



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

PRODUCCIÓN DE CALOR RADIOGÉNICO Y FLUJO CALÓRICO EN LA CUENCA DE  
SANTIAGO, REGIÓN METROPOLITANA, CHILE

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

NICOLÁS ANDRÉS POBLETE ANDERSON

PROFESOR GUÍA:  
MIGUEL ÁNGEL PARADA REYES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
DIEGO MORATA CESPEDES  
MAURICIO MUÑOZ MORALES

SANTIAGO DE CHILE  
2014

## Resumen

El objetivo de este trabajo fue estimar la influencia de la producción de calor radiogénico (RHP por sus siglas del inglés Radiogenic Heat Production), en el flujo calórico total que llega a la base del relleno sedimentario de la cuenca de Santiago. La cuenca de Santiago corresponde a una depresión irregular, ubicada entre los 33-33.9°S y 70.5-71°W. Sus límites son: hacia el norte el cordón de cerros de los Altos de Polpaico y los Cerros de Colina, hacia al oeste la Cordillera de la Costa, hacia el este la Cordillera de Los Andes y hacia el sur la Angostura de Paine.

La RHP se estimó en base a la concentración de elementos productores de calor radiogénico (RHPE: U, Th y K; por sus siglas del inglés Radiogenic Heat Production elements), de las diferentes litologías que componen el basamento de la cuenca de Santiago. Los RHPE, fueron medidos en numerosos afloramientos de rocas mesozoicas y cenozoicas, que rodean a la cuenca de Santiago, con lo que se logró determinar la concentración de RHPE en las litologías que componen la corteza superior. Las concentraciones de RHPE de las capas inferiores de la corteza y manto litosférico fueron obtenidas de la literatura.

Las RHP promedio que componen la corteza superior, variaron entre 0,33 y 2,17 uW/m<sup>3</sup>, con un promedio de 1,3 uW/m<sup>3</sup>.

Los componentes que se necesitaron para estimar el flujo calórico fueron: estructura de la litósfera, propiedades físicas y termales de las unidades que la componen, entre ellas la RHP. La estimación del flujo calórico se realizó en base a una modelación de transferencia de calor en sólidos, ocupando elementos finitos, en el software COMSOL Multiphysics (versión 4.3).

El flujo calórico que llega a la base del relleno sedimentario de la cuenca de Santiago fue estimado en 61-67 mW/m<sup>2</sup>. El aporte de la RHP de toda la litósfera, en el flujo calórico que llega a la superficie, estuvo entre 28,5 a 30 mW/m<sup>2</sup>, constituyendo un 45-48% del total, mientras que aporte del RHP de la corteza superior fue 12 mW/m<sup>2</sup>, constituyendo un 18% del flujo calórico total que alcanza la superficie.

El relieve afectó de la siguiente manera al flujo calórico: en altos topográficos, porque el calor se distribuye en un área mayor, se produce una disminución del flujo calórico que llega a la superficie, en cambio en bajos topográficos sucede todo lo contrario, es decir, disminuye el área y aumenta el flujo calórico que llega a la superficie.

Finalmente, el gradiente geotermal, en las rocas cercanas a la superficie de Santiago, fue estimado en 24°C/km. Esto implica que las temperaturas necesarias para algún uso geotérmico de muy baja entalpía se encontraron alrededor de los 200 m de profundidad; y para uso de geotermia de alta entalpía, la profundidad requerida es alrededor de 6 km.

## **Agradecimientos**

Esta memoria fue financiada por los Proyectos “Determinación de parámetros termales en el subsuelo de las cuencas de Santiago y Talca: implicancias para el uso directo de la energía geotérmica” del Ministerio de Energía, CONICYT/FONDAP/15090013 (Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes CEGA) y el Departamento de Geología.

Me gustaría a mis profesores de la comisión Miguel Ángel Parada Reyes, Diego Morata Cespedes y Mauricio Muñoz Morales, por sus consejos y acotaciones para terminar esta memoria.

A mis padres, por su dedicación, paciencia porque a pesar de todo siempre estuvieron al lado mío. A mi abuela Hilda un abrazo gigante por haberme tenido en su casa durante estos años universitarios, por la paciencia, los cuidados y la rica comida. A mi abuela Lina por las onces y conversas. A ti hermana gracias por contar contigo cuando tuve esas ganas de arrancar de esta ciudad.

Para mis amigos Javier, el Mauro, Alan, Feña, Kike, Angie, Vale, Checho, Mire, Lore, Cota y mis amigos de primer año Carlos, Javi, Carlita, Moreau, Daniel. Gracias por haber estado aquí estos años, por las conversas, por los estudios, por las experiencias.

Al Isma, Naty, Migue, Nico, Pineiden, mis compañeros del canal 6, donde aprendí que hay muchas más cosas importantes fuera de las paredes de esta universidad. También agradecer a Carmencita por siempre haber estado dispuesto a ayudarnos con las compras del canal o para una conversa amena.

A mis compañeros de la oficina de trabajo, Chicho, Pablo, Ferran y Vale por su ayuda infinita y paciencia.

A los distintos ayudantes de terreno, Seba, Pablo, y en especial a Damian por haberme acompañado a subir el Provincia y haber cargado muestras por tanto rato, gracias.

A la secretaria docente Blanca, por su simpatía y ayuda con todos los menesteres administrativos para finalizar esta tesis.

Por último a ti Carito I. por la compañía y aliento para haber terminado esto. Muchas gracias por los buenos momentos y por la paciencia.

## Tabla de Contenido

1. Introducción.....	1
1.1 Formulación de proyecto .....	1
1.2 Objetivos.....	2
1.2.1 Objetivo general .....	2
1.2.2 Objetivos específicos.....	2
1.3 Hipótesis de trabajo .....	2
1.4 Alcance y limitaciones del estudio .....	2
1.5 Vías de acceso.....	3
2. Marco geológico.....	4
2.1 Marco geotectónico.....	4
2.1.1 Cordillera de la Costa.....	4
2.1.2 Depresión Central.....	5
2.1.3 Cordillera Principal .....	5
2.2 Dominios morfoestructurales.....	6
2.2.1 Cordillera de la Costa.....	6
2.2.2 Depresión Central.....	7
3. Geología regional .....	9
3.1 Rocas intrusivas .....	9
3.1.1 Intrusivo del Paleozoico.....	9
3.1.1.1 Pzmg .....	9
3.1.1.2 Pzp.....	9
3.1.2 Intrusivos del Jurásico.....	9
3.1.3 Intrusivos del Cretácico Inferior .....	9
3.1.4 Intrusivos del Cretácico Superior.....	9
3.1.5 Intrusivos hipoabisales del Paleoceno – Eoceno.....	10
3.1.6 Intrusivos hipoabisales del Eoceno Superior– Mioceno Inferior.....	10
3.1.7 Intrusivos del Mioceno Inferior.....	10
3.1.8 Intrusivos del Mioceno Medio - Superior .....	10
3.2 Rocas estratificadas.....	11
3.2.1 Formación Horqueta.....	11
3.2.2 Formación Cerro Calera.....	11
3.2.3 Formación Ajjal.....	11
3.2.4 Formaciones Ajjal y/u Horqueta indiferenciadas.....	11

3.2.5 Formación Lo Prado.....	11
3.2.6 Formación Veta Negra.....	12
3.2.7 Formación Las Chilcas.....	12
3.2.8 Formación Lo Valle.....	12
3.2.9 Estratos del Cordón Los Ratones.....	13
3.2.10 Formación Abanico.....	13
3.2.11 Formación Farellones.....	13
3.3 Depósitos no consolidados.....	15
4. Metodología.....	16
4.1 Las rocas y su geometría.....	16
4.2 Producción de calor radiogénico.....	16
4.3 Capacidad calórica.....	20
4.4 Conductividad termal.....	20
4.5 Densidad de las rocas ( $\rho$ ).....	21
4.6 Transferencia de calor mediante modelación con elementos finitos.....	21
5. Antecedentes geológicos.....	22
5.1 Litología y perfil estructural.....	22
5.2 Perfil geológico esquemático.....	24
5.2.1 Corteza superior.....	24
5.1.2 Corteza media.....	25
5.1.3 Corteza inferior.....	25
5.1.4 Manto litosférico.....	25
6. Producción de Calor Radiogénico y elementos radiogénicos.....	27
6.1 Producción de calor radiogénico de la corteza superior.....	27
6.2 Producción de calor radiogénico de la corteza media.....	33
6.3 Producción de calor radiogénico de la corteza inferior.....	33
6.4 Producción de Calor Radiogénico del manto litosférico.....	33
6.5 Elementos Radiogénicos.....	35
6.5.1 Distribución de las razones Th/U y K/U.....	39
7. Modelo de transferencia de calor en la litósfera.....	43
7.1 Propiedades termales de las rocas.....	43
7.1.1 Conductividad termal.....	43
7.1.2 Capacidad calórica a presión constante (Cp).....	43

7.1.2.1 Corteza superior y media.....	43
7.1.2.2 Corteza inferior.....	44
7.1.2.3 Manto litosférico .....	44
7.2 Propiedades físicas y termales para la modelación.....	45
7.2.1 Condiciones de borde.....	46
7.2.2 Malla de elementos finitos. ....	46
7.3 Modelo Termal perfil A-A´ .....	47
7.3.1 Flujo calórico y gradiente geotermal.....	47
7.3.2 Isotermas .....	55
7.3.4 Influencia de la producción de calor radiogénico en el flujo calórico superficial .....	58
8. Conclusiones.....	61
9. Recomendaciones .....	62
10. Bibliografía.....	63
Anexo I.....	69
Anexo II.....	86

## Índice de Figuras

Figura 1: Mapa con principales vías de la Región Metropolitana. El recuadro rojo corresponde a la zona de estudio (Fuente: Turistel). .....	3
Figura 2: Dominios morfoestructurales principales de la zona de estudio (Modificado de Fock (2005)). El recuadro rojo corresponde a la zona de estudio. ....	6
Figura 3: Principales estructuras de la zona de estudio. ....	8
Figura 4: Mapa geológico simplificado de la cuenca de Santiago y sus cercanías (Modificado de (Thiele, 1980; Gana et al., 1996; Wall et al., 1996; Wall et al., 1999; Sellés y Gana, 2001; SERNAGEOMIN, 2003)). ....	14
Figura 5: Peaks energéticos característicos para la emisión rayos gamma del K, U y Th (Modificado de IAEA (2003)). ....	17
Figura 6: Medición con el espectrómetro de rayos gamma RS-125 de <i>Radiation solution Inc.</i> ...	18
Figura 7: Modelo estructural propuesto para la cuenca de Santiago por Armijo et al. (2010). ....	22
Figura 8: Modelo de la litósfera basado en velocidad de ondas sísmicas a los 33,5° S (exageración vertical es ~130x). (modificado de Chulick et al. (2013)). ....	22
Figura 9: Modelo de densidades y geometría del litósfera de Tassara et al. (2006). (UC=corteza superior, LC=corteza inferior, WM= manto oeste, EM= manto este, WA=asténosfera oeste, EA=asténosfera este, LA=asténosfera baja, OC= corteza oceánica. OM=Manto oceánico, OA=asténosfera oceánica). ....	23
Figura 10: Modelo de densidades y geometría de la litósfera de Tassara y Echaurren (2012). ....	23
Figura 11: Perfil estructural de la zona de estudio de Fock (2005). ....	24
Figura 12: Perfil estructural de la litósfera en el área de estudio A-A´ (la traza del perfil se ve en la Figura 4). Basado en Fock (2005); Tassara et al. (2006); Armijo et al. (2010); Tassara y Echaurren (2012); Chulick et al. (2013). ....	26
Figura 13: Mapa del promedio de RHP, para las distintas unidades geológicas que componen el basamento de la cuenca de Santiago. El orden del RHP va de menor a mayor. Las formaciones Cerro Calera, Horqueta y Ajial no fueron consideradas para este estudio. ....	32
Figura 14: RHP en profundidad para el perfil A-A´. Su ubicación en la Figura 4. Basado en datos medidos en este trabajo (Tabla 2 y Tabla 3) y datos tomados de la literatura (López -Escobar et al. (1979), He et al. (2009) y Hasterok y Chapman (2011)). ....	34
Figura 15: Concentración de Potasio promedio, por unidad geológica, ordenado de menor a mayor. Las formaciones Cerro Calera, Horqueta, Ajial y La Parva no fueron consideradas para este estudio. ....	36
Figura 16: Concentración de Uranio promedio, por unidad geológica, ordenada de menor a mayor. Las formaciones Cerro Calera, Horqueta, Ajial y La Parva no fueron consideradas para este estudio. ....	37
Figura 17: Concentración promedio de Torio, por unidad geológica, ordenado de menor a mayor. Las formaciones Cerro Calera, Horqueta, Ajial y La Parva no fueron consideradas para este estudio. ....	38
Figura 18: Razón Th/U, para las distintas unidades geológicas que componen el basamento de la cuenca de Santiago. ....	39

Figura 19: Razón K/U ( $\times 10^4$ ) de los diferentes puntos obtenidos para cada unidad geológica que compone el basamento de la cuenca de Santiago. ....	40
Figura 20: Razón Th/U, para las rocas que componen el basamento de la cuenca de Santiago. El orden de la leyenda es de menor a mayor. Las formaciones Cerro Calera, Horqueta, Ajial y La Parva no fueron consideradas para este estudio. ....	41
Figura 21: Razón K/U( $\times 10^4$ ) para las rocas que componen el basamento de la cuenca de Santiago. Las razones van de menor a mayor. Las formaciones Cerro Calera, Horqueta, Ajial y La Parva no fueron consideradas para este estudio. ....	42
Figura 22: Dirección y magnitud del flujo calórico del perfil A-A' (traza perfil en Figura 4). La flecha negra corresponde a la Falla San Ramón. ....	47
Figura 23: Dirección y magnitud del flujo calórico en el cuenca de Santiago. La flecha negra corresponde a la Falla San Ramón. ....	48
Figura 24: Flujo calórico superficial en el perfil A-A' (traza perfil en Figura 4). Los altos y bajos del flujo se deben a los cambios en el relieve. ....	50
Figura 25: Flujo calórico superficial en la cuenca de Santiago. ....	51
Figura 26: Mapa de flujo calórico entre los 0°S y 40°S. En esta estimación han sido excluidos los datos de baja calidad. (Modificado de Muñoz (2005)). ....	52
Figura 27: Mapa del flujo calórico regional de América del Sur, que se deriven expansión armónica esférica para grado 36 (modificado de Hamza et al. (2007)). ....	53
Figura 28: Gradiente geotermal en la componente y, para el perfil A-A' (traza perfil en Figura 4). La flecha corresponde a la Falla San Ramón. ....	54
Figura 29: Gradiente geotermal para la componente y en la cuenca de Santiago. Los rangos van entre 22 a 24 °C/km para la cuenca. ....	55
Figura 30: Isotermas en la litósfera del perfil A-A' (traza perfil en Figura 4). Las diferencias entre las isotermas dibujadas es de 100°C. La flecha corresponde a la Falla San Ramón ....	56
Figura 31: Isotermas en la cuenca de Santiago hasta 8 km de profundidad. La flecha corresponde a la Falla San Ramón. ....	57
Figura 32: Flujo calórico de fondo y el aporte de las distintas capas de la litósfera en el perfil A-A' . ....	59
Figura 33: Flujo calórico de fondo y aporte del manto para el perfil A-A' . ....	60



## Índice de Tablas

Tabla 1: Base de cálculos de errores del K, U y Th. ....	19
Tabla 2: Tabla resumen de RHP para las rocas intrusivas. Los valores de K, U, Th de los Intrusivos Paleozoico y Jurásico son basados en los datos obtenidos por López -Escobar et al. (1979). ....	27
Tabla 3: Tabla resumen de RHP para las rocas estratificadas. Algunos datos obtenidos de Abanico son de Nyström et al. (2003). ....	28
Tabla 4: Valores estadísticos de RHP para diferentes grupos litológicos compilados por Vilà et al. (2010). ....	30
Tabla 5: Resumen de RHP y sus variaciones, en distintos tipos rocas. Modificado de Wollenberg y Smith (1987). ....	31
Tabla 6: Valores referenciales de conductividad termal para las distintas capas de la litósfera (modificado de He et al. (2009)) ....	43
Tabla 7: Resumen propiedades físicas y termales necesarias para la modelación. ....	45

## Índice Anexo I Tablas

Tabla Anexo 1: Datos obtenidos del Intrusivo Cretácico. Para las coordenadas UTM el elipsoide de referencia corresponde a WGS 84 y el huso al 19S.....	70
Tabla Anexo 2: Datos obtenidos del Intrusivo Oligoceno. Para las coordenadas UTM el elipsoide de referencia corresponde a WGS 84 y el huso al 19S.....	71
Tabla Anexo 3: Datos obtenidos del Intrusivo Mioceno. Para las coordenadas UTM el elipsoide de referencia corresponde a WGS 84 y el huso al 19S.....	72
Tabla Anexo 4: Datos obtenidos de la Formación Lo Prado. Para las coordenadas UTM el elipsoide de referencia corresponde a WGS 84 y el huso al 19S. ....	74
Tabla Anexo 5: Datos obtenidos de la Formación Veta Negra. Para las coordenadas UTM el elipsoide de referencia corresponde a WGS 84 y el huso al 19S. ....	75
Tabla Anexo 6: Datos obtenidos de la Formación Las Chilcas. Para las coordenadas UTM el elipsoide de referencia corresponde a WGS 84 y el huso al 19S. ....	78
Tabla Anexo 7: Datos obtenidos de la Formación Lo Valle. Para las coordenadas UTM el elipsoide de referencia corresponde a WGS 84 y el huso al 19S. ....	79
Tabla Anexo 8: Datos obtenidos de los Estratos de Los Ratones. Para las coordenadas UTM el elipsoide de referencia corresponde a WGS 84 y el huso al 19S. ....	79
Tabla Anexo 9: Datos obtenidos de la Formación Abanico. Para las coordenadas UTM el elipsoide de referencia corresponde a WGS 84 y el huso al 19S. ....	85
Tabla Anexo 10: Datos obtenidos de la Formación Farellones. Para las coordenadas UTM el elipsoide de referencia corresponde a WGS 84 y el huso al 19S. ....	85

## Índice Anexo II Figuras

Figura Anexo 1: Dirección y Magnitud del flujo calórico cuando el valor de RHP fue el promedio más desviación estándar. ....	86
Figura Anexo 2: Flujo calórico superficial cuando el valor de RHP fue el promedio más desviación estándar.....	87
Figura Anexo 3: Gradiente geotermal cuando el valor de RHP fue el promedio más desviación estándar.....	88
Figura Anexo 4: Isotermas cuando el valor de RHP fue el promedio más desviación estándar. ..	89
Figura Anexo 5: Dirección y magnitud del flujo calórico cuando el valor de RHP fue el promedio menos desviación estándar. ....	90
Figura Anexo 6: Flujo calórico superficial cuando el valor de RHP fue el promedio menos desviación estándar.....	91
Figura Anexo 7: Gradiente Geotermal cuando el valor de RHP fue el promedio menos desviación estándar.....	92
Figura Anexo 8: Isotermas cuando el valor de RHP fue el promedio menos la desviación estándar.....	93

# 1. Introducción

## 1.1 Formulación de proyecto

Santiago es la ciudad de Chile que presenta la mayor cantidad de población del país. En los meses de invierno, Santiago tiene niveles de contaminación peligrosos para la salud. Gran parte de esta contaminación se debe a la utilización de combustibles fósiles para la climatización de ambientes. La geotermia de baja entalpía es una alternativa para disminuir la contaminación en Santiago, sin embargo, antes de ver la factibilidad para su uso, se deben realizar variados estudios, uno de ellos es la estimación del flujo calórico y gradiente termal.

