1	71.5	fija
V :Velocidad de convergencia $\left[\frac{cm}{a}\right]$	I	1	6.5	fija
$lpha$:Ángulo de la Subducción \circ	I	I	20	fija
b:Parámetro adimensional	I	1		fijo

Cuadro 4.1: Propiedades Térmicas y Geométricas para la modelación 1

ſ

Parámetro físico	Material	Tipo de Roca	Valor	Condición
K: Conductividad Térmica $\left[\frac{W}{mK}\right]$	Corteza Superior	Granito	m	I
	Corteza Inferior	Gabro	2.5	ı
	Manto litosférico	Peridotita	3.5	ı
H :Producción de calor radiogénico $\left[\frac{\mu W}{m^3} ight]$	Corteza Superior	Granito	2.5	1
	Corteza Inferior	Gabro	0.2	I
	Manto litosférico	Peridotita	0.01	I
κ : Difusividad Térmica $\left[\frac{mm^2}{s}\right]$	Corteza Superior	Granito		I
2	Corteza Inferior	Gabro	-1	ı
	Manto Litosférico	Peridotita	1	I
δ : Profundidad Radiogénica $[Km]$	ı	1	icd	variable
T_p :Temperatura Potencial del manto [° C]	I	ı	1300	fija
G_a :Gradiente Adiabático $[\frac{\circ C}{Km}]$	I	I	0.4	fija
edad [Ma]	I	I	edad(lon,lat)	variable
Q_o :Flujo Calórico $[rac{mW}{m^2}]$	Placa Oceánica	I	$Q_o(edad)$	variable
V:Velocidad de convergencia $\left[\frac{cm}{a}\right]$	I	I	6.5	fija
$lpha$:Ángulo de la Subducción \circ	I	I	20	fija
b:Parámetro adimensional	I	I	1	fijo

Cuadro 4.2: Propiedades Térmicas y Geométricas para la modelación 2

46 CAPÍTULO 4. METODOLOGIA DE LA MODELACIÓN TÉRMICA DEL MARGEN ANDINO.

_

-

T

Capítulo 5

Modelo Térmico 3D del Margen Andino

5.1. Descripción de las variantes del modelo

El modelo térmico esta constituido por un paquete de archivos que contienen las geometrías del *LLA*, *Moho*, *DIC* y la *TOPOBAT*, y un conjunto de funciones que se encargan en generar matrices de los parámetros físicos involucrados.

Para comenzar una simulación, debemos correr el script ETAndina.m, el cual nos solicitará las condiciones del escenario a modelar, valores de los parámetros físicos, opciones de visualización en perspectiva de perfil o un archivo de salida del modelo térmico 3D y finalmente pedirá la ruta donde quiere almacenar todos los archivos de salida que generará (ver figura 5.1).

0.0 0 HATLAS 7.7.0 (R2008b)	
Sie Est Depo Orsee Denne Berne Inn	
13 12 a To D T C A D D W Gree Decity Translation Read State And Translation Television	-E a
Secret Street Art Statutes	
to a product of the second	
🕒 Hele 18 MATURE WARD THE YORK, HER DESIGN WICH GENERALISE	
 ** Therefore Environmentation of a social toronal Environmentation of parametrics delt accels toronal Environmentation of a place is evironmentation of the social toronal Environmentation of a place is evironmentation of the social toronal of the social toronal of the social toronal place is evironmentation of the social toronal toronal toronal toronal toronal toronal of the social toronal of the social toronal to	
A Start, Waterplor Roll	24

Figura 5.1: Vista de la toma de datos inputs del modelo ETAndina (codigo Matlab)

De la figura 5.1 se tiene que,

- configuración de parámetros del modelo termal (f): Fija, (v): Variable ?: es para escoger la edad de la placa oceánica promedio (fija) o variable a lo largo del margen Andino. Una vez tomada la decisión, si eligió edad fija, es decir (f), pedirá que ingrese la edad o de lo contrario se generará una matriz de la edad de la placa a lo largo del margen.
- **Desea una capa radiogénica (pf): A profundidad fija, (icd): Igual a la ICD ?:** es para elegir una capa radiogénica con profundidad fija (pf) o variable e igual a la ICD (DIC). Si su elección es una capa a profundidad fija (pf), se solicitara ingresar la profundidad. Si la elección es una capa igual a la ICD (icd), se generará una matriz de profundidad de la ICD (DIC).
- Desea modelar con influencia composicional? (s): Si, (n): No ?: opción para considerar diferencias reológicas. Si la elección es si, se solicitará ingresar valores de los parámetros térmicos para las diferentes capas conformates. Si la elección es no, se solicitará valores únicos de K y H.
- **Desea visualizar un perfil (s): Si, (n): No (implica generar el modelo 3DT) :** opción para escoger el modo de visualización por perfil u obtener un archivo de salida con el modelo 3D. Si la elección es si, se solicitará ingresar la latitud del perfil que desea visualizar, luego se generará el archivo asociado al perfil. Si la elección es no, se procederá a generar el archivo para el modelo 3D.
- **Ingrese la ruta del directorio en cual se generarán los archivos de salida:** se solicitará la ruta en la cual desea guardar los archivos de salidas, tanto figura de perfil y archivos.

5.2. Constrain Observacional: Flujo Calórico

El constraint observacional principal para el modelo térmico es el flujo calórico medio en superficie. Para todas las zonas de subducción, y particularmente en la zona de subducción Andina, el flujo calórico es bajo en la región del antearco y alto en el arco. Lo anterior seala que la zona fría del antearco, es decir la zona tectónicamente activa, es producto de la subducción de la placa oceánica fría, que por advección enfría toda la región sobre el slab, generando entonces geotermas mas frías (figura 3.17).

Los aumentos bruscos de flujos calóricos pueden podrían deberse a procesos locales someros, tales como, el magma emplazado asociado con el arco volcánico y no puede ser explicada con el modelo a escala regional, utilizado en este estudio. Los procesos someros pueden incrementar en gran medida el flujo calórico superficial, pero es difícil pensar en algún mecanismo que describa el decrecimiento sistemático de los flujos calóricos superficiales. Sin embargo cuando utilizamos los valores de flujo calórico para constreir el modelo, nos enfocamos en explicar por qué los flujos calóricos son bajos en la mayoría de las regiones del antearco.

Producto de un trabajo colaborativo entre el doctor Andrés Tassara y la Dra. Nina Kukowsky (Universidad de Jena, Alemania), se tiene la compilación de una base de datos de flujo calórico para el margen Andino a partir de fuentes originales de información, sólo algunas de las cuales han sido incluidas en la base de datos de la IHFC. La figura **??** muestra la ubicación y valores de las mediciones

contenidas a la fecha en esta nueva compilación. La distribución espacial de estimaciones es muy heterogénea; prácticamente no hay datos en Argentina, hay gran cantidad de datos en Bolivia pero concentrados en 2 franjas paralelas a la cordillera, y en Chile ellos se localizan en algunos grupos espacialmente limitados. Mar afuera también existen estimaciones principalmente frente a la región de Antofagasta y en la zona centro-sur. A escala sub-continental emerge de esta figura un patrón caracterizado por valores intermedios a bajos de flujo calórico en el antearco (60-20 mW/m²) y en las Sierras Subandinas (50-30 mW/m²) e intermedios a altos sobre el eje cordillerano ($i \ge 80 \text{ mW/m}^2$) especialmente a lo largo de los arcos volcánicos activos ($i \ge 200 \text{ mW/m}^2$). Este patrón se ajusta a la expectativa derivada del contexto geotectónico de un margen convergente como el Andino.

La información contenida en la compilación incluye datos no publicados reportados por cruceros científicos alemanes (CINCA 1995 y TIPTEQ 2002) y otros publicados en artículos científicos (Grevemeyer et al., 2003, Grevemeyer et al., 2005, Grevemeyer et al., 2006, Hamza and Muoz, 1996, Hamza et al., 2005, Springer and Foester, 1998, Uyeda and Watanabe, 1982, Henry and Pollack, 1988). Estas estimaciones de flujo calórico fueron obtenidas con métodos de diversa índole a los cuales resulta difícil asignar un factor de calidad relativo a partir de la información contenida en las fuentes originales. Esto último sería deseable de manera de poder ponderar cada estimación al momento de interpretar la distribución espacial de los valores de flujo calórico aportada por las mismas.

Los datos de flujo calórico en el antearco submarino reportadas por los cruceros de los proyectos alemanes CINCA y TIPTEQ y en los trabajos de Grevemeyer et al. (2003, 2005 y 2006) derivan o bien de mediciones in-situ de temperatura con probeta en el piso marino en conjunto con mediciones de conductividad termal sobre muestras en laboratorio, o bien de estimaciones basadas en la profundidad de bottom simulating reflectors (BSR) reconocidos en perfiles sísmicos y asociados al campo físico-químico de estabilidad de hidratos de metano (ver Grevemeyer et al., 2006). Ambos tipos de mediciones son de calidad intermedia a alta, lo que se refleja en la buena correlación generalmente observada entre ellos.