El calor generado por los principales elementos radiactivos en la litósfera, es una de las fuerzas detrás de los procesos geodinámicos (Rybach, 1976). Dicho calor corresponde a parte de la energía generada por la desintegración radioactiva. Los isótopos radiactivos del Uranio (U), Torio (Th) y Potasio (K) tienen vidas medias del mismo orden que la edad de la Tierra, por lo tanto siguen siendo lo suficientemente abundantes e importantes en términos de la producción de calor.

Diversos autores han determinado la producción de calor radiogénico a partir de la concentración en las rocas de estos elementos [e.g., Wollenberg y Smith (1987); Vilà et al. (2010)], que realizaron un compilado para las distintas litologías que se observan en la corteza terrestre con sus respectivas variaciones. Otros autores han intentado predecir la producción de calor radiogénico de las rocas en profundidad en base a perforaciones profundas. El flujo calórico superficial se puede determinar conociendo los valores de calor radiogénico en las rocas que componen la litósfera.

Para la cuenca de Santiago no existen datos de producción de calor radiogénico y son escasos los flujos calóricos medidos. Uyeda et al. (1978), en la zona de la mina La Africana y mina Los Bronces, midió flujos calóricos de forma convencional, es decir mediante la determinación de la conductividad térmica y el gradiente geotermal en pozos profundos, con valores de  $78,7 \text{ mW/m}^2$  y de  $60,7 \text{ mW/m}^2$ , respectivamente. Muñoz (1987) estimó un flujo calórico promedio en la cuenca de  $92,5 \pm 16,6 \text{ mW/m}^2$ , mediante geotermómetro de sílice en aguas subterráneas.

Este estudio presenta una alternativa indirecta para estimar el flujo calórico en la cuenca de Santiago, mediante el conocimiento de la producción de calor radiogénico, geometría de las distintas capas de la litósfera, densidad, conductividad térmica, capacidad calórica. Esto se realiza mediante la modelación de la transferencia de calor, ocupando elementos finitos y agregando los parámetros mencionados para cada una de las capas de la litósfera.

Este estudio se enmarca en el Proyecto Determinación de Parámetros Termales en el Subsuelo de las Cuenas de Santiago y Talca: Implicancias para el uso Directo de la Energía Geotérmica financiamiento por el Ministerio de Energía y el Proyecto CONICYT/FONDAP/15090013.

## **1.2 Objetivos**

### **1.2.1 Objetivo general**

Determinar la producción de calor radiogénico de las distintas formaciones geológicas que subyacen el relleno sedimentario de la cuenca de Santiago y estimar el flujo calórico que llega a la base de la cuenca.

### **1.2.2 Objetivos específicos**

-Extrapolar la producción de calor radiogénico y flujo calórico de las unidades que afloran en las cercanías de la cuenca de Santiago, con las unidades que la subyacen.

-Configurar un mapa que muestre las variaciones de la producción de calor radiogénico para las diferentes unidades geológicas que componen el basamento de la cuenca de Santiago.

-Configurar un perfil de temperaturas, gradiente termal y flujo calórico, para la litósfera, en base a la producción de calor radiogénico y condiciones de borde en los límites de esta.

-Determinar las implicancias, de la estructura termal, bajo la cuenca de Santiago, para los posibles usos de la energía geotérmica de baja y alta entalpía.

## **1.3 Hipótesis de trabajo**

La desintegración de isótopos radiactivos produce calor radiogénico RHP [ $\mu\text{Wm}^{-3}$ ] que afecta significativamente la estructura termal de la litósfera, produciendo una variación de la temperatura en profundidad y modificando el flujo calórico que llega a la superficie.

La RHP para la corteza superior debiese estar entre 1.4-1.9  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ , basado en los datos de Rudnick y Gao (2003).

Como la cuenca Santiago se encuentra en una zona de antearco estable, el flujo calórico superficial debiese ser 64  $\text{mW}/\text{m}^2$ , basado en el trabajo de Mareschal y Jaupart (2012). Por lo anterior y considerando que la conductividad termal típica de las rocas de la corteza superior es aproximadamente 3  $\text{W}/\text{mK}$ , el gradiente termal debiese ser 21°  $\text{C}/\text{Km}$ .

## **1.4 Alcance y limitaciones del estudio**

En el estudio se excluyeron los sedimentos que rellenan la cuenca de Santiago, debido a que por su reducida potencia (Araneda et al., 2000) no deberían aportar calor de manera significativa. Además, el acuífero contenido en el relleno sedimentario de la cuenca, modificará el transporte de calor hacia la superficie, por efecto de la advección de calor.

Los datos obtenidos en este trabajo corresponden solo a mediciones hechas con un espectrómetro de rayos gamma portátil, no habiéndose efectuado mediciones con ICP de masa, para comparar dichos valores.

## 1.5 Vías de acceso

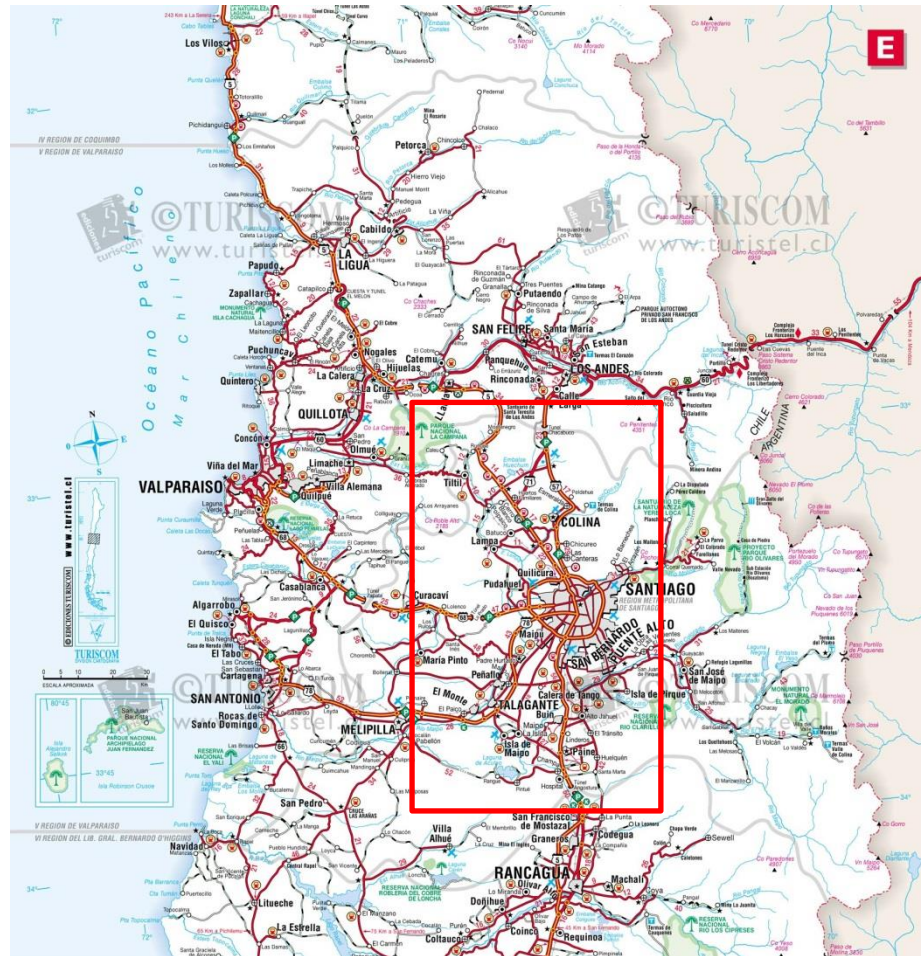


Figura 1: Mapa con principales vías de la Región Metropolitana. El recuadro rojo corresponde a la zona de estudio (Fuente: Turistel).

El área de estudio se encuentra principalmente en la Región Metropolitana de Santiago, entre  $33^{\circ}$  S y  $33.9^{\circ}$  S (Figura 1). El acceso al área noroeste de la zona estudio se puede realizar por la cuesta La Dormida; al norte, se accede por la ruta 5 Norte; al noreste, por la ruta 71 o ruta 57 Autopista Los Libertadores; al suroeste, por la ruta 78 Autopista del Sol y ruta 68; al sur, por Autopista 5 Sur y Cuesta de Chada; al oeste de la zona, se accede por el camino hacia el Cajón del Maipo. Además de estas rutas principales existen muchos caminos rurales accesorios que se utilizaron para obtener los datos. Para obtener datos del Cerro Provincia y Termas de la Cal se accedió a pie.

## **2. Marco geológico**

### **2.1 Marco geotectónico**

La Cordillera de los Andes es una cadena montañosa a lo largo del oeste de Sudamérica, que ha sido formado por un proceso de subducción de una placa oceánica bajo una placa continental. Después de 200 Ma, este proceso ha dejado un margen altamente segmentado que es caracterizado sistemáticamente a lo largo del continente con variaciones en topografía, tectónica, distribución del basamento, volcanismo, geometría de subducción, estructura litosférica profunda e historia geológica [e.g., Gansser (1973); Jordan et al. (1983); Isacks (1988); Mpodozis y Ramos (1989); Cahill y Isacks (1992); Kley et al. (1999); Gutscher (2002); Jacques (2003); Stern (2004)].

En la zona de estudio se distinguen 3 unidades morfoestructurales que se distribuyen en franja elongadas de orientación norte-sur correspondientes a la Cordillera de la Costa, Depresión Intermedia y Cordillera Principal (Figura 2).

#### **2.1.1 Cordillera de la Costa**

Está compuesta por rocas metamórficas e intrusivas del Paleozoico y Mesozoico inferior, en contacto disconforme con rocas sedimentarias y volcánicas mesozoicas (Thomas (1958); Piracés (1976); Gana et al. (1994); Gana et al. (1996)). Rara vez los cerros que la componen superan los 2000 m.s.n.m.

Es posible dividir a la Cordillera de la Costa en dos segmentos: uno oriental y otro occidental.

El segmento occidental, de aproximadamente 30 km de ancho, formado principalmente por rocas intrusivas y metamórficas que van desde el Paleozoico Superior al Jurásico Medio (Thomas (1958); Gana et al. (1994); Gana et al. (1996)).

El segmento oriental, está formado rocas intrusivas cretácicas y jurásicas, así como también de secuencias volcánicas y sedimentarias del Jurásico al Cretácico Superior (Formaciones Ajial, Cerro Calera, Horqueta, Lo Prado, Veta Negra, Las Chilcas y Lo Valle). Estas formaciones presentan variaciones, pero en términos generales forman un bloque homoclinal, con un manteo promedio de entre 30° a 40° al este. En las cercanías de Santiago supera los 2000 m.s.n.m. (Cerro Cantillana).

### **2.1.2 Depresión Central**

Corresponde a una cuenca rellena principalmente por depósitos fluviales y/o aluviales no consolidados de edad pliocena a holocena que localmente superan los 500 m de espesor en el sector oriental. Tiene una tendencia granodecreciente hacia al oeste en profundidad (Karzulovic (1957); Falcon et al. (1970); Thiele (1980); Araneda et al. (2000); Iriarte (2003)). Esporádicamente sobresalen algunas cumbres en forma de “cerros isla”, con alturas que varían entre 480 y 650 m.s.n.m. En el valle de Santiago se distingue un gran depósito de ceniza denominado Ignimbrita de Pudahuel de gran extensión, con una edad estimada por trazas de fisión en Apatito de  $450 \pm 55$  ka (Stern et al., 1984); sus afloramientos se concentran en el sector occidental de la cuenca de Santiago, e incluso en la Cordillera de la Costa. Al norte de los  $33^\circ$  S, la Depresión Central se cierra en los cerros de Colina y Cordón de Chacabuco, donde se ponen en contacto las formaciones Lo Valle y Abanico, de la Cordillera de la Costa y Cordillera Principal, respectivamente, dando paso a una serie de cordones montañosos baja altitud separados por valles esencialmente rectos y continuos que conectan la Cordillera Principal con la Cordillera de la Costa. Este segmento se conoce como región de los Valles Transversales. Al sur de los  $33^\circ$  S el límite oriental de la Depresión Central es abrupto y marcado, limitado por la Cordillera Principal de los Andes, la que se encuentra formada principalmente por rocas Cenozoicas y Mesozoicas.

### **2.1.3 Cordillera Principal**

Debido a sus características estructurales y litológicas es posible subdividirla en tres dominios (occidental, central, oriental).

La franja occidental está formada por rocas cenozoicas que principalmente corresponden a rocas volcánicas y volcanoclásticas asignadas a las formaciones Abanico y Farellones. Este rasgo morfoestructural se caracteriza por fallas y pliegues de longitud de onda de 5 km (Thiele (1980); (Charrier et al., 2002; Charrier et al., 2005; Fock, 2005; Fock et al., 2006; Armijo et al., 2010) intruidas por intrusivos del Mioceno Inferior. Según Armijo et al. (2010) las estructuras principales tienen una vergencia al oeste. La franja occidental está limitada hacia al este por numerosos cuerpos intrusivos del Mioceno Superior (e.g. Plutón la Gloria, San Gabriel, Cortaedral).

Al este de los intrusivos empieza la franja central de la Cordillera Principal que corresponde principalmente a unidades volcano-sedimentarias del Cenozoico caracterizado por pliegues de vergencia oeste (Armijo et al., 2010).

La franja oriental de la Cordillera Principal está formada por unidades mesozoicas (Jurásico-Cretácico medio). Esta se caracteriza por una serie de repetición de secuencias característico de una faja plegada y corrida de piel delgada.



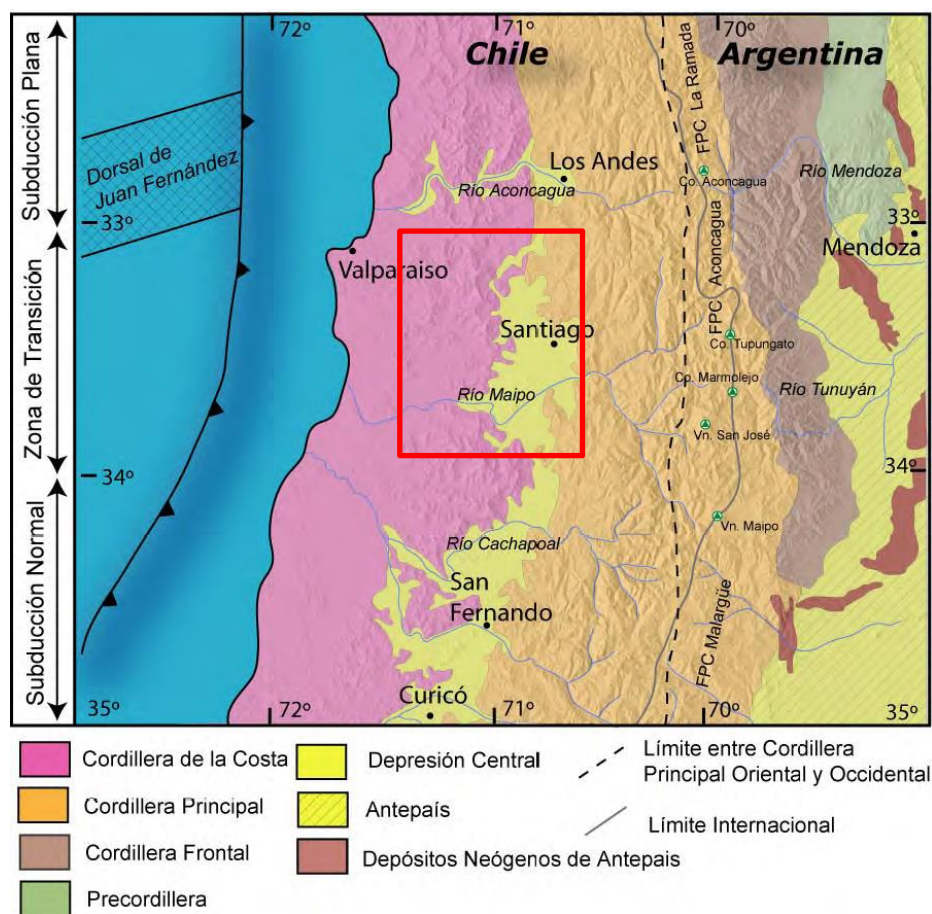


Figura 2: Dominios morfoestructurales principales de la zona de estudio (Modificado de Fock (2005)). El recuadro rojo corresponde a la zona de estudio.