Por otro lado, los datos terrestres reportadas por Uyeda y Watanabe (1982; versión digital no disponible), Henry y Pollack (1988) y Springer y Foester (1998) fueron estimados vía mediciones de temperatura y conductividad termal en pozos mediante técnicas convencionales para al momento de la medición. Aunque dichas técnicas en la década de los '80 pueden no cumplir con el estándar de mediciones modernas, el renombre de los autores de estos trabajos asegura una calidad intermedia a alta de estas estimaciones.La figura 19 es tomada del trabajo de Muoz et al. (1995; publicado como abstract de congreso) y sintetiza la distribución de datos relevantes para conocer el estado termal en Chile y Argentina. Estos datos incluyen los de Uyeda y Watanabe (1982) además de; algunas estimaciones derivadas de mediciones de productividad calórica que son comentadas en el texto; lo-calización de conductores eléctricos determinados por métodos magnetotelúricos; y estimaciones de flujo calórico basadas en geotermómetros derivados de la química de aguas termales. Estas últimas estimaciones son realizadas en fluidos descargados por sistemas magmático-hidrotermales activos y que por tanto están perturbados térmicamente por fenómenos advectivos sub-superficiales. Así, estimaciones basadas en este método son de intermedia a baja calidad y generalmente sobrestiman el

valor de flujo calórico conductivo relacionado con el régimen termal profundo. Los datos reportados por Muoz et al. (1995) más decenas de estimaciones basadas en geoquímica para Chile y Argentina fueron incorporados a la base de datos usada por Hamza y Muoz (1996) para construir el primer mapa de flujo calórico de Sudamérica. Si bien estos autores interpolan un mapa continuo para gran parte del continente, en la práctica solo las zonas donde existen datos puntuales tienen significado. La incorporación de datos geoquímicos permite ampliar la cobertura espacial principalmente en Chile pero deteriora la calidad de la base de datos. Estos datos tienen un efecto importante en el patrón y amplitud de las anomalías de flujo calórico, tal como se aprecia en la figura 20. La base de datos de Hamza y Muoz (1996) fue luego aumentada por Hamza et al. (2005) incorporando en Chile más estimaciones geoquímicas y calculando (sin informar sobre el valor de conductividad utilizado) flujos calóricos desde las estimaciones de gradientes termales presentadas por Muoz et al. (1995).

No obstante, variaciones espaciales de escalas regionales deben ser interpretadas con cuidado. Por ejemplo, el alto flujo calórico en el centro-sur de Chile es derivado de estimaciones esencialmente geoquímicas en el arco y otras de calidad dudosa en el antearco, y por tanto dan una indicación incierta sobre el real valor y distribución de flujo calórico. Este hecho queda de manifiesto al comparar estos altos valore de flujo calórico en el sector del antearco con las predicciones de simulaciones numéricas del régimen termal en zonas de subducción.

5.3. Resultados del Modelo.

Los resultados que acontinuación veremos, seran presentados en diferentes tipos de modelación.

5.3.1. Modelación 1

En esta modelación se consideró una litósfera continental basada en una reología homogénea simple, con parámetros térmicos asociados al granito, una capa radiogénica a una profundidad fija a los 10 Km desde el nivel del mar, y una edad promedio de 30 Ma (figura 4.4) para observar como una capa granítica reproduce la estructura térmica del margen Andino y que efectos tiene esta en lo que respecta a los flujos calóricos que produce en superficie, en comparación con los observados.

Los resultados de este modelo simple nos proporcionará una guía para la interpretación de modelos con una reología mas realista, el que se discutirá en la siguiente sección. Para este modelo, la conductividad térmica K asociada al granito es de 3 (W/mK), la producción radiogénica de 2.5 (uW/m3) y 10 (Km) de la profundidad promedio de la capa radiogénica. Considerando el resto de los parámetros tabulados en el cuadro 4.1, es posible llevar a cabo la modelación para este set de parámetros.

5.3.2. Modelación 2

Esta modelación está conformada por una litósfera continental con reología mas realista, propuesta por Tassara & Echaurren (2012). Las diferentes reologías caracterizan a las diferentes capas que conforman a la litósfera continental, tales como, la corteza superior, corteza inferior y el manto litosférico. Cada una ellas esta diferenciada reológicamente, es decir, diferentes tipos rocas con distinta composición química y respuesta al campo de esfuerzos aplicados. Como ya sabemos, cada material tiene como propiedad parámetros térmicos asociados al campo de estabilidad donde ellas se generan. Por lo tanto, con esta modelación estamos representando a cada capa que constituyen la litosfera continental, con diferentes parámetro térmicos que tienen relación a los tipos de rocas que componen mayormente a la corteza superior, inferior y manto litosférico. Para cada capa se ha considerado que la corteza superior está compuesta mayormente por granitos, mientras que la corteza inferior y el manto litosférico están constituidas mayormente por gabros y peridotitas respectivamente. En resumen, la modelación 2 consta de la variación de la edad, y así mismo el Q_o de la placa oceánica, a lo largo del margen, una profundidad de la capa radiogénica variable e igual a la discontinuidad intra-cortical (DIC). Los parámetros físicos, tanto termodinámicos como geométricos, son aquellos que se encuentran tabulados en el cuadro 4.2.