## 2.2 Dominios morfoestructurales

En la región de estudio solo hay 2 dominios morfoestructurales donde existen estructuras. La Cordillera de la Costa y Depresión Central.

### 2.2.1 Cordillera de la Costa

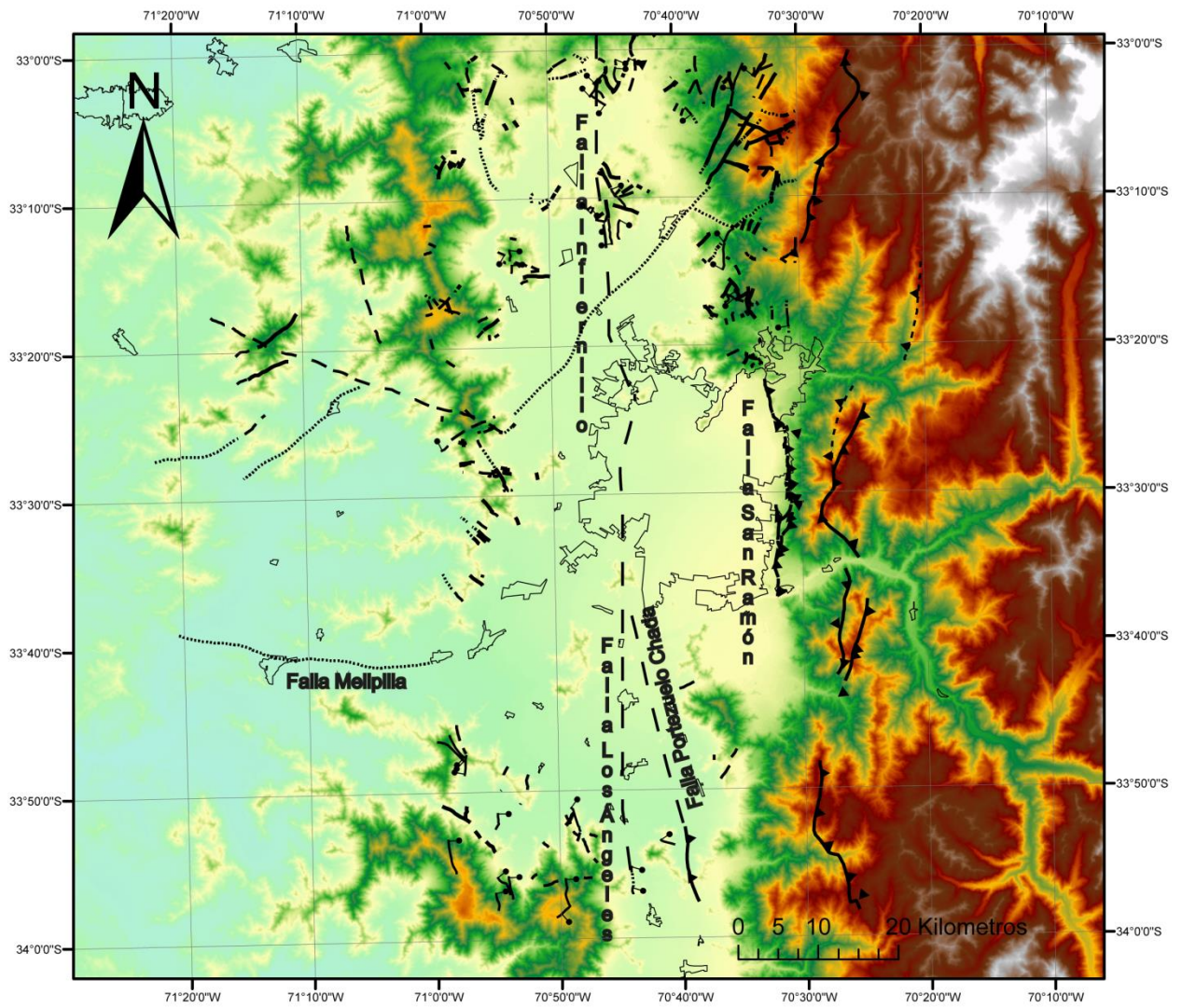
La Falla Melipilla (Figura 3), que presenta un rumbo WNW y manteo subvertical a lo largo del valle del Río Maipo, donde se encuentra cubierta por depósitos cuaternarios. Esta estructura coincide con una anomalía magnética y gravimétrica ubicada en niveles intermedios de la corteza superior, la Anomalía Melipilla (Gana et al. (1994); Yáñez et al. (1998)). La Falla Melipilla ha sido interpretada como una falla de rumbo dextral y transpresional, que desplaza parte de la sucesión estratificada mesozoica e intrusivos paleozoicos y jurásicos (Gana et al., 1996).

### **2.2.2 Depresión Central**

La Falla San Ramón, ubicada al este de Santiago (Figura 3), es una falla inversa de vergencia hacia al oeste que presenta evidencias de actividad cuaternaria (Rauld, 2002; Armijo et al., 2010). Trabajos más recientes indican que correspondería a una falla normal que posteriormente habría sido invertida en uno o más eventos deformativos durante el Oligoceno Superior–Mioceno Inferior y que presenta vergencia al W (Charrier et al. (2005); Fock (2005); Armijo et al. (2010)).

La Falla Infiernillo, también conocida como falla Los Ángeles (Figura 3), pone en contacto a la Formación Lo Valle con la Formación Abanico y tiene un rumbo y manteo aproximado N10° E / 80° E (Fock, 2005). La Falla Infiernillo fue descrita anteriormente como una falla normal (Aguirre (1957); Fuentes et al. (2002)), que controlaría el límite occidental de la Depresión Central ((Aguirre, 1957, 1960). Sellés (1999) la interpreta como una falla normal invertida, y correspondería al límite occidental de la cuenca donde fue depositada la Formación Abanico.

La Falla Portezuelo de Chada (Fock, 2005), correspondería a una falla inversa de vergencia al oeste que monta la Unidad Estratos del Cordón de los Ratones sobre la Formación Abanico.



**Figura 3: Principales estructuras de la zona de estudio.**

## **3. Geología regional**

### **3.1 Rocas intrusivas**

A continuación y de acuerdo a su edad, las rocas intrusivas pueden agruparse de la siguiente forma:

#### **3.1.1 Intrusivo del Paleozoico**

##### **3.1.1.1 Pzmg**

Unidad compuesto por tonalitas y granodioritas, monzogranitos de anfíbola-biotita, sienogranitos y granitos de microclina y pegmatitas de microclina-cuarzo-epidota-biotita, subordinadas. Afloran al oeste de la zona de estudio.

##### **3.1.1.2 Pzp**

Unidad compuesta por granitos porfídicos de microclina y biotita, y pórfidos tonalíticos de biotita y anfíbola. Son rocas mesocráticas, de grano grueso y textura porfídica. Presentan foliación magmática y tectónica de rumbo noroeste. Afloran al sur del área de estudio formando un plutón de 10 km de largo en Morro del Guanaco y plutones menores de 2,5 a 1,5 km de largo, al sur de Leyda (hacia al oeste de la zona de estudio). Se encuentran intruidos por plutones jurásicos y parcialmente afectados por una zona de deformación milonítica en las cercanías de Leyda.

#### **3.1.2 Intrusivos del Jurásico**

Extensos afloramientos de rocas plutónicas de edad cercana a los 160 Ma. Incluyen una serie de cuerpos de litología variable entre gabros y leucogranitos, que muestran una distribución zonada en sentido oeste-este. La mayor parte constituye plutones heterogéneos o compuestos (Gana et al., 1994).

#### **3.1.3 Intrusivos del Cretácico Inferior**

Afloran en el borde oriental de la Cordillera de la Costa (Figura 4). Corresponden a plutones y stocks cuya litología principal son dioritas, granodioritas y tonalitas, que intruyen a las Formaciones Lo Prado y Veta Negra. Dentro de esta unidad se incluyen la Diorita del Portezuelo Los Aromos, Plutón Cordón del Mallarauco (117 – 91 Ma), la Diorita Punta del Viento (114 – 111 Ma) (Sellés y Gana, 2001) y el Plutón Cerro Bandera (ca. 120 Ma) (Wall et al., 1999).

#### **3.1.4 Intrusivos del Cretácico Superior**

Esta unidad de roca intrusiva se pueden dividir en 2 grupos: (a) Plutones y Stocks monzodioríticos, granodioríticos, dioríticos y tonalíticos, los que llegan a ocupar áreas de hasta 100 Km<sup>2</sup>; (b) Intrusivos Hipoabisales, cuya composición varía de básica a ácida, ocupando áreas desde los 500 m<sup>2</sup> hasta 3 Km<sup>2</sup>. Intruyen a las Formaciones Las Chilcas y Veta Negra (Wall et al., 1999; Sellés y Gana, 2001).

### **3.1.5 Intrusivos hipoabisales del Paleoceno – Eoceno**

Unidad compuesta por stocks basálticos de piroxeno y olivino que intruyen a los intrusivos del Cretácico Medio y a las formaciones Las Chilcas y Lo Valle, y a los Estratos del Cordón de los Ratonés. Dataciones K/Ar tanto en roca total como en biotita entregar para estas rocas un rango de edad comprendido entre 64 Ma y 32 Ma, lo cual permite asignarles una edad Paleocena – Eocena (Wall et al., 1999; Sellés y Gana, 2001).

### **3.1.6 Intrusivos hipoabisales del Eoceno Superior– Mioceno Inferior**

Esta unidad agrupa a stocks, filones mantos, cuellos volcánicos y diques, cuya composición varía desde gabros a andesitas de piroxeno, formando cuerpos de tamaño inferior a 8 Km<sup>2</sup>. Intruyen a las Formaciones Las Chilcas, Lo Valle y Abanico (Figura 4). Dataciones radiométricas permiten asignarle una edad Eoceno Superior – Mioceno Inferior. Gran parte de estos intrusivos pertenecen al “Grupo Volcánico del Oligo-Mioceno” (Vergara y Drake, 1979) o a la Unidad Intrusiva II (Thiele, 1980). Los intrusivos son rocas de carácter toleítico, derivados de magmas anhidros, con bajo enriquecimiento en elementos incompatibles, similares a lavas coetáneas de la Formación Abanico (Kay y Kurtz, 1995; Sellés, 1999, 2000a), y se interpretan como sus conductos alimentadores (Wall et al., 1999).

### **3.1.7 Intrusivos del Mioceno Inferior**

Corresponde a plutones cuyo rango de edad varía entre los 20 y 18 Ma. Intruyen a la Formación Abanico (Figura 4) y su litología principal corresponde a granodioritas. Destacan el Plutón La Obra (río Maipo frente a la Depresión Central); Plutón San Francisco (parte superior del río San Francisco); y el Plutón del Salto del Soldado (Thiele, 1980; Kurtz et al., 1997).

### **3.1.8 Intrusivos del Mioceno Medio - Superior**

Unidad compuesta por intrusivos cuyo rango de edad varía entre los 13 y 8 Ma y que se ubican más al este de la franja de Intrusivos del Mioceno Inferior. Destacan dentro de este grupo el Plutón San Gabriel (unión ríos Volcán, Yeso y Maipo); Plutón La Gloria (río Colorado) e Intrusivo Colina (Portezuelo de Colina (Figura 4)). Las litologías principales de esta unidad son granodiorita, monzogranito y monzonita cuarcífera (Thiele, 1980; Cornejo y Mahood, 1997; Kurtz et al., 1997).

## **3.2 Rocas estratificadas**

### **3.2.1 Formación Horqueta (Batoniano-Titoniano?) (Piracés, 1976)**

Secuencia volcánica subaérea con intercalaciones sedimentarias continentales. Está constituida por tobas, lavas andesíticas a riolíticas, areniscas y conglomerados volcanoclásticos. Aflora en al noroeste y suroeste de la zona de estudio (Figura 4). Sobreyace concordantemente a la Formación Cerro Calera y subyace, en aparente concordancia, a la Formación Lo Prado. Se estima una potencia máxima aproximada de 4300 m (Nasi y Thiele, 1982). Su edad relativa queda determinada por sus relaciones estratigráficas con las formaciones infra- y suprayacentes. La Formación Horqueta se encuentra intruida por granitoides jurásicos y cretácicos con el desarrollo de zonas de metamorfismo de contacto relacionado a estas intrusiones.

### **3.2.2 Formación Cerro Calera (Aaleniano superior?-Bajociano) (Piracés, 1976)**

Secuencia predominantemente sedimentaria marina y transicional, constituida por limolitas y areniscas calcáreas, areniscas y conglomerados volcanoclásticos, areniscas y conglomerados cuarzo-feldespáticos e intercalaciones de tobas. Aflora en al noroeste y suroeste de la zona de estudio (Figura 4). Sobreyace concordantemente a la Formación Ajial y está cubierta, también concordantemente por la Formación Horqueta; su base en parte sobreyace con contacto depositacional a intrusivos paleozoicos y, en parte, está intruida por granitoides del Jurásico y Cretácico, observándose extensas áreas de alteración hidrotermal. Se estima una potencia máxima de 860 m. Contiene bivalvos, ammonites y escasos gastrópodos, crinoídeos y vermes.

### **3.2.3 Formación Ajial (Pliensbachiano?-Aaleniano?) (Thomas, 1958; Piracés, 1976)**

Secuencia de lavas andesíticas y tobas con intercalaciones de areniscas y lutitas de ambiente esencialmente continental. Aflora en al noroeste de la zona de estudio (Figura 4). Cubierta en concordancia por la Formación Cerro Calera y sin base expuesta; gran parte de esta unidad se encuentra afectada por metamorfismo de contacto, causado por intrusivos jurásicos.

### **3.2.4 Formaciones Ajial y/u Horqueta indiferenciadas**

En el área de Colliguay (zona noroeste del área de estudio) se reconocen extensos afloramientos de rocas metamórficas de contacto relacionadas a la intrusión de granitoides jurásicos y zonas de deformación tectónica que se han asignado a las formaciones Ajial y/u Horqueta indiferenciadas.

### **3.2.5 Formación Lo Prado (Berriasiano-Hauteriviano) (Thomas, 1958; Piracés, 1976)**

Secuencia volcánica con intercalaciones sedimentarias marinas. Se dispone en aparente concordancia con la Formación Horqueta, y subyace concordantemente la Formación Veta Negra. En el noroeste del mapa tiene un espesor variable entre 3600-4700 m (Gana et al., 1996) y al suroeste una potencia máxima estimada de 5800 m (Wall et al., 1999) y en específico al sur del río Maipo varía entre 1400 a 3000 m (Nasi y Thiele, 1982) . Aflora en una franja norte-sur al oeste de la zona de estudio (Figura 4). Esta intruida por granitoides cretácicos.

### **3.2.6 Formación Veta Negra (Barremiano-Aptiano) (Thomas, 1958)**

Corresponde a una unidad volcánica, parte subvolcánica y piroclástica, con intercalaciones sedimentarias. Dispuesta concordantemente con la Formación Lo Prado en discordancia angular y/o concordancia con la Formación Las Chilcas (Wall et al., 1999; Sellés y Gana, 2001). Aflora en una franja norte-sur al oeste de la cuenca de Santiago (Figura 4). Está intruida por granitoides del Cretácico Superior (Wall et al., 1996). En la zona noroeste del mapa su espesor máximo estimado es de 3000 m, en tanto en la parte suroeste del mapa su espesor máximo es de 800 m. No ha sido reconocida en el sector sureste de la cuenca de Santiago, lo que indicaría un acuñaamiento hacia el sur (Wall et al., 1996).

### **3.2.7 Formación Las Chilcas (Aptiano-Albiano) (Thomas, 1958)**

Secuencia volcánica y sedimentaria de aproximadamente 3000 m de espesor, que aflora el zona oriental de la Cordillera de Costa (Figura 4). En los niveles basales de la formación corresponde a rocas piroclásticas dacíticas a riolíticas con intercalaciones de lavas basálticas, que van gradando hacia el techo a conglomerados y areniscas con restos vegetales e intercalaciones de calizas marinas. En el techo de esta formación se encuentran lavas basálticas y andesítico basálticas (Wall et al., 1999). Está intruida por rocas plutónicas del Cretácico (Sellés y Gana, 2001).

En el sector suroeste de la zona de estudio se dispone en discordancia angular sobre la Formación Veta Negra en la loma El Cepillo (Sellés y Gana, 2001), y subyace en discordancia de erosión a la Formación Abanico en las laderas del cerro Challay (Sellés, 2000b). En tanto en la zona noroeste del mapa se dispone en aparente concordancia con la Formación Veta Negra y subyace en discordancia de erosión en la Formación Lo Valle.