De los dos escenarios planteados en las figuras 4.4 y 4.5 se obtuvieron los siguientes resultados. ara lo que sigue del capitulo se há creado una nomenclatura que identifica y facilita los resultados de cada modelación descrita anteriormente.

En base a los parámetros que distinguen a la modelación 1 se tiene que,

mefpf: Esta sigla da referencia a la modelación, cuyo significado es, Modelo con Edad Fija y Profundidad de la capa radiogénica Fija.

Asi mismo, la modelación 2 quedará representada como,

mevpv: Modelo con Edad Variable y Profundidad de la capa radiogéncia Variable

De los escenarios de modelación vistos en la figuras 4.4 y 4.5, derivan otro tipo de modelación extra.

5.3.3. Modelación 3

Consta de considerar la reología de las diferentes capas de la litósfera. Sin embargo, la estimación de los parámetros térmicos son un tanto diferente. Si bien, cada capa tiene un valor de conductividad térmica (K) y producción radiogénica (H), los parámetros físicos, K y H, que se utilizan para evaluar las expresiones analíticas corresponden al valor ponderado por la conductividad térmica y producción radiogénica de la corteza superior, corteza inferior y el manto litosférico, es decir,

$$K(lon, lat) = K_{uc} \frac{DIC - TOPOBAT}{LLA - TOPOBAT} + K_{lc} \frac{MOHO - DIC}{LLA - TOPOBAT} + K_{uc} \frac{LLA - MOHO}{LLA - TOPOBAT}$$
(5.1)

$$H(lon, lat) = H_{uc} \frac{DIC - TOPOBAT}{LLA - TOPOBAT} + H_{lc} \frac{MOHO - DIC}{LLA - TOPOBAT} + H_{uc} \frac{LLA - MOHO}{LLA - TOPOBAT}$$
(5.2)

donde K(lon,lat) y H(lon,lat) son los parámetros térmicos utilizados para evaluar las expresiones analíticas (ecuaciones 4.2 y 4.3), que varian a lo largo y ancho del margen Andino. Los subindices uc, lc, ml, hacen referencia a las capas de la litosfera continental, es decir, corteza superior (upper crust),

corteza inferior (lower crust) y manto litosférico (lithospheric mantle). Por lo tanto, la modelación considerará una edad fija de la placa oceánica, parámetros térmicos variables, y una profundidad de la capa radiogénica variable e igual a la DIC. La sigla que hará referencia a lo descrito anteriormente es,

mefpvKxyHxy: Modelo con Edad Fija, Profundidad de la capa radiogénica Variable y parámetros térmicos, K y H, que dependen de la ubicación espacial.

Los valores utilizados para todos los parámetros se encuentran tabulados en el cuadro 5.1.

Notable es la diferencia de una capa radiogénica igual a la icd, y una profundidad fija. Ver por ejemplo las formas de las isotermas. A la vez, se puede observar como la isoterma de 200 cambia de profundidad debido al efecto que tiene el considerar una edad de la placa oceánica fija o una edad variable. De lo anterior se podría deducir que la zona sismogénica esta ubicada a diferentes profundidades, ya que el limite inferior está caracterizado por cierta temperatura cuya profundidad depende de la edad de la placa. No obstante, nada claro podemos decir sobre el control que ejerce los parámetros térmicos K y H en la estructura térmica bajo el margen Andino, dado que visualmente no es claro notar diferencias entre cada tipo de modelación.

5.3.4. Modelo Preferido

Nuestro modelo preferido tiene un esquema similar a la modelación 1, con la diferencia de que este considera una edad de la placa oceánica variable y una profundidad de la capa radiogénica igual a la DIC. Al igual que las modelaciones previas, este modelo esta asociado a la sigla,

mpevpv: Modelo Preferido con Edad Variable y Profundidad de la capa radiogénica Variable, igual a la DIC.

Los valores utilizados para los parámetros se encuentran tabulados en el cuadro 5.2.

Si bien las diferencias observables son muy sutiles y difíciles de observar, existe una forma de ver grandes diferencias, observables, a través de los mapas de gradientes térmicos y al mismo tiempo los mapas de flujo calórico, que cada modelación proporciona. Estos últimos mapas se verán en el capítulo siguiente, donde veremos distintos tipos de aplicaciones que tiene el modelo térmico del margen Andino. Por tanto, los resultados de cada modelación planteada, se visualizan en las páginas siguientes, en la que se observará tres perfiles a la misma latitud, para los distintos modelos. Además en cada perfil observaremos las geometrias de Tassara & Echaurren (2012) asociadas a la Discontinuidad Intra-Cortical (DIC), el Moho, el Límite Litósfera-Astenósfera (LLA), la Topografía y Batimetría (TOPOBAT), y la superficie de la placa oceánica subductante (SLAB). Igualmente se ilustran los contornos de las isotermas (200 C- 1200 c). Seguido de esto, el modelo térmico 3D del margen Andino se genera por la interpolación de las geotermas 1D para todos los perfiles (o cortes transversales). La geovisualización del modelo térmico se puede observar en la figura 5.8. Podemos

52

contrastar como los diferentes tipos de modelaciones analíticas reflejan y reproducen efectos importantes de la estructura térmica los cuales son características de primer orden responsables del régimen térmico del margen Andino. Por tanto, la advección de las isotermas debido a la subducción y la geometría concava que describe la isoterma de 200 son el proceso y el indicador, respectivamente, de las principales características que regulan el régimen térmico en la superficie del margen Andino, que al mismo tiempo se refleja a través de los flujos calóricos de la figura 3.17. Estos resultados, para todas las modelaciones planteadas, son similares a los resultados obtenidos por Springer y otros autores (ao?) a través de modelos numéricos complejos, los cuales comprueban que nuestro modelo analítico reconstruye bastante bien la estructura térmica bajo el margen Andino. (ver figura 3.17).

Finalmente los resultados para cada uno de los modelos descritos son,

Parámetro físico	Material	Tipo de Roca	Valor	Condición
K: Conductividad Térmica $\left[\frac{W}{mK}\right]$	Corteza Superior	Granito	æ	Kxy
- 17011-	Corteza Inferior	Gabro	2.5	Kxy
	Manto litosférico	Peridotita	3.5	Kxy
H :Producción de calor radiogénico $\left[rac{\mu W}{m^3} ight]$	Corteza Superior	Granito	2.5	Hxy
	Corteza Inferior	Gabro	0.2	H×y
	Manto litosférico	Peridotita	0.01	Hxy
κ : Difusividad Térmica $\left[\frac{mm^2}{s}\right]$	Corteza Superior	Granito	1	I
5	Corteza Inferior	Gabro	1	I
	Manto Litosférico	Peridotita	1	I
δ : Profundidad Radiogénica $[Km]$	ı	ı	icd	variable
T_p :Temperatura Potencial del manto [° C]	ı	1	1300	fija
G_a :Gradiente Adiabático $[rac{\circ C}{Km}]$	1	1	0.4	fija
edad $[Ma]$	ı	ı	edad(lon,lat)	variable
Q_o :Flujo Calórico $[rac{mW}{m^2}]$	Placa Oceánica	ı	$Q_o(edad)$	variable
V :Velocidad de convergencia $\left[\frac{cm}{a}\right]$	ı	I	6.5	fija
$lpha$:Ángulo de la Subducción \circ	ı	1	20	fija
b:Parámetro adimensional	I	1	1	fijo

Cuadro 5.1: Propiedades Térmicas y Geométricas para la modelación 3

-
Cuadro 5.2: Propiedades Térmicas y Geométricas para el modelo preferido

5.3. RESULTADOS DEL MODELO.



Figura 5.2: Corte transversal a los 18°S de la estructura térmica del margen Andino.



Figura 5.3: Corte transversal a los 21°S de la estructura térmica del margen Andino.



Figura 5.4: Corte transversal a los 30°S de la estructura térmica del margen Andino.



Figura 5.5: Corte transversal a los 25°S de la estructura térmica del margen Andino.



Figura 5.6: Corte transversal del modeo preferido a los 18°S y 21°S de la estructura térmica del margen Andino.



Figura 5.7: Corte transversal del modeo preferido a los 30°S y 45°S de la estructura térmica del margen Andino.



Figura 5.8: Esquema de visualización 3D.



Figura 5.9: a) Fujo calórico del modelo con edad de la placa oceánica fija y una profundidad de la capa radiogénica fija y parámetros térmicos del granito (capa homogenea) b) Fujo calórico del modelo con edad de la placa oceánica variable y una profundidad de la capa radiogénica variable y parámetros térmicos del granito (capa homogenea), c) Fujo calórico del modelo con edad de la placa oceánica variable y una profundidad de la capa radiogénica variable y parámetros térmicos ponderados (Kxy, Hxy) según para las distintas reologías.



Capítulo 6

Discusión.