### **3.2.8 Formación Lo Valle (Maastrichtiano-Paleoceno?) (Thomas, 1958)**

Corresponde a una secuencia piroclástica de composición andesítica a riolítica con intercalaciones de lavas y rocas sedimentarias continentales con restos de troncos fósiles. El espesor de esta formación varía entre los 700 y 1.800 m (Wall et al., 1999; Fuentes et al., 2000; Fuentes et al., 2004). Aflora al norte de la cuenca de Santiago (Figura 4). Cubre en discordancia de erosión a la Formación Las Chilcas y subyace en discordancia de erosión a la Formación Abanico. Evidencias geocronológicas muestran un hiatus Maastrichtiano superior (Paleoceno?) – Eoceno entre las Formaciones Lo Valle y Abanico (Gana y Wall, 1997; Wall et al., 1999; Fuentes et al., 2000; Fuentes et al., 2004). Se encuentra intruidos por cuerpos hipoabisales del paleoceno-mioceno.

### **3.2.9 Estratos del Cordón Los Ratones (Cretácico Superior? - Eoceno?) (Sellés y Gana, 2001)**

Unidad informal que aflora principalmente en la Depresión Central (Figura 4), constituida por una secuencia volcánica y subvolcánica, formada por tobas de lapilli y brechas piroclásticas, además de escasas lavas andesíticas e intercalaciones sedimentarias continentales de aproximadamente 450 m de espesor total, que aflora en el cordón de cerros del mismo nombre, al sur del río Maipo, y en pequeños cerros-isla al sur de esta localidad. Su base no aflora y se infiere una relación de discordancia angular con la suprayacente Formación Abanico, dada por la falta de continuidad de los pliegues y en las intrusiones ácidas que la afectan al pasar a la formación superior (Sellés y Gana, 2001).

Está intruida por 'stocks' y diques datados en 36 y 22 Ma y su correlación litoestratigráfica más probable es con la Formación Lo Valle del Cretácico Superior (Thomas, 1958; Wall et al., 1999).

### **3.2.10 Formación Abanico (Eoceno Superior?-Mioceno Inferior) (Aguirre, 1960; emend. Wall et al., 1999)**

Secuencia volcánica principalmente andesíticas a basáltica, con intercalaciones piroclásticas, epiclásticas y sedimentarias continentales, con un espesor total de ca. entre 2000 a 3.000 m, aunque probablemente aumentado por intrusiones de filones-manto y lacolitos andesíticos (Thiele, 1980). Aflora en el sector oriental de la zona de estudio (Figura 4). Se dispone sobre los Estratos del Cordón Los Ratones al este de Alto Jahuel, mientras que en Angostura, en la ladera occidental del cerro Challay, se apoya mediante discordancia de erosión sobre domos riolíticos de la Formación Las Chilcas (Sellés, 2000b). Hacia el este, fuera del área de estudio, la secuencia está cubierta por estratos volcánicos de la Formación Farellones, de edad miocena media-superior. El contacto entre ambas formaciones es interpretado como de naturaleza concordante, discordante o tectónico en distintas localidades (Thiele (1980); Godoy et al. (1999)).

### **3.2.11 Formación Farellones (Mioceno Medio-Mioceno Superior) (Klohn, 1960)**

Sucesión compuesta de lavas, tobas e ignimbritas con intercalaciones de brechas. Las lavas manifiestan un claro predominio sobre las tobas y brechas, mientras que la alternancia de rocas volcanoclásticas más finas, en tramos de 4 a 5 metros, producen una marcada estratificación en la serie (Thiele, 1980). Posee entre 2.500-3.000m de espesor aproximadamente (Thiele, 1980). Contiene un menor contenido de lavas básicas en comparación a Abanico, habitualmente subhorizontales (Fuentes et al., 2002).

Esta formación sobreyace a la Formación Abanico entre los 32° S hasta los 35° S. Aunque es motivo de discusión el tipo de contacto entre ambas formaciones, según las evidencias más recientes se puede describir como un contacto transicional y con amplias variaciones tanto nortesur como este-oeste, reportándose en diversos sectores como discordante o pseudo-concordante, dependiendo de la reactivación de fallas asociadas a la inversión tectónica de la cuenca de la Formación Abanico (Charrier et al., 2002).



# Mapa geológico Santiago

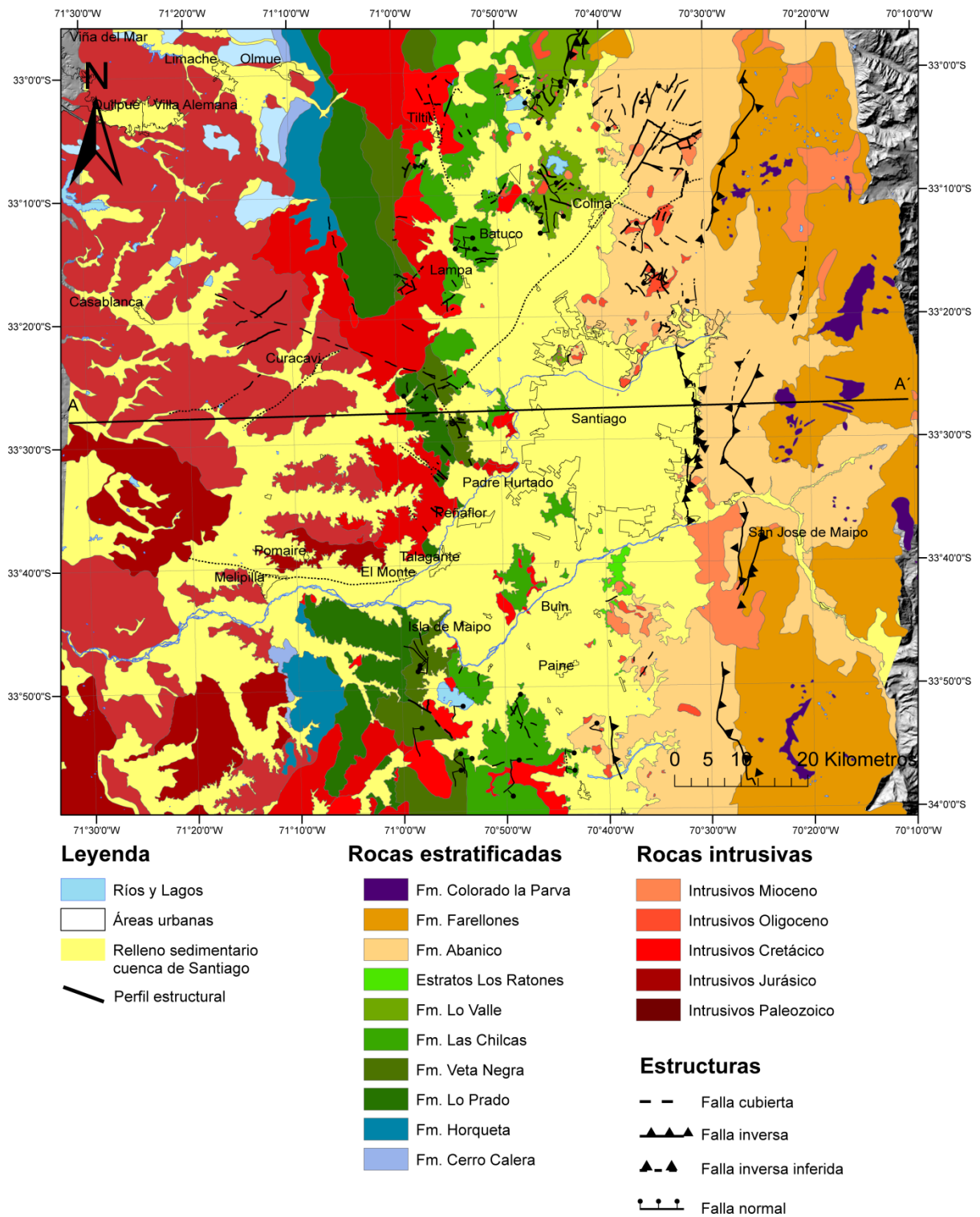


Figura 4: Mapa geológico simplificado de la cuenca de Santiago y sus cercanías (Modificado de (Thiele, 1980; Gana et al., 1996; Wall et al., 1996; Wall et al., 1999; Sellés y Gana, 2001; SERNAGEOMIN, 2003).

### 3.3 Depósitos no consolidados

La cuenca de Santiago corresponde a una depresión irregular. Sus límites son: hacia el norte el cordón de cerros de los Altos de Polpaico y los Cerros de Colina, hacia al oeste la Cordillera de la Costa, hacia el este la Cordillera de Los Andes y hacia el sur la Angostura de Paine abarcando una superficie de 2.640 km<sup>2</sup> alargada en el sentido norte-sur (Morales, 2002) . En su interior presenta numerosos “cerros isla” (Cerros de Lonquén (36 km<sup>2</sup>), Cerros de Chena (11 km<sup>2</sup>), Cerros de Lo Aguirre (11 km<sup>2</sup>), Cerros de Renca (8 km<sup>2</sup>), y otros menores como: Cerro Santa Lucía, Cerro Blanco, etc.), los cuales corresponden a la representación superficial de cordones topográficos parcialmente sepultados por el actual relleno sedimentario. En la cuenca de Santiago subyacen distintas formaciones geológicas como son Abanico, Lo Valle, Estratos de los Ratones, Las Chilcas, Veta Negra y Lo Prado, algunas de ellas se observan en los “cerros islas”.

El relleno sedimentario de la cuenca de Santiago corresponde principalmente a facies aluviales y fluviales, además de facies coluviales y lacustres con una extensión areal reducida. Existen además depósitos volcánicos piroclásticos, dentro del relleno sedimentario que afloran en el oeste y suroeste del área de estudio.

## 4. Metodología

Para estimar la producción de calor radiogénico (RHP, por sus siglas del inglés *Radiogenic Heat Production*), fue necesario conocer parámetros físicos como la densidad y las concentraciones de elementos radioactivos (RHPe, por sus siglas del inglés *Radiogenic Heat Production elements*) U, Th y K.

La recolección de muestras para calcular la densidad de rocas y las mediciones de RHPe fueron realizadas en 21 días de terreno efectivo.

En tanto que, para estimar el flujo calórico, se necesitaron parámetros termales (calor específico y conductividad térmica), densidad de las rocas, espesor y geometría de los distintos componentes geológicos del modelo, es decir, un modelo estructural de la zona de estudio, y finalmente, condiciones de borde adecuadas. Las condiciones de borde se refieren a temperatura, flujo calórico y aislamiento térmico en los bordes. Con estas restricciones se procedió a modelar la transferencia de calor, ocupando ecuaciones para la transferencia de calor en sólidos, por medio del programa COMSOL Multiphysics (versión 4.3).

### 4.1 Las rocas y su geometría

Para el estudio de la geometría, formaciones geológicas y capas de la litósfera que subyacen la cuenca de Santiago, se necesitó la recopilación de información de mapas geológicos y trabajos de la zona de estudio.

### 4.2 Producción de calor radiogénico

La RHP es una propiedad termal definida como la cantidad de calor liberada por unidad de tiempo en un volumen de roca, por la desintegración de un isótopo radiogénico inestable; sus unidades son  $[W/m^3]$ . La RHP de la corteza se debe principalmente a la desintegración de las series  $U^{238}$ ;  $U^{235}$ ;  $Th^{232}$  y  $K^{40}$ .

Para estimar la RHP se necesita una fórmula que utilice los aportes individuales de calor de los elementos radiogénicos mencionados. Para esto, autores como Birch (1954), Hamza y Beck (1972), Rybach (1988), Emsley (1989) y Jessop (1990), han planteado diferentes fórmulas, siendo la fórmula más utilizada para la estimación del calor radiogénico la de Rybach (1988). Los resultados entre estas fórmulas no muestran diferencias mayores al 3% (Clauser, 2011).

En este trabajo se utilizó la fórmula de Rybach (1988), la que indica que la RHP se calcula como sigue:

$$RHP=10^{-5}*\rho*(9.52C_U+2.56C_{Th}+3.48C_K) \quad (1)$$

Donde  $\rho$  es la densidad de la roca (en  $kg\ m^{-3}$ ) y  $C_U$ ,  $C_{Th}$  y  $C_K$  son las concentraciones de Uranio (en ppm), Torio (en ppm) y Potasio (en %), respectivamente.

El instrumento utilizado para estimar las concentraciones de los RHPe fue un espectrómetro de rayos gamma portátil (ERG), modelo RS 125 fabricado por *Radiation Solutions Inc.*, el cual posee un cristal de NaI(Tl) de unos 100 cm<sup>3</sup> como detector, que puede ser ajustado para responder a energías desde los 0,03 MeV hasta los 3 MeV, que son registradas en 1.024 canales.

El espectrómetro para estimar las concentraciones ocupa métodos indirectos que se fundamentan en medir peaks energéticos (Figura 5) dados para las emisiones de rayos gamma en el proceso de desintegración, con esto se estiman las concentraciones de K, eU (Uranio equivalente), eTh (Torio equivalente). El espectrómetro utiliza los siguientes parámetros para estimar las concentraciones:

-Potasio: 1368-1569 keV (1461 keV (<sup>40</sup>K))

-Uranio: 1659-1860 keV (1765 keV (<sup>214</sup>Bi))

-Torio: 2409-2808 keV (2615 keV (<sup>208</sup>Tl))

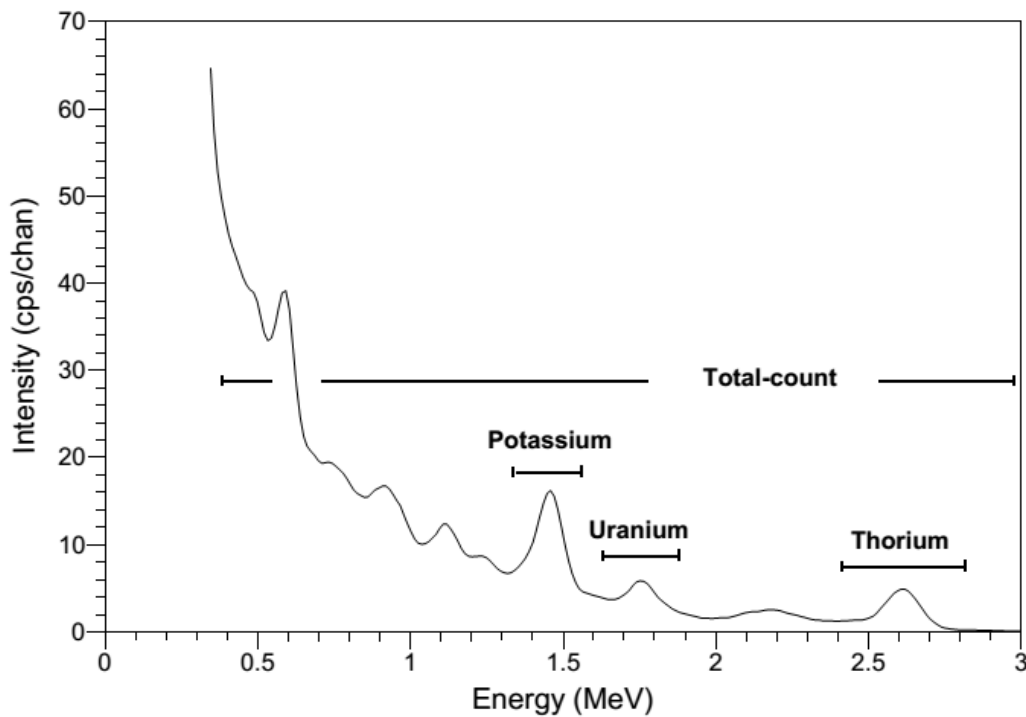


Figura 5: Peaks energéticos característicos para la emisión rayos gamma del K, U y Th (Modificado de IAEA (2003)).

La calidad de los datos varía dependiendo del tiempo de medición. Para este estudio se tomaron mediciones de 5 minutos, esto debido a las consideraciones del fabricante, y también a que la precisión es alrededor de 0.1 K%, 0.4 ppm eU y 0.6 ppm eTh, para mediciones de 4 minutos realizados por un espectrómetro de rayos gamma (IAEA, 2003). Para cada afloramiento se tomaron entre 3 a 5 mediciones, dependiendo del grado de dispersión entre las medidas, siendo 3 en el caso de mediciones similares y 5 en el caso de datos dispersos. Se procuró que la roca fuese plana, para medir en contacto con la superficie, que estuviese fresca, con escasas fracturas, y que el volumen total de roca fuese mayor a 1 m<sup>3</sup> (Figura 6).



**Figura 6: Medición con el espectrómetro de rayos gamma RS-125 de *Radiation solution Inc.***

Las fuentes de error para el instrumento vienen dadas por:

- Estadística: Se debe estrictamente al ruido estadístico producido en la medición, de manera que si se realiza el conteo con el suficiente tiempo, es posible alcanzar un grado de precisión y exactitud mayor.
- Calibración: Hay un cierto margen de error cuando el instrumento se calibra, por lo que la matriz de calibración medida se compensa con respecto a la matriz correcta. Esto dará lugar a un pequeño margen de error sistemático que afecta a la precisión. En niveles más altos, o si el tiempo de recuento se extiende (4 minutos a 4 % K, 25 ppm U, Th 70 ppm), este error será comparable al error estadístico y seguirá aumentando más rápido que el error estadístico.
- Geometría: Hay que considerar la geometría de la roca. El instrumento considera una roca de cara plana de por lo menos un metro de diámetro por un metro de profundidad, de condiciones homogéneas.
- Tiempo de conteo: A mayor tiempo de conteo se obtiene mayor precisión y certeza en los datos, se considera que 5 minutos son el estándar para condiciones de bajas anomalías en RHPe.
- Interferencia cruzada: Producto de la interferencia que se produce en los espectros de rayos gamma, el error combinado puede ser calculado usando la Tabla 1.

$$errorK = \sqrt{\sigma_K^2 + \sigma_{KU}^2 + \sigma_{KTh}^2}$$

Por ejemplo si se tiene 1% K, 10 ppm U, 10 ppm de Th el error del Potasio es 0,18. Para los demás elementos fue similar la estimación de errores.

<b>K %</b>	<b>1 sigma K%</b>	<b>1 sigma U ppm</b>	<b>1 sigma Th ppm</b>
<b>0</b>	0.000	0.000	0.000
<b>0.1</b>	0.030	0.041	0.006
<b>1</b>	0.096	0.130	0.019
<b>5</b>	0.214	0.291	0.042
<b>10</b>	0.303	0.412	0.060

<b>U ppm</b>	<b>1 sigma K%</b>	<b>1 sigma U ppm</b>	<b>1 sigma Th ppm</b>
<b>0</b>	0.000	0.000	0.000
<b>1</b>	0.043	0.307	0.027
<b>10</b>	0.135	0.970	0.087
<b>100</b>	0.427	3.067	0.274
<b>1000</b>	1.349	9.698	0.866
<b>10,000</b>	4.27	30.67	2.74

<b>Th ppm</b>	<b>1 sigma K%</b>	<b>1 sigma U ppm</b>	<b>1 sigma Th ppm</b>
<b>0</b>	0.000	0.000	0.000
<b>1</b>	0.023	0.237	0.539
<b>10</b>	0.072	0.750	1.705
<b>100</b>	0.228	2.373	5.391
<b>1000</b>	0.721	7.504	17.047
<b>10,000</b>	2.28	23.7	53.9

**Tabla 1: Base de cálculos de errores del K, U y Th.**

Para el posterior análisis de los resultados se debe considerar la validez de estos, por ello, algunos datos obtenidos se eliminaron debido a una mala manipulación del instrumento, como por ejemplo, medir sin que el instrumento se haya encontrado estabilizado o terminar la medición antes de tiempo.

Los datos de unidades geológicas que no se lograron medir, se tomaron de otros autores, además se agregaron datos de otros autores a unidades geológicas que sí tuvieron mediciones.

Los datos obtenidos se agruparon por formación geológica obteniendo un promedio para cada formación.

### **4.3 Capacidad calórica**

La capacidad calórica (J/kgK) se define como la cantidad de calor que se requiere para elevar la temperatura de una unidad de masa (1kg) de una sustancia por una unidad de incremento en temperatura (1K). La capacidad calórica a presión constante ( $C_p$ ) y la capacidad calorífica a volumen constante ( $C_v$ ) para un sólido a temperatura ambiente son iguales con un margen <1% (Cezairliyan, 1981). La capacidad calórica es isotrópica, en contraste con la conductividad termal que es altamente anisotrópico.

La capacidad calórica es altamente significativa para el modelamiento termal en el tiempo, porque cuando las rocas y sedimentos se calientan rápidamente, el calor requerido para elevar la temperatura de las rocas puede representar una fracción sustancial del flujo calórico total (Waples y Waples, 2004). Cuando la sedimentación o la erosión son lentas, el efecto de la capacidad calorífica es pequeño, porque la cantidad de calor absorbido o entregado por las rocas y sedimentos representa una pequeña fracción del flujo calórico total, y por tanto no afecta mayormente el gradiente geotermal (Waples y Waples, 2004). Para este estudio se tomaron capacidades caloríficas de la literatura.

### **4.4 Conductividad termal**

La conductividad térmica ( $W/(K*m)$ ) de una roca es la capacidad de conducir el calor a través de ella, es decir es la capacidad de una sustancia de transferir la energía cinética de sus moléculas a otras moléculas. La conductividad es isotrópica para la mayoría de las rocas volcánicas y plutónicas, lo cual no ocurre con las rocas sedimentarias y metamórficas, que presentan una alta anisotropía debido a estratificación o foliación. En general la conductividad termal de las rocas decrece con la temperatura. Para determinar la conductividad termal se debe tener en cuenta los efectos de la porosidad, para ello se miden las rocas en estado saturado y seco, generalmente se considera que las mediciones de rocas húmedas son más reales en relación a las muestras tomadas en terreno (Vosteen y Schellschmidt, 2003). Para este trabajo se utilizaron datos recopilados por diferentes autores para las distintas capas de la litósfera.

#### 4.5 Densidad de las rocas ( $\rho$ )

La densidad se define como la masa por unidad de volumen ( $\text{kg/m}^3$  o  $\text{g/cm}^3$ ). En las rocas, está estrechamente relacionada con la composición mineral. La densidad de la roca debe estar claramente definida: la densidad total, controlada por la porosidad y grado de cementación y la densidad de la matriz, dada por los componentes de esta y no toma en cuenta la porosidad (Sousa Camposinhos, 2014). La composición mineral de las rocas es controlada por los procesos genéticos y alterada por procesos secundarios. En rocas ígneas, los procesos secundarios regionales, usualmente presentan un efecto menor en la densidad. Para estas rocas la densidad se convierte en una buena herramienta de clasificación.

La densidad se midió usando los principios arquimedeanos, se pesa la roca en seco, luego se pesa la roca en un estanque lleno de agua (mediante una pesa de gancho), con la roca totalmente sumergida y sin tocar el fondo, la diferencia entre el peso en seco y dentro del agua, corresponde al peso del volumen de agua desplazada, tomando la densidad del agua total como  $1\text{gr/cm}^3$ , se obtiene el volumen de la roca.

$$\rho = \frac{m_{roca\ seca}}{m_{roca\ seca} - m_{roca\ sumergida}} \rho_{agua}$$

Donde  $m_{roca\ seca}$  = masa de la roca seca,  $m_{roca\ sumergida}$  = masa de la roca sumergida,  $\rho_{agua}$  = densidad del agua.

Algunas densidades como la son de la corteza media, inferior y manto litosférico se basaron en el trabajo de Tassara et al. (2006).

#### 4.6 Transferencia de calor mediante modelación con elementos finitos

Para modelar la transferencia de calor en las unidades que componen la litósfera, se utilizó un modelo de transferencia de calor con elementos finitos mediante el programa *Comsol* (v 4.3). Específicamente se utilizó el módulo de transferencia de calor en sólidos en estado estacionario. Se establecieron las condiciones de borde de flujo calórico y temperatura en la base de la litósfera, además de temperatura en el techo de la litósfera, para que la solución pudiese converger en el estado estacionario.

El programa resolvió la siguiente ecuación, para la transferencia de calor en derivadas parciales, tramo a tramo (elementos finitos):

$$\kappa \nabla^2 T + Q - \rho C_p \vec{V} * \nabla T = 0$$

En el caso de este estudio solo se consideró la conducción y calor radiogénico (Q) por lo cual el tercer término correspondiente a la convección no aporta en la ecuación de transferencia de calor. Para encontrar la convergencia de la solución el programa utiliza el método Pardiso y Newton.



## 5. Antecedentes geológicos

### 5.1 Litología y perfil estructural

Para obtener un perfil estructural, utilizado en la posterior modelación, se recopilaron diversos modelos estructurales de la corteza superior, como los trabajos de Fock (2005) y Armijo et al. (2010) (Figura 7, Figura 11). En tanto que, para la corteza media se tomaron los datos de Chulick et al. (2013) basados en sismica (Figura 8). Para la corteza inferior y manto litosférico los datos fueron tomados de Tassara et al. (2006) y Tassara y Echaurren (2012) basados en una recopilación de gravimetría y sismica (Figura 9, Figura 10).

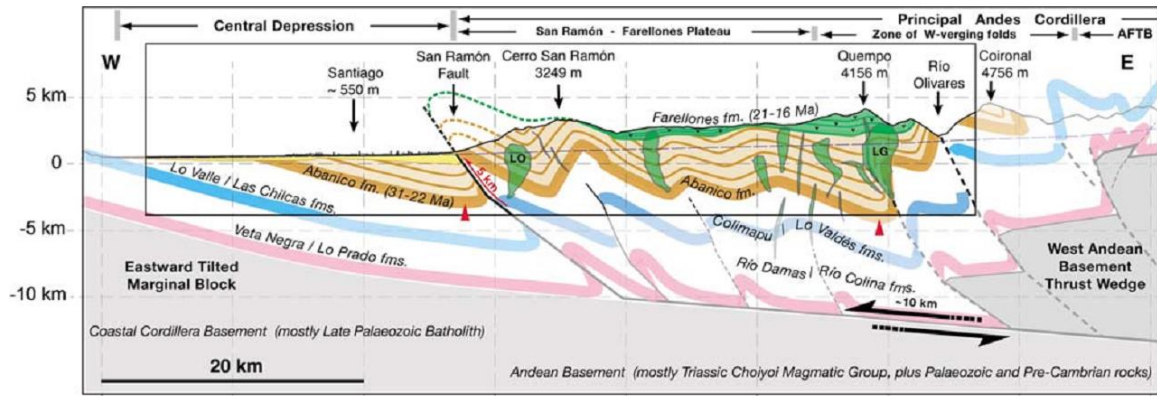


Figura 7: Modelo estructural propuesto para la cuenca de Santiago por Armijo et al. (2010).

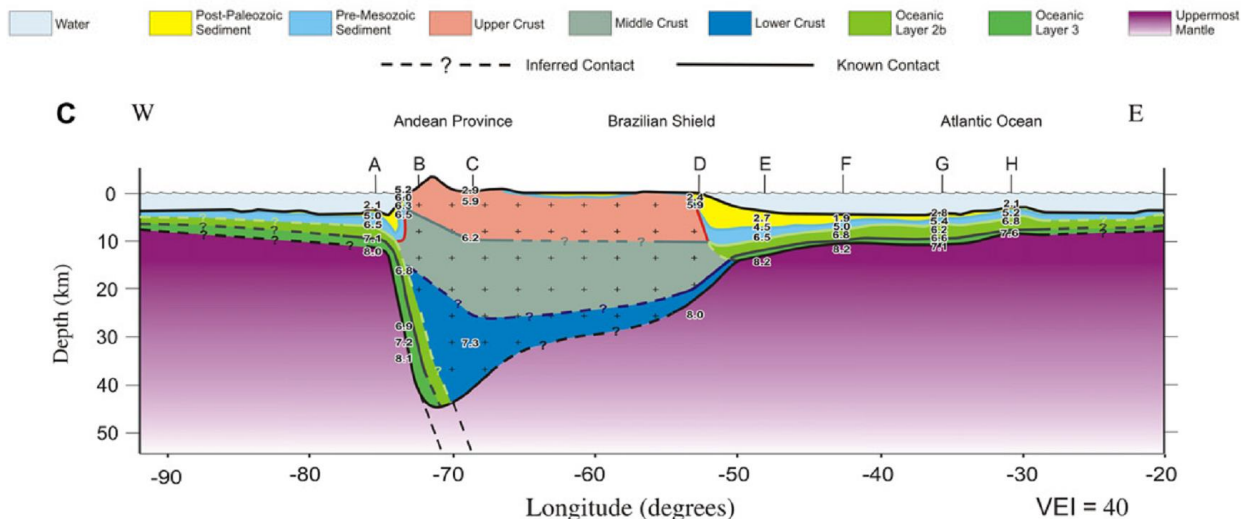


Figura 8: Modelo de la litósfera basado en velocidad de ondas sísmicas a los 33,5° S (exageración vertical es ~130x). (modificado de Chulick et al. (2013)).

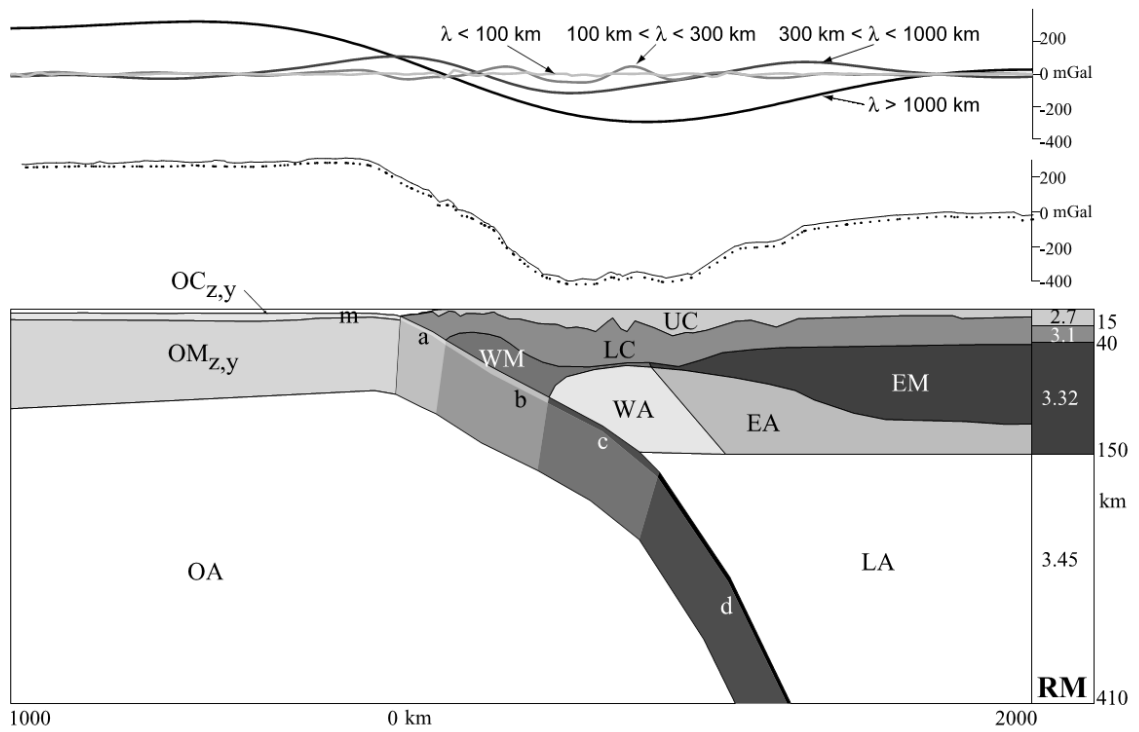


Figura 9: Modelo de densidades y geometría del litósfera de Tassara et al. (2006). (UC=corteza superior, LC=corteza inferior, WM= manto oeste, EM= manto este, WA=astenósfera oeste, EA=astenósfera este, LA=astenósfera baja, OC=corteza oceánica. OM=Manto oceánico, OA=astenósfera oceánica).

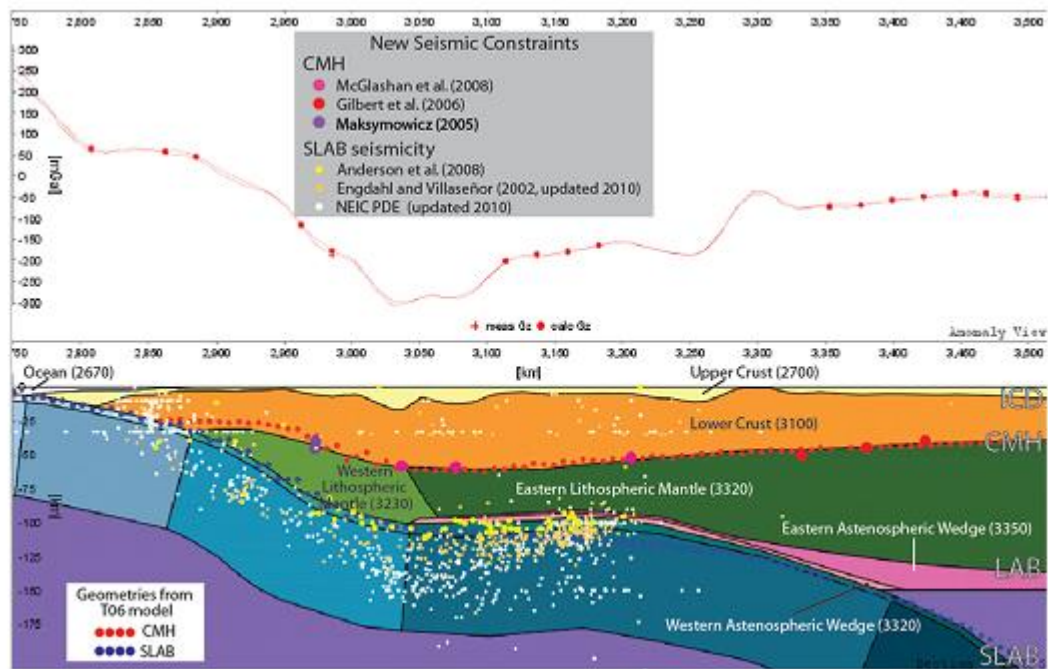


Figura 10: Modelo de densidades y geometría de la litósfera de Tassara y Echaurren (2012).