El amplio desarrollo que han tenido los modelos numéricos y analíticos, aplicados a la simulación de fenómenos geodinámicos durante la última década, especialmente los relacionados con zonas de subducción (ver por ejemplo Gerya, 2011), ha permitido avanzar en una comprensión más profunda de los factores que controlan el régimen termal en márgenes convergentes. Las figuras 6.2a a 6.2d presentan varios ejemplos de simulaciones numéricas 2D del sistema de subducción Andino. Si bien estas simulaciones fueron desarrolladas con distintos fines y varian notablemente en términos de las condiciones geométricas y reológicas impuestas, ellas presentan algunas características comunes relevantes de ser analizadas. Particularmente, la zona de antearco es caracterizada como una región fría respecto al sector del eje orogénico y arco magmático por sobre la cua astenosférica y al interior del continente. El antearco es enfriado por la advección de la placa oceánica que arrastra las isotermas hacia abajo. Este efecto es también predicho por formulaciones analíticas del régimen termal en zonas de subducción (Molnar and England, 1995, Lamb, 2006) y genera que el flujo calórico superficial en el antearco sea en general menor a 40 mW/m2 y que la isoterma de 200C (p.ej.) se deprima a profundidades mayores a 15-20 km (ver figuras 5.2 a 5.7). Este hecho contrasta notablemente con los valores de flujo calórico derivados de fuentes de calidad intermedia a baja en el antearco chileno y refuerza la necesidad de interpretar de forma cuidadosa la distribución espacial mostrada en la figura 3.17.

Como algunas de las aplicaciones de este modelo térmico podemos deducir, como anteriormente vimos, mapas de flujo calóricos en superficie, así como también mapas de las isosuperficies de temperatura. Por lo tanto en la figura **??** vemos las distintas profundidades que recorren las isotermas de 100, 150 y 200C, que proporciona el modelo preferido. A la vez, es posible determinar las temperaturas que tiene el Moho continental y los rangos de temperaturas que controlan el comportamiento frágil de la zona sismogénica, puesto que son profundidades y temperaturas conocidas respectivamente. Finalmente, tal como lo hecho por Tessauro et al. (2007), teniendo nuestro modelo 3D de densidades, obtuvimos nuestro modelo térmico, con lo cual podemos obtener la distribución del espesor elástico del margen Andino (ver figura **??**). Las aplicaciones, producto del modelo térmico 3D del margen Andino, son algunos ejemplos del alcance que tiene el modelo para estudiar los diversos procesos geodinámicos. Sin embargo, con la figura **??** podemos analizar la calidad de los flujos calóricos proporcionados por el modelo preferido.

De las figuras es posible visualizar que muchos de los flujos observados, en color rojo o medi-





anamente rojo, son flujos medidos en la zona del arco volcánico, con lo cual nuestro modelo tiene un déficit de flujo calórico por efecto de la ausencia de las fuentes de calor advectivo por fluidos magmáticos-hidrotermales. Sin embargo, las mediciones de flujos calóricos hechos en pozo (la mejor calidad de la compilación de datos) son reproducidos bastante bien por el modelo. Los flujos sobrestimados por el modelo pueden deberse a efectos locales de estructuras geológicas que pueden estar afectando directamente la estabilidad térmica del pozo, así como también el ingreso de aguas subterráneas o de los niveles freáticos, al pozo y/o su vecindad, transfiriendo calor convectivo de forma horizontal hacia el exterior del pozo y así haber bajado el gradiente de temperatura del pozo en el tiempo que se tomaron las mediciones. Tal como lo mencionamos en el capítulo 5 todos los efectos de escalas locales no son posibles reproducir con este modelo.



Capítulo 7 Conclusión

El modelo 3D simple del margen Andino, basado en las geometrías de densidades 3D (Tassara & Echaurren, 2012) y expresiones analíticas (ecuación 4.2 y 4.3) es capaz de reconstruir las características de primer orden que controlan el régimen térmico del margen Andino, similares a los modelos numéricos mas complejos. A la vez, los mapas de flujos calóricos reproducen, con un buen grado de aceptación, los flujos observados tanto de pozos, estudios geoquímicos como la aplicación de métodos geofísicos indirectos. Particularmente importante es como los mapas de flujo calóricos del modelo conserva las características del régimen térmico del margen, donde los flujos que están en el ante-arco son bajos (debido a la subducción de la placa oceánica fría) en comparación con la magnitud de los flujos del arco y su vecindad Sin embargo, ningún efecto a escala local es posible de simular. Pero las anomalías de flujos calóricos existentes nos permiten a la vez identificar y cuestionar, una vez mas, espacialmente zonas en las que los gradientes térmicos han sido afectado por procesos someros (por ejemplo, aguas subterráneas, topografía, estructuras geológicas, mal mantenimiento del pozo o el periodo estacional) que provocan la lectura errónea de temperaturas. También, con la aplicación de los mapas de las isosuperficies térmicas es posible visualizar directamente zonas que reúnen las condiciones térmicas para recursos geotérmicos naturales o artificiales de mediana a baja entalpía. Por lo tanto, la modelación como herramienta geofísica, es de gran importancia para la primera etapa de cada exploración geotérmica dado que el ahorro de tiempo-espacio (barrido en cualquier campaa de exploración) y de recursos monetarios son siempre importantes. En este sentido, los nuevos mapas de flujos calórico e isosuperficie térmica para el margen Andino resaltan las zonas donde se abre la ventana geotérmica.