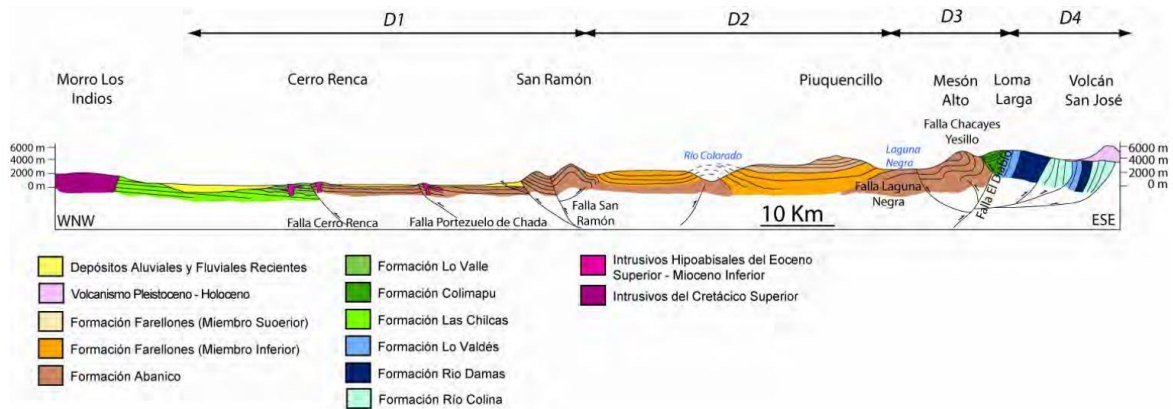


Figura 11: Perfil estructural de la zona de estudio de Fock (2005).

## 5.2 Perfil geológico esquemático

Basado en los antecedentes presentados anteriormente se construyó un perfil esquemático basado en consideraciones geológicas como son manto, espesor, fallas para la corteza superior, en tanto, para las demás capas de la litósfera se tomaron en cuenta los modelos geofísicos mencionados anteriormente.

### 5.2.1 Corteza superior

#### Formación Lo Prado

Correspondieron a brechas volcánicas, lavas andesíticas y rocas sedimentarias como areniscas con un espesor aproximado de 1.400-1.500 m de espesor (Figura 12).

#### Formación Veta Negra

Las rocas correspondieron principalmente al Miembro Ocoa, con lavas ocoíticas, tobas vítreas de lapilli y lavas afaníticas. Con un espesor en el perfil estructural entre 800 a 1.500 m (Figura 12).

#### Formación Las Chilcas

Las principales litologías de esta formación fueron lavas andesíticas, tobas y conglomerados con un espesor variable cercano a los 2.200 m de espesor (Figura 12).

#### Formación Lo Valle

Correspondieron a rocas volcánicas, tobas y lavas, con un espesor aproximado de 700 m (Figura 12).

#### Formación Abanico

Las rocas de la Formación Abanico correspondieron a rocas volcánicas y volcanoclásticas, correspondientes a lavas, tobas y brechas volcánicas con un espesor utilizado para el modelo estructural de aproximadamente 2.000 m de espesor (Figura 12).

## **Formación Farellones**

Las rocas de esta formación corresponden a tobas y andesitas, con un espesor un espesor máximo de 2.000 m (Figura 12).

### **Intrusivo Paleozoico**

Las rocas correspondieron a tonalitas, granito, granodiorita y cuarzodiorita. Este intrusivo parte de una profundidad de 3 km al oeste llegando alrededor de 10 km de profundidad hacia al este de la cuenca de Santiago (Figura 12).

### **Intrusivo Jurásico**

Las rocas correspondieron a tonalitas, granitos y granodioritas. Con un espesor de alrededor de 3.000 m (Figura 12).

### **Intrusivo Cretácico**

Este intrusivo es una franja norte-sur al oeste de la cuenca de Santiago, el modelo estructural considera intrusivos del Cretácico Superior e Inferior. Las rocas recolectadas fueron principalmente tonalita de anfíbola, granito de anfíbola y diorita. Con una profundidad de 1.500 a 2.500 m (Figura 12).

### **Intrusivo Oligoceno**

Intrusivos hipoabisales que correspondieron a andesitas y dacitas, que llegan a una profundidad de 1.600 m aproximadamente (Figura 12).

## **5.1.2 Corteza media**

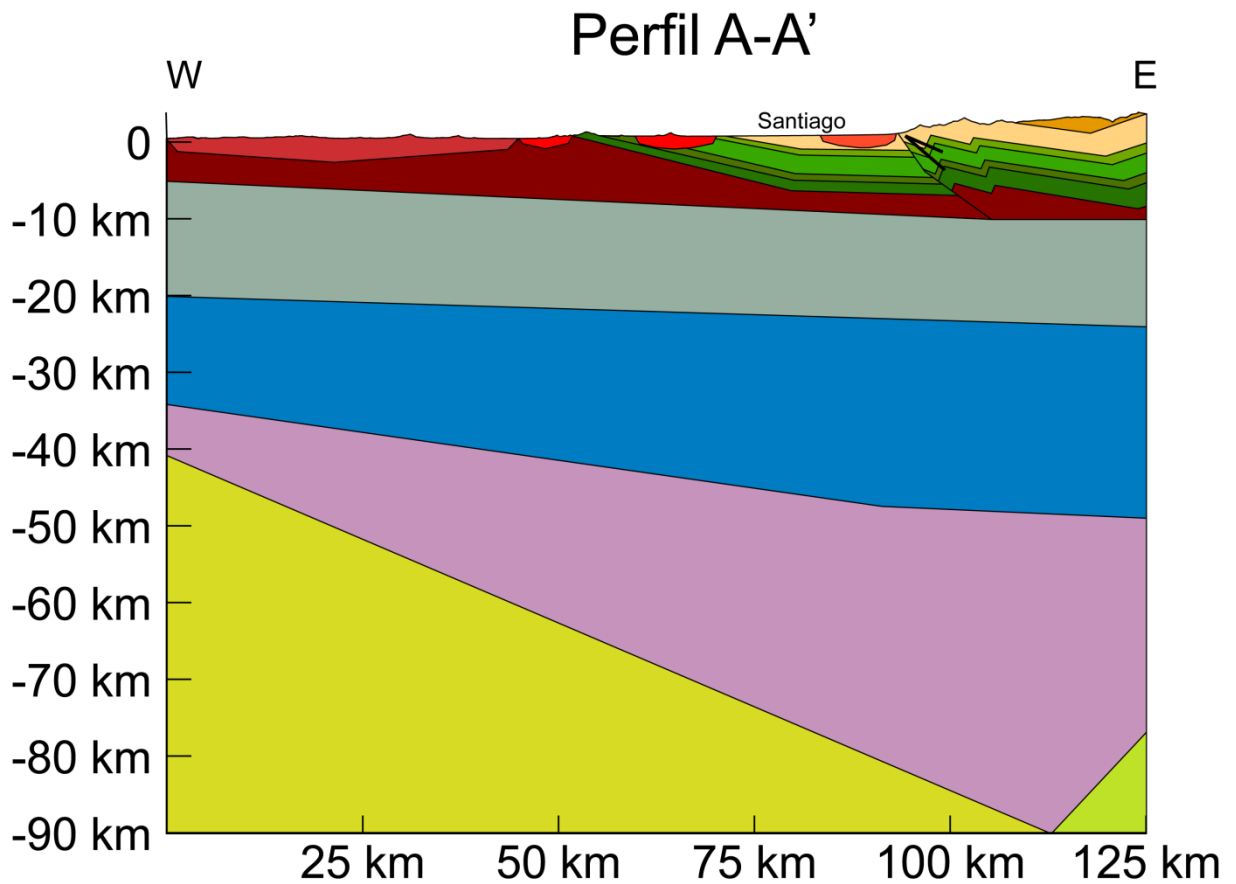
Según Rudnick y Gao (2003) la corteza media es definida como: i) la parte media, donde las velocidades estructurales sugieren una división natural de la corteza en tres capas, ii) la región entre la corteza superior y la discontinuidad de Conrad, iii) la primera capa si es que hay dos capas bajo la discontinuidad de Conrad. El estudio de la secciones corticales expuestas y en xenolitos, indican que la corteza media está dominada por rocas metamórficas en facies anfíbolita y/o granulita (Rudnick y Gao, 2003). Para el estudio, la corteza media tendrá una profundidad que varió entre 3 a 20 km aprox. en el oeste entre 10 y 24 km en el este (Figura 12).

## **5.1.3 Corteza inferior**

La corteza inferior se extiende de la corteza media hasta la discontinuidad de Mohorovičić (Moho). Litológicamente la corteza inferior correspondería a rocas en facie granulita. Para el modelo, la corteza inferior fluctuó entre los ~20 km hasta ~28 km en la parte oeste, y en el lado este de ~24 a ~48 km (Figura 12).

## **5.1.4 Manto litosférico**

Según distintos autores corresponderían a rocas ultramáficas como son peridotitas, dunitas, lherzolitas y harzburgitas. Su espesor se extiende desde el moho hasta el límite con la astenósfera. El modelo varió en el oeste de 34 a 41 km, y en el este 40 a 90 km. (Figura 12).



### Leyenda

#### Rocas Intrusivas

- Intrusivo Oligoceno
- Intrusivo Cretácico
- Intrusivo Jurásico
- Intrusivos Paleozoico

#### Estructuras

- Falla Inversa

#### Rocas Estratificadas

- Fm. Farellones
- Fm. Abanico
- Fm. Lo Valle
- Fm. Las Chilcas
- Fm. Veta Negra
- Fm. Lo Prado

#### Basamento

- Corteza Media
- Corteza Inferior
- Manto Litosférico
- Placa Océanica
- Cuña astenosférica

Figura 12: Perfil estructural de la litósfera en el área de estudio A-A' (la traza del perfil se ve en la Figura 4). Basado en Fock (2005); Tassara et al. (2006); Armijo et al. (2010); Tassara y Echaurren (2012); Chulick et al. (2013).

## 6. Producción de Calor Radiogénico y elementos radiogénicos

El Uranio, Torio, y Potasio son elementos altamente incompatibles y tienden a concentrarse en magmas más ácidos. Mediciones indican que desde un 20% a 80% del flujo calórico cortical se puede atribuir a la producción de calor radiogénico (Morgan, 2011). Típicamente los valores de producción de calor en la corteza son menores a  $0,1 \mu\text{Wm}^{-3}$ , para las rocas básicas y llegan a ser mayores a  $6 \mu\text{Wm}^{-3}$  en granitos radiogénicos (Morgan, 2011). El Potasio para la geoquímica es considerado un elemento mayor, en cambio el Uranio y Torio son considerados elementos trazas. Algunas relaciones de su abundancia relativa entre ellos han sido descritas por Rudnick et al. (1998); McLennan (2001); Jaupart y Mareschal (2003), los que asumen que en las rocas alrededor del mundo la razón Th/U  $\sim 4$  y la razón K/U  $\sim 1 \times 10^{-4}$ .

La producción anual de calor radiogénico en la tierra se estima en  $6,3 \times 10^{20}$  Julios (Jaupart et al., 2007), lo que corresponde a más 2 veces la energía primaria del mundo, en el año 2000.

De acuerdo a modelos geoquímicos, enfocados en explicar la composición de la corteza, la producción de calor promedio debiese ser  $0,93 \mu\text{W/m}^3$  (Rudnick y Fountain, 1995; Rudnick y Gao, 2003).

Por ejemplo la secuencia cortical completa de un arco de isla fue reconstruida en la cordillera de Hidaka en Hokkaido, Japón, hasta los 30 km. Para este arco la producción de calor promedio es de  $0,83 \mu\text{W/m}^3$  (Furukawa y Uyeda, 1989; Furukawa y Shinjoe, 1997)

### 6.1 Producción de calor radiogénico de la corteza superior

La producción de calor radiogénico ponderado para la corteza superior, en el área de interés, tomando en cuenta rocas intrusivas y estratificadas del perfil A-A' fue  $1,30 \mu\text{W/m}^3$ .

Intrusivo	Litología Principal	$\frac{K}{X}[\%]$ $\bar{x} \pm 2\sigma$	$\frac{U}{X}[\text{ppm}]$ $\bar{x} \pm 2\sigma$	$\frac{Th}{X}[\text{ppm}]$ $\bar{x} \pm 2\sigma$	$\frac{RHP}{X}[\mu\text{W/m}^3]$ $\bar{x} \pm 2\sigma$	$\frac{\rho}{X}[\text{g/cm}^3]$ $\bar{x}$
Paleozoico	Granodiorita	2.82±4.78	2.16±1.42	8.9±8.65	1.44±1.22	2.6
Jurásico	Tonalita	1.57±1.30	1.35±1.11	9.35±15.16	1.14±1.52	2.6
Cretácico	Granito	3.05±3.35	2.26±2.73	9.8±9.8	1.50±1.42	2.64
Oligoceno	Andesita	0.92±0.44	0.40±0.51	2.25±1.08	0.34±0.23	2.64
Mioceno	Granodiorita	3.56±0.53	3.62±0.90	12.76±3.34	2.06±0.47	2.6

Tabla 2: Tabla resumen de RHP para las rocas intrusivas. Los valores de K, U, Th de los Intrusivos Paleozoico y Jurásico son basados en los datos obtenidos por López -Escobar et al. (1979).

<b>Formación</b>	<b>Grupo Litológico</b>	<b>K[%] <math>\bar{x} \pm 2\sigma</math></b>	<b>U[ppm] <math>\bar{x} \pm 2\sigma</math></b>	<b>Th[ppm] <math>\bar{x} \pm 2\sigma</math></b>	<b>RHP[<math>\mu\text{W}/\text{m}^3</math>] <math>\bar{x} \pm 2\sigma</math></b>	<b><math>\rho[\text{g}/\text{cm}^3]</math> <math>\bar{x}</math></b>
<b>Lo Prado</b>	Volcánica	2.77 $\pm$ 3.14	2.32 $\pm$ 2.98	9.11 $\pm$ 6.01	1.44 $\pm$ 1.23	2.61
<b>Veta Negra</b>	Volcánica	3.58 $\pm$ 3.8	2.47 $\pm$ 3.11	10.39 $\pm$ 12.91	1.64 $\pm$ 1.85	2.67
<b>Las Chilcas</b>	Volcánica	2.49 $\pm$ 3.38	1.56 $\pm$ 2.77	6.42 $\pm$ 9.6	1.06 $\pm$ 1.6	2.65
<b>Lo Valle</b>	Volcánica	1.89 $\pm$ 3.64	1.10 $\pm$ 2.54	7.53 $\pm$ 18.17	0.88 $\pm$ 1.85	2.54
<b>Los Ratones</b>	Volcánica	4.27 $\pm$ 1.51	2.70 $\pm$ 1.59	18.93 $\pm$ 5.28	2.17 $\pm$ 0.75	2.44
<b>Abanico</b>	Volcánica	1.77 $\pm$ 1.91	1.36 $\pm$ 2.23	5.99 $\pm$ 7.07	0.88 $\pm$ 1.09	2.56
<b>Farellones</b>	Volcánica	2.17 $\pm$ 1.11	1.90 $\pm$ 1.37	8.26 $\pm$ 5.73	1.22 $\pm$ 0.73	2.59

**Tabla 3:** Tabla resumen de RHP para las rocas estratificadas. Algunos datos obtenidos de Abanico son de Nyström et al. (2003).

Tanto para las rocas estratificadas como para las rocas intrusivas la dispersión de los datos fue muy significativa con respecto a la media de los datos (Tabla 2 y Tabla 3), esto evidenció que la cantidad de calor radiogénico de todas las rocas cercanas y que subyacen la cuenca de Santiago tienen una gran variabilidad, lo que haría suponer que en las profundidades de la corteza no existiría una relación entre el decaimiento de este valor y la profundidad debido a esta gran variabilidad. Esto supone que una relación del calor radiogénico con la profundidad es prácticamente imposible. Según el estudio realizado por Brady et al. (2006) en el batolito de Sierra Nevada la producción de calor radiogénico tampoco decaería exponencialmente con la profundidad, más bien tendría un comportamiento aleatorio.

Según los datos recopilados por Wollenberg y Smith (1987) y Vilà et al. (2010), para las unidades estratificadas no existiría ningún valor que se escape de los rangos observados por estos autores (Tabla 4 y Tabla 5). Para Vilà et al. (2010) el promedio de las rocas volcánicas es de 0,97, con una desviación estándar de 1,13 (Tabla 4). Solo las formaciones Abanico y lo Valle estuvieron por debajo de este promedio. Por su parte, las formaciones Farellones, Las Chilcas, Veta Negra, Lo Prado y Estratos Los Ratones superaron el valor promedio, solo los Estratos de los Ratones estuvieron fuera del rango de confiabilidad de Vilà et al. (2010).

En las rocas intrusivas de la zona de estudio, existe una gran variación composicional de las rocas, por ejemplo, el intrusivo Mioceno es de composición ácida, mientras que el intrusivo Oligoceno tiene una composición básica. Esta diferencia se vio reflejada en los promedios de RHP de ambas litologías, donde el intrusivo Mioceno presenta un RHP significativamente mayor a la del intrusivo Oligoceno. Todos los intrusivos de la zona estuvieron dentro de los márgenes de confiabilidad de Vilà et al. (2010).

Los RHP promedio de las rocas estratificadas e intrusivas, excepto los Estratos Los Ratones, se encontraron en los rangos de confiabilidad. Esto sugiere que los datos fueron confiables para ser utilizados en la modelación de transferencia de calor en la litósfera.

Con la clasificación de los tipos de roca efectuada por Wollenberg y Smith (1987) y Vilà et al. (2010), podemos suponer que las rocas varían de este a oeste, de rocas más ácidas a rocas más básicas.

<b>Grupo Litológico</b>	<b>n</b>	<b>Densidad</b>	<b>Media</b>	<b>Std. dv.</b>	<b>Min.</b>	<b>10 percentil</b>	<b>25 percentil</b>	<b>50 percentil</b>	<b>75 percentil</b>	<b>90 percentil</b>	<b>Max.</b>
<b>material terrestre</b>	2188	2750	1.588	1.752	$< 10^{-3}$	0.159	0.504	1.181	2.076	3.394	24.685
<b>ígneo</b>	1218	2750	1.755	2.068	$< 10^{-3}$	0.104	0.453	1.212	2.437	3.761	24.685
<b>ígneo/plutónico</b>	861	2750	2.081	2.271	$< 10^{-3}$	0.194	0.677	1.695	2.686	4.191	24.685
<b>ígneo/plutónico/ultramáfico</b>	62	3300	0.226	0.232	$< 10^{-3}$	0.002	0.031	0.111	0.438	0.548	0.81
<b>ígneo/plutónico/gabroide-dioritoide/anortosita</b>	153	2900	0.535	0.54	0.01	0.056	0.16	0.371	0.809	1.23	3.845
<b>ígneo/plutónico/gabroide-dioritoide-anortosite/gabroide</b>	67	2950	0.468	0.37	0.052	0.082	0.179	0.345	0.722	0.998	1.467
<b>ígneo/plutónico/gabroide-dioritoide-anortosita/dioritoide</b>	43	2850	0.981	0.686	0.252	0.355	0.551	0.862	1.199	1.632	3.845
<b>ígneo/plutónico/granitoides</b>	583	2700	2.52	2.155	0.087	0.761	1.342	2.079	3.009	4.649	24.685
<b>ígneo/plutónico/granitoides/tonalita</b>	54	2750	1.784	1.861	0.087	0.363	0.611	1.043	2.195	3.901	8.496
<b>ígneo/plutónico/granitoides/granodiorita</b>	92	2700	2.073	1.235	0.471	0.762	1.438	1.879	2.511	3.135	8.011
<b>ígneo/plutónico/granitoides/granito</b>	309	2650	2.827	2.176	0.263	1.004	1.741	2.429	3.233	4.93	24.685
<b>ígneo/volcánico</b>	357	2650	0.97	1.133	0.009	0.067	0.196	0.573	1.211	2.568	6.554
<b>ígneo/volcánico/basalto</b>	166	2750	0.358	0.394	0.009	0.036	0.077	0.214	0.533	0.837	1.899
<b>ígneo/volcánico/andesita</b>	49	2650	0.781	0.362	0.067	0.294	0.472	0.818	1.094	1.212	1.416
<b>ígneo/volcánico/riolita</b>	56	2550	2.671	1.385	0.291	0.65	1.847	2.551	3.433	4.826	6.307
<b>sedimentaria</b>	464	2400	1.1	0.675	0.014	0.318	0.605	1.055	1.51	1.806	5.901
<b>sedimentaria/detrítica</b>	395	2400	1.189	0.66	0.032	0.45	0.705	1.163	1.579	1.827	5.901



<b>sedimentaria/detrítica/ lutita</b>	214	2400	1.392	0.702	0.165	0.574	0.968	1.442	1.657	1.864	5.901
<b>sedimentaria/detrítica/ wacka</b>	34	2400	0.984	0.535	0.125	0.318	0.548	0.993	1.212	1.806	2.184
<b>sedimentaria/detrítica/ arenisca</b>	128	2400	0.896	0.468	0.032	0.327	0.536	0.819	1.206	1.603	2.055
<b>sedimentaria/carbonat o</b>	32	2400	0.477	0.356	0.064	0.091	0.216	0.416	0.618	0.916	1.752
<b>metamórfica</b>	506	2800	1.634	1.512	0.019	0.215	0.524	1.288	2.274	3.206	12.652
<b>metamórfica/bajo grado-medio grado</b>	327	2750	1.715	1.473	0.023	0.238	0.619	1.49	2.39	3.195	12.652
<b>metamórfica/bajo grado-medio grado/metaígneo</b>	111	2750	1.334	1.841	0.023	0.092	0.242	0.529	2.024	2.997	12.652
<b>metamórfica/bajo grado-medio grado/metasedimentar ia</b>	130	2750	1.99	1.011	0.108	0.69	1.21	1.842	2.765	3.128	5.098
<b>metamórfica/alto grado</b>	179	2900	1.486	1.575	0.019	0.093	0.458	1.026	1.967	3.367	10.635
<b>metamórfica/alto grado/granulita</b>	83	2900	1.461	1.945	0.019	0.093	0.352	0.753	1.613	3.911	10.635
<b>metamórfica/alto grado/eclogita</b>	21	3300	0.258	0.216	0.024	0.024	0.06	0.247	0.435	0.659	0.731

Tabla 4: Valores estadísticos de RHP para diferentes grupos litológicos compilados por Vilà et al. (2010).

<b>Clase de Roca</b>	<b>Media</b>	<b>S.D.</b>	<b>Rango</b>	<b>n</b>
<b>Extrusivos ácidos</b>	4.1	2.7	1.1-16	124
<b>Intrusivos ácidos</b>	4.8	2.8	0.7-24	569
<b>Extrusivos intermedio</b>	1.9	0.9	0.6-5.3	57
<b>Intrusivos intermedio</b>	2.6	1.6	0.1-12	271
<b>Extrusivos básicos</b>	0.7	0.4	0.04-2.4	77
<b>Intrusivos básicos</b>	0.7	0.8	0.04-4.1	109
<b>Ultrabásico</b>	0.3	0.2	0.04-1.1	24
<b>Extrusivos Feldspatoide Alcalino Intermedio</b>	20	8.1	4.5-33	35
<b>Intrusivos Feldspatoide Alcalino Intermedio</b>	13	12	0.9-98	61
<b>Extrusivos Alcalino Básicos</b>	2.2	2	0.8-9.8	27
<b>Intrusivos Alcalino Básicos</b>	2	1.4	0.4-4.5	8
<b>Rocas sedimentarias químicas*</b>	1.4	2.3	0.04-11	38
<b>Carbonatos</b>	0.6	0.4	0.04-1.6	32
<b>Rocas sedimentarias detríticas**</b>	3	3.5	0.1-39	298
<b>Arcilla</b>	1.9	1	0.5-1.0	29
<b>Lutita</b>	4.1	1.4	0.9-27	126
<b>Arenisca y conglomerado</b>	2.3	2.6	0.1-35	143
<b>Rocas Metaigneas</b>	3.1	4.1	0.3-45	138
<b>Rocas Metasedimentaria</b>	2.5	1.7	0.1-17	207
<b>*Incluye carbonatos</b>				
<b>**Incluye arcilla, lutita, ar. y congl.</b>				

Tabla 5: Resumen de RHP y sus variaciones, en distintos tipos rocas. Modificado de Wollenberg y Smith (1987).

# Mapa de Producción de Calor Radiogénico

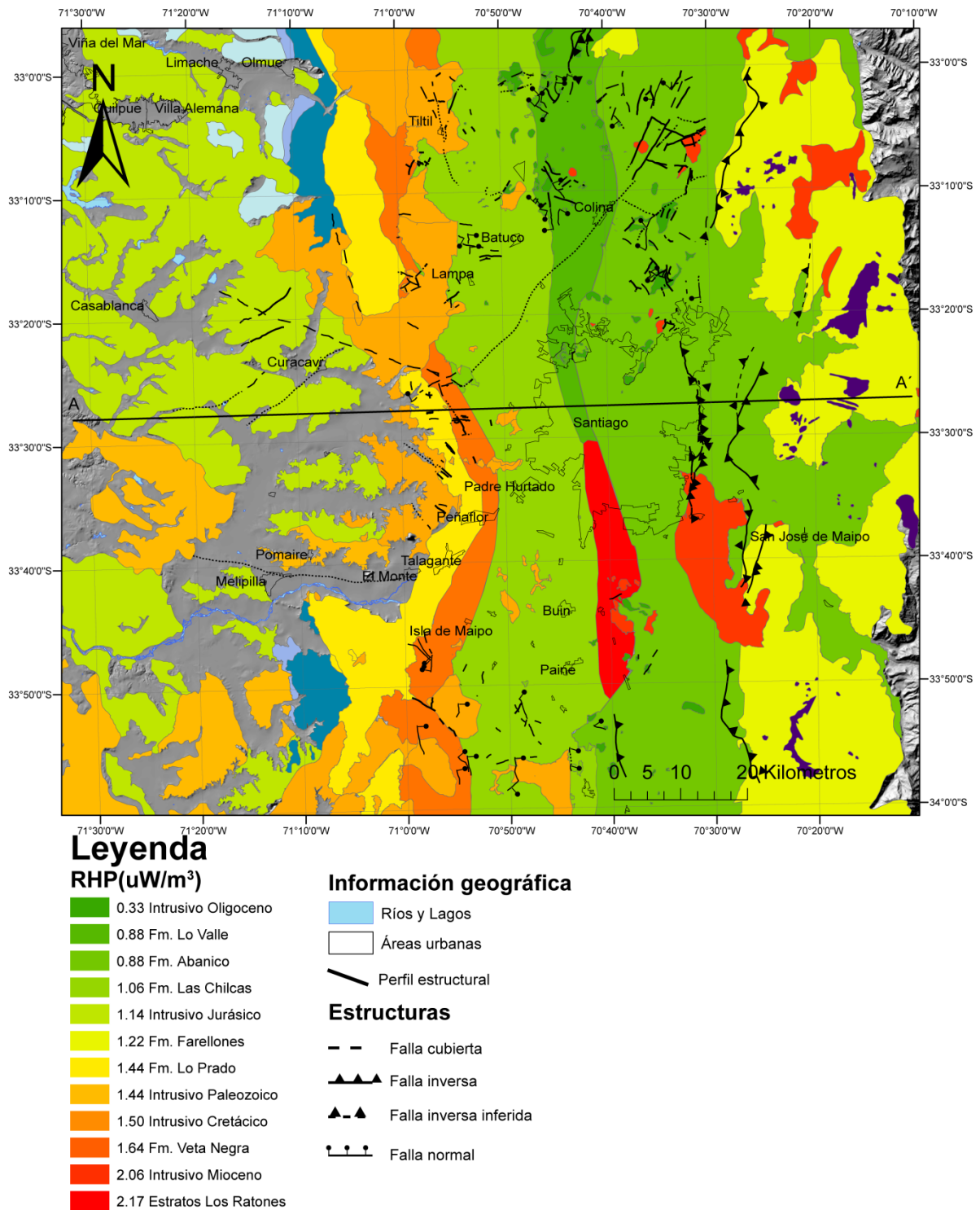


Figura 13: Mapa del promedio de RHP, para las distintas unidades geológicas que componen el basamento de la cuenca de Santiago. El orden del RHP va de menor a mayor. Las formaciones Cerro Calera, Horqueta y Ajjal no fueron consideradas para este estudio.

## **6.2 Producción de calor radiogénico de la corteza media**

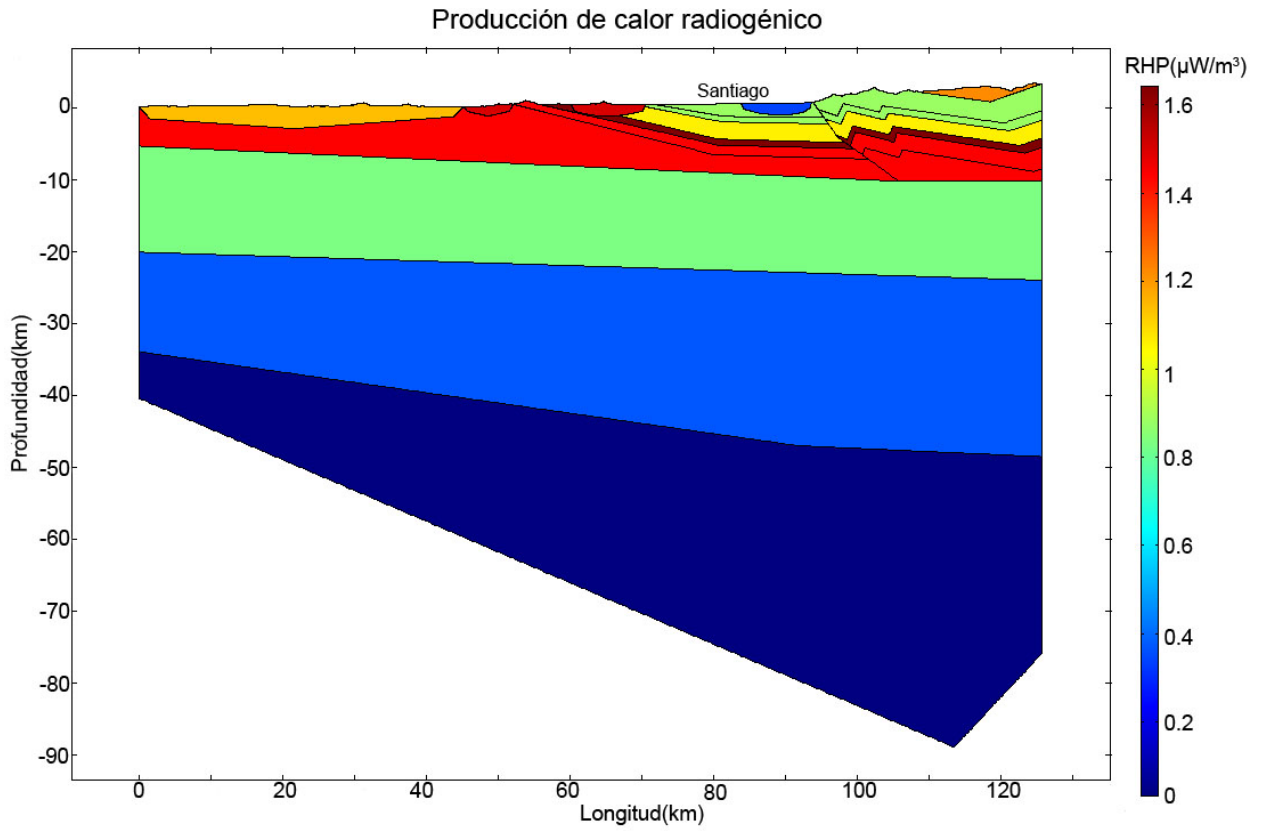
La composición de la corteza media es similar en distintos contextos geológicos, por ejemplo en la cordillera de Dabie, ubicada en China central, la composición es principalmente gneiss félsicos y granitos (Zhang et al., 2004), su producción de Calor Radiogénico es  $0,9 \mu\text{W}/\text{m}^3$ , estimada por He et al. (2009), basado en muestras similares medidas en Sulu y en Norte de China (Chi y Yan, 1998; He et al., 2009). En el cratón del norte de China, la corteza media está compuesta principalmente por anfibolitas, con una producción de calor radiogénico de  $0,86 \mu\text{W}/\text{m}^3$  (Chi y Yan, 1998). De acuerdo a estudios de velocidad de ondas sísmicas, la corteza media en diversos sectores del Este de China está compuesta por gneiss graníticos y anfibolita (Gao et al., 1999) y su producción de calor radiogénico es  $0,96 \mu\text{W}/\text{m}^3$  (He et al., 2009). Basado en la velocidad de ondas sísmicas Wang et al. (2005) y Yang et al. (2005) estimaron que la corteza media en Sulu está compuesta por un 40% de gneiss, 27% de anfibolitas, 18% de ortogneiss y 15% de paragneis y su tasa de producción de calor fue estimada en  $0,83 \mu\text{W}/\text{m}^3$  por He et al. (2009), este último valor fue el utilizado en el modelo de transferencia de calor (Figura 14).

## **6.3 Producción de calor radiogénico de la corteza inferior**

La composición de la corteza inferior es similar en distintos contextos geológicos, por ejemplo en la cordillera de Dabie, la parte superior de la corteza inferior está compuesta por un 80% de granulitas máficas y un 20% de granulitas félsicas y la parte inferior de la corteza está compuesta de granulitas máficas (Zhang et al., 2004), su producción de calor radiogénico es  $0,37 \mu\text{W}/\text{m}^3$  (He et al., 2009). La corteza media en distintos sectores del este de China tienen una composición máfica (Gao et al., 1999) y su producción de calor radiogénico es de  $0,54 \mu\text{W}/\text{m}^3$  (He et al., 2009). Wang et al. (2005); Yang et al. (2005) estimaron que la corteza inferior en Sulu está compuesta por 60% de gneiss intermedios/Granulitas y un 35% de granulitas máficas, además estudios de velocidad de ondas sísmicas y las condiciones de equilibrio derivadas de la composición de xenolitos de la corteza inferior indican que esta está compuesta principalmente por granulitas (Christensen y Mooney, 1995; Rudnick y Fountain, 1995). Mediciones de producción de calor radiogénico de granulitas en diferentes lugares del mundo están entre  $0,2-0,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$  (Ashwal et al., 1987; Fountain et al., 1987). De acuerdo a estudios recientes, basados en afloramientos de granulitas, su producción de calor radiogénico es  $0,4 \mu\text{W}/\text{m}^3$  (Hasterok y Chapman, 2011). El RHP de la corteza inferior fue  $0,37$  de He et al. (2009) en el modelo de transferencia de calor (Figura 14).

## **6.4 Producción de Calor Radiogénico del manto litosférico**

De acuerdo a una compilación de la composición química de xenolitos del manto, Hasterok y Chapman (2011) estimaron que el promedio de producción de calor radiogénico del manto litosférico es de  $0,031 \pm 0,024 \mu\text{W}/\text{m}^3$  con una mediana de  $0,022 \mu\text{W}/\text{m}^3$ . He et al. (2009) mediante perforaciones en el complejo metamórfico de Sulu, han obtenido valores en peridotitas de  $0,02 \pm 0,004 \mu\text{W}/\text{m}^3$ . El RHP del manto litosférico fue  $0,031$  de Hasterok y Chapman (2011) en el modelo de transferencia de calor (Figura 14).