El alcance de utilidad que tiene el modelo es super amplio, debido a diversidad de procesos geodinámicos que dependen de la temperatura. Empero, notable es como un modelo completamente conductivo identifica y caracteriza zonas (parte norte) que se encuentran en el arco volcánico y reunen las condiciones térmicas que permiten la existencia de reservorios geotérmicos, independiente de la consideración o no del calor advectivo de flujos magmático-hidrotermales característicos de la zona del arco.

Apéndice A

Geoterma.

Puesto que la zona térmicamente estable está controlada principalmente por la producción de calor por decaimiento de isótopos radioactivos, de la ecuación 4.1 en estado estacionario, los efectos de las otras fuentes de calor son despreciables. Se tiene entonces que,

$$\kappa \nabla^2 T = -\frac{H(z)}{\rho c_p} \tag{A.1}$$

donde la difusividad térmica κ se define como,

$$\kappa = \frac{K}{\rho C_p} \tag{A.2}$$

reemplazando A.2 en A.1

$$\nabla^2 T = -\frac{H(z)}{K} \tag{A.3}$$

$$H(z) = He^{\frac{-z}{\delta}} \tag{A.4}$$

$$\nabla^2 T = -\frac{H}{K} e^{\frac{-z}{\delta}} \tag{A.5}$$

$$\frac{d^2T}{dz^2} = -\frac{H}{K}e^{\frac{-z}{\delta}} \tag{A.6}$$

$$\int d^2T = \int -\frac{H}{K} e^{-\frac{z}{\delta}} d^2z \tag{A.7}$$

$$\int dT = \int \left[\frac{H\delta}{K}e^{-\frac{z}{\delta}} - \frac{H\delta}{K}c_1\right]dz$$
(A.8)

$$\Rightarrow T(z) = -\frac{H\delta}{K}e^{-\frac{z}{\delta}} - \frac{H\delta}{K}zc_1 + \frac{H\delta}{K}c_2$$
(A.9)

luego con las condiciones de borde ($Z = Z_s = TOPOBAT \Rightarrow T = 0$) y ($Z = Z_{LLA} = LLA \Rightarrow T = T_{LLA}$), se obtiene finalmente

$$T(Z) = \frac{H\delta^2}{K} \left(e^{\frac{-Z_s}{\delta}} - e^{\frac{-Z}{\delta}} \right) + \frac{Z - Z_s}{Z_{LLA} - Z_s} \left[T_{LLA} - \frac{H\delta^2}{K} \left(e^{\frac{-Z_s}{\delta}} - e^{\frac{-Z_{LLA}}{\delta}} \right) \right]$$
(A.10)

72

Bibliografía

- Angermann, D., Klotz, J., Reigber, C. (1999) Space-geodetic estimation of the Nazca-SouthAmerica Euler vector, Earth Planetary Science Letters. 171 3, 329-334.
- [2] Artemieva, I. M. and Mooney, W. D. (2002). On the relation between cratonic lithosphere thickness, plate motions, and basal drag, Tectonophysics. 358 211231.
- Bahlburg, H. y Herv, F. (1997), Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile, GSA Bulletin. 109 869884.
 Barrel, J. (1914). The strength of the Earths crust., J. Geol., v.22.
- [4] Bodine, J. H., Steckler, M. S., and Watts, A. B. (1981). Observations of flexure and the rheology of the oceanic lithosphere, J. Geophys. Res. 86, 36953707.
- [5] Boyd, F. R. (1973). A pyroxene geotherm. Geochim. Cosmochim, Acta 37, 25332546.
- [6] Charrier, R. et al. (2007). Andean tectonostratigraphy, Geology of Chile. Moreno, T y Gibbons, G. The Geological Society 397 pp. Londres.
- [7] Chen, W. P. and Molnar, P. (1983). Focal depths of intracontinental earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere., J. Geophys.Res, 88, 41834214.
- [8] Faul, U. H. and Jackson, I. (2005). The seismological signature of temperature and grain size variations in the upper mantle., Earth Planet. Sci. Lett., **234** 119134.
- [9] Garfunkel, Z. (2007). Controls of stable continental lithospheric thickness: the role of basal drag., Lithos, **96** 299314.
- [10] Gerya, T., 2011. Future directions in subduction modelling., Journal of Geodynamics.
- [11] Griffin, W. L. and Ryan, C. G. (1995). Trace elements in indicator minerals: area selection and target evaluation in diamond exploration, J. Geochem. Explor., 53 311337.
- [12] Griffin, W. L., OReilly, S. Y., Ryan, C. G., Gaul, O., and Ionov, D. (1998a). itSecular variation in the composition of continental lithospheric mantle In: J. Braun et al. (Ed.), Structure and Evolution of the Australian Continent. AGU Geodynam. Ser., 26 125.
- [13] Karato, S.-I. (1993). Importance of anelasticity in the interpretation of seismic tomography., Geophys. Res. Lett., 20 16231626.

- [14] Kley, J., Monaldi, C. et al. (1999). Along-strike segmentation of the Andean foreland: Causes and consequences., Tectonophysics, 301(1-2) 75-94.
- [15] Jordan, T., Isacks, B. et al. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate., Geological Society of America Bulletin, 94(3) 341-361.
- [16] Katsura, T., Yamada, H., Nishikawa, O., et al. (2004). Olivine-wadsleyite transition in the system (Mg, Fe)(2)SiO4., J. Geophys. Res., 109.
- [17] Lamb, S. y Davis, P. (2003). Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes., Nature, 425(6960) 792-797.
- [18] Lamb, S., (2006). Shear stresses on megathrusts: Implications for mountain building behind subduction zones., Journal of Geophysical Research, 111.
- [19] Lee, C.-T. A. (2003). Compositional variation of density and seismic velocities in natural peridotites at STP conditions: Implications for seismic imaging of compositional hetero-geneities in the upper mantle., J. Geophys. Res., **108 (B9)**, 2441.
- [20] Meissner, R. and Strehlau, J. (1982). Limits of stresses in the continental crust and their relation to depth-frequency distributions of shallow earthquakes., Tectonics, 1 7389.
- [21] Michaut, C. and Jaupart, C. (2004). Nonequilibrium temperatures and cooling rates in thick continental lithosphere., Geophys. Res. Lett., 31, L24602.
- [22] Molnar, P. and England, P., 1995. Temperatures in zones of steady-state underthrusting of young oceanic lithosphere., Earth and Planetary Science Letters, 131 57-70.
- [23] Mpodozis, C., and Ramos, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina, in Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources., Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Texas 59-90.
- [24] Mller, R., W. Roest, et al. (1997). Digital isochrons of the world's ocean floor., Journal of Geophysical Research, 102(B2) 3211-3214.
- [25] Pardo-Casas, F. y Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and SouthAmerican plates since late Cretaceous time., Tectonics, 6(3) 233-248.
- [26] Sato, H. and Sacks, I. S. (1989). Anelasticity and thermal structure of the oceanic mantle: Temperature calibration with heat flow data., J. Geophys. Res., 94 57055715.
- [27] Sobolev, S. y Babeyko, A. (1994). Modelling of mineralogical composition, density and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks., Survey Geophysics, **15** 515-544
- [28] Sobolev, S. y Babeyko, A. (2005). What drives orogeny in the Andes?, Geology, **33(8)** 617-620.
- [29] Somoza, R. (1998). Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: Implications for mountain building in the central Andean region., Journal of South American Earth Sciences, 11(3) 211-215.
- [30] Tassara, A. y Yez, G. (2003). Relacin entre el espesor elstico de la litsfera y la segmentacin tectnica del margen andino(15-47S)., Revista Geolgica de Chile, 30(2) 159-186.

- [31] Tassara, A. (2005). Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano-Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15-34S).
 , Tectonophysics, 399(1-4 SPEC. ISS.) 39-57.
- [32] Tassara, A., Gtze, H.J., Schmidt, S. and Hackney, R. (2006). *Three-dimensional density model* of the Nazca plate and the Andean continental margin., Journal of Geophysical Research, **111B09404)**.
- [33] Tassara, A., and Echaurren, A. (2012). Anatomy of the Andean subduction zone: threedimensional density model upgraded and compared against globalscale models., Geophysical Journal International, 189 161-168
- [34] Vaughan, A. y Pankhurst, R. (2007). Tectonic overview of the West Gondwana margin., Gondwana Research, 13 150-162.
- [35] Yez, G., Cembrano, J. et al. (2002). The Challenger-Juan Fernndez-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34S: Geodynamic evidence and implications., Journal of South American Earth Sciences, 15(1) 23-38.
- [36] Yez, G. y J. Cembrano (2004). Role of viscous plate coupling in the late Tertiary Andean tectonics., Journal of Geophysical Research B: Solid Earth, **109(2)** 02401-02421.