**Figura 14: RHP en profundidad para el perfil A-A'. Su ubicación en la Figura 4. Basado en datos medidos en este trabajo (Tabla 2 y Tabla 3) y datos tomados de la literatura (López -Escobar et al. (1979), He et al. (2009) y Hasterok y Chapman (2011)).**

## 6.5 Elementos Radiogénicos

Los isótopos radiogénicos del K, U y Th son los que producen la mayor cantidad de calor, debido a la desintegración radioactiva.

Las concentraciones promedio de Potasio, en el área de interés, variaron entre 0,92% correspondiente al Intrusivo Oligoceno y 4,27% para los Estratos de Los Ratonos. Las unidades estratificadas que presentaron mayor cantidad de Potasio promedio fueron Fm. Lo Prado, Fm. Veta Negra y Estratos de Los Ratonos. Para las rocas intrusivas el con mayor promedio de Potasio fue el Intrusivo Mioceno (Figura 15).

Las concentraciones promedio de Uranio variaron entre 0,4 ppm del Intrusivo Oligoceno y 3,62 ppm del Intrusivo Mioceno. En las rocas estratificadas, las que presentaron las mayores concentraciones promedio de Uranio fueron Fm. Lo Prado, Fm. Veta Negra y Estratos Los Ratonos. En las rocas intrusivas la mayor concentración, de este elemento, correspondió al Intrusivo Mioceno (Figura 15).

Las concentraciones de Torio para las distintas rocas que afloran cercanas a la cuenca de Santiago variaron entre 2,25 ppm, para el intrusivo Oligoceno y 18,93 en los Estratos de los Ratonos. Para las rocas estratificadas las mayores concentraciones se registraron en las Fm. Veta Negra, Fm. Lo Prado y los Estratos de Los Ratonos, en tanto, para las rocas intrusivas, la mayor concentración de este elemento se registró en el intrusivo Mioceno (Figura 15).

Las Tabla 2 y Tabla 3 muestran que la variabilidad en las concentraciones de los elementos radiogénicos es amplia para todas las rocas cercanas a la cuenca, siendo comparable con el promedio de cada una. Los datos tomados en un mismo plutón no muestran grandes variaciones, a diferencia de las rocas estratificadas, las cuales presentaron una mayor dispersión en el mismo estrato de una formación, esto se debe al caso de que los intrusivos son más homogéneos que las rocas estratificadas.

# Concentración de Potasio

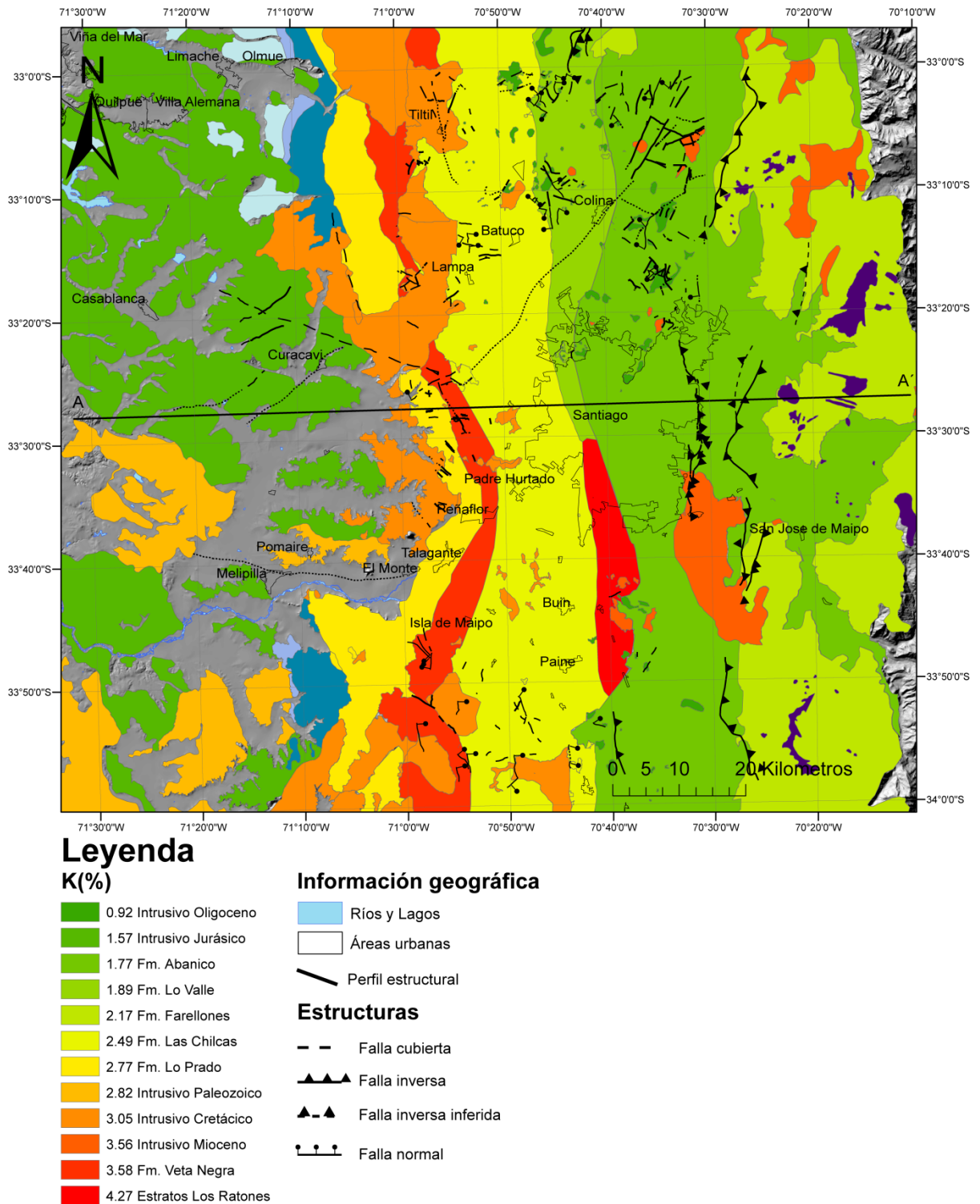
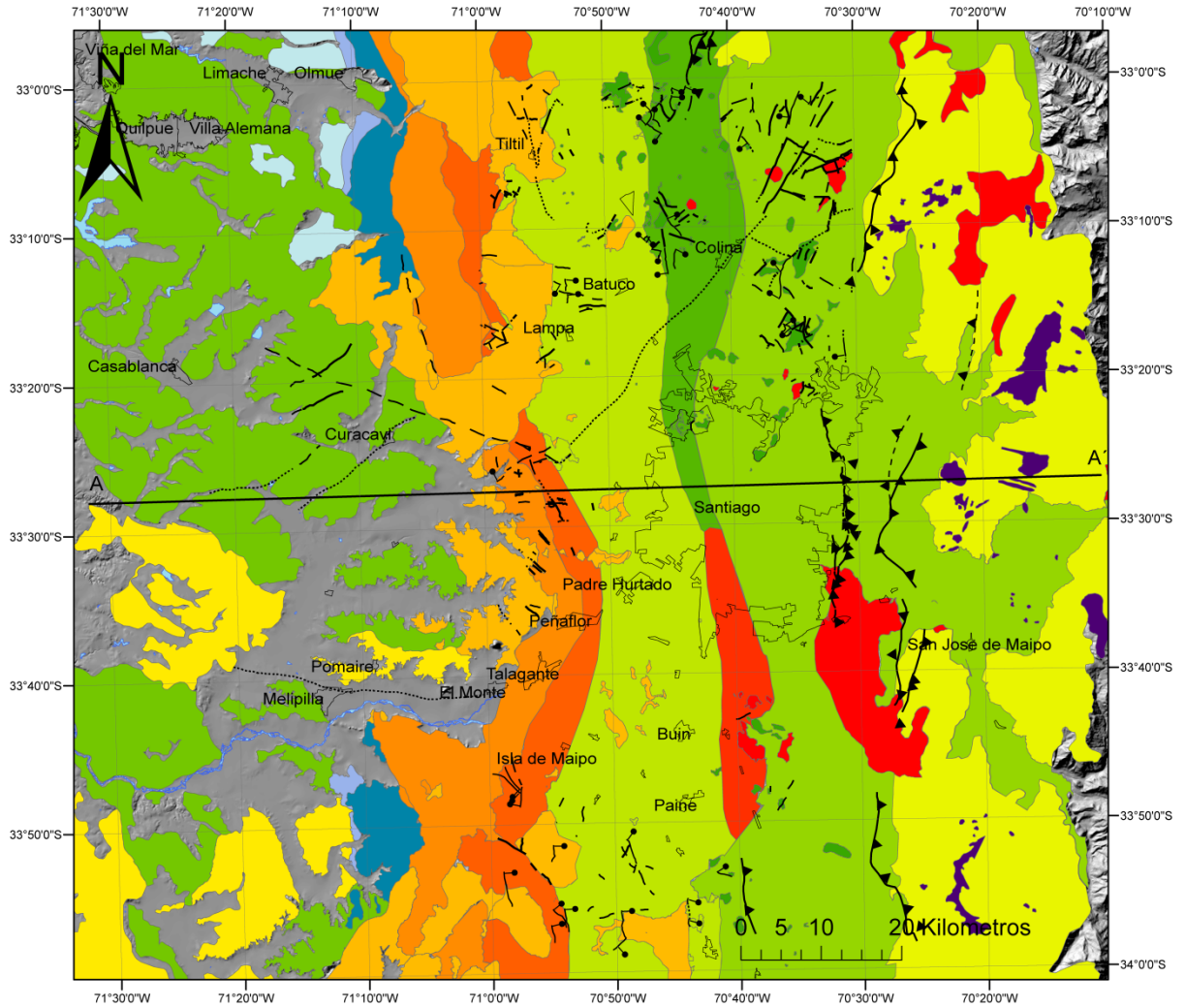


Figura 15: Concentración de Potasio promedio, por unidad geológica, ordenado de menor a mayor. Las formaciones Cerro Calera, Horqueta, Ajial y La Parva no fueron consideradas para este estudio.

# Concentración de Uranio



## Legenda

### U(ppm)

<span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:#008000; border:1px solid black;"></span>	0.40 Intrusivo Oligoceno
<span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:#00b050; border:1px solid black;"></span>	1.10 Fm. Lo Valle
<span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:#00c080; border:1px solid black;"></span>	1.35 Intrusivo Jurásico
<span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:#00e090; border:1px solid black;"></span>	1.36 Fm. Abanico
<span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:#00f0a0; border:1px solid black;"></span>	1.56 Fm. Las Chilcas
<span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:#90f000; border:1px solid black;"></span>	1.90 Fm. Farellones
<span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:#ffff00; border:1px solid black;"></span>	2.16 Intrusivo Paleozoico
<span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:#ffcc00; border:1px solid black;"></span>	2.26 Intrusivo Cretácico
<span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:#ff9900; border:1px solid black;"></span>	2.32 Fm. Lo Prado
<span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:#ff6600; border:1px solid black;"></span>	2.47 Fm. Veta Negra
<span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:#ff3300; border:1px solid black;"></span>	2.70 Estratos Los Ratones
<span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:#ff0000; border:1px solid black;"></span>	3.62 Intrusivo Mioceno

### Información geográfica

<span style="display:inline-block; width:20px; height:10px; background-color:#add8e6; border:1px solid black;"></span>	Ríos y Lagos
<span style="display:inline-block; width:20px; height:10px; border:1px solid black;"></span>	Áreas urbanas
<span style="display:inline-block; width:20px; border-bottom:2px solid black;"></span>	Perfil estructural

### Estructuras

<span style="display:inline-block; width:20px; border-bottom:2px dashed black;"></span>	Falla cubierta
<span style="display:inline-block; width:20px; border-bottom:2px solid black; margin-right:5px;">▲▲▲</span>	Falla inversa
<span style="display:inline-block; width:20px; border-bottom:2px solid black; margin-right:5px;">▲▲▲</span>	Falla inversa inferida
<span style="display:inline-block; width:20px; border-bottom:2px solid black; margin-right:5px;">●●●</span>	Falla normal

Figura 16: Concentración de Uranio promedio, por unidad geológica, ordenada de menor a mayor. Las formaciones Cerro Calera, Horqueta, Ajal y La Parva no fueron consideradas para este estudio.



# Concentración de Torio

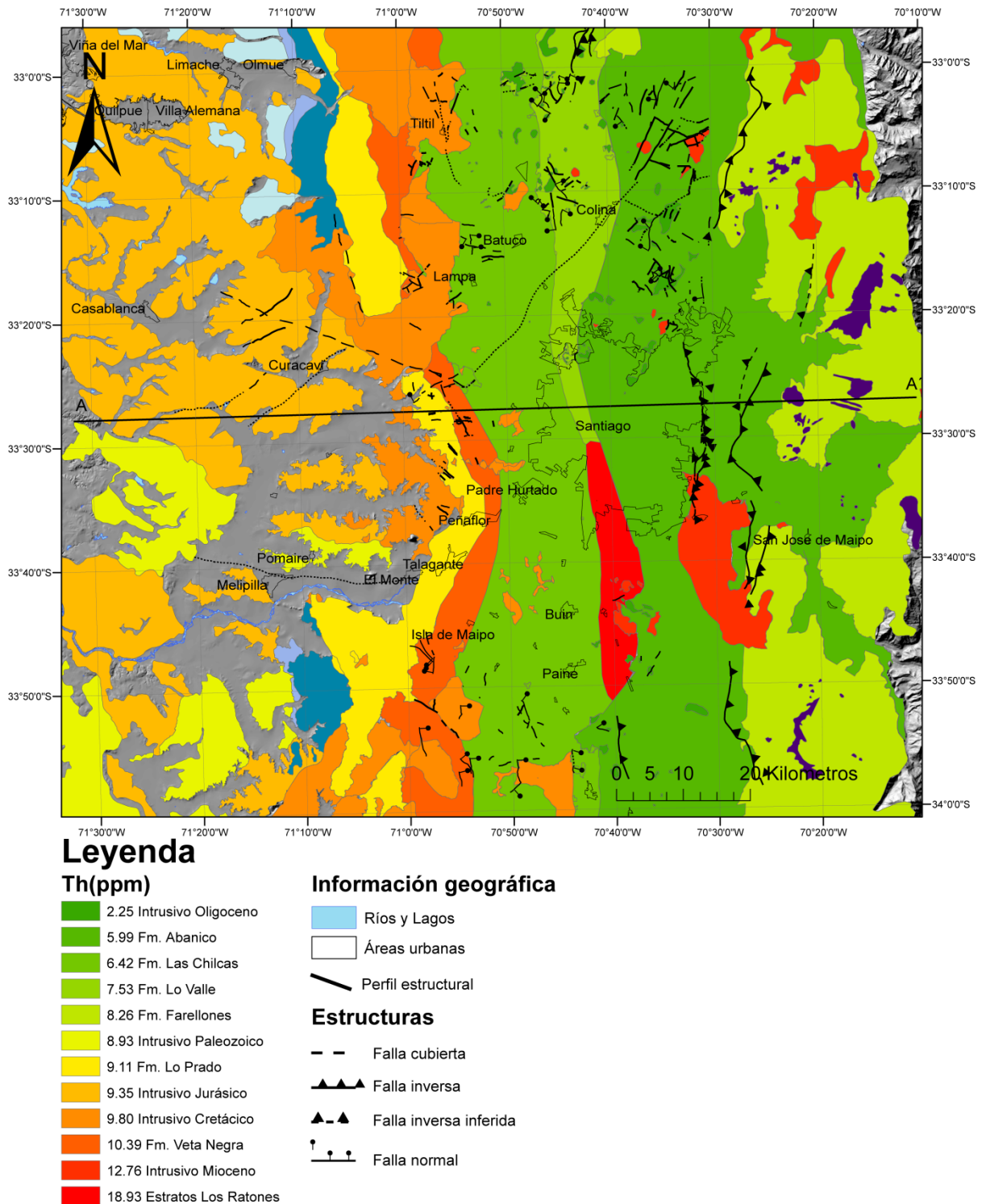


Figura 17: Concentración promedio de Torio, por unidad geológica, ordenado de menor a mayor. Las formaciones Cerro Calera, Horqueta, Ajal y La Parva no fueron consideradas para este estudio.

### 6.5.1 Distribución de las razones Th/U y K/U

La media mundial de la razón Th/U es  $\sim 4$  en el caso de la razón K/U es  $\sim 1 \times 10^4$ . Las razones Th/U medias, para las distintas rocas cercanas a la cuenca de Santiago, fueron cercanas a 4. Algunas rocas, como por ejemplo, las de Fm. Lo Valle y Estratos de Los Ratones, además de los intrusivos Jurásicos y Oligocenos fueron mayor a 4 (Figura 20), esto se puede deber a que algunas de estas unidades han sido más expuestas a meteorización, pues el Uranio y Potasio son altamente móviles en condiciones saturadas en agua (Taylor y McLennan, 1985) o bien, como algunas de las rocas observadas correspondieron a rocas sedimentarias o volcano-sedimentaria, la meteorización química y física, además del ordenamiento mineralógico durante el transporte y diagénesis fracciona los RHPe durante la formación de material sedimentario (McLennan, 2001; Rudnick y Gao, 2003).

Ahora bien del análisis, se observa que las mayorías de los datos obtenidos de las distintas formaciones geológicas tuvieron razones de Th/U entre 3 a 5 (Figura 18), lo cual hace suponer que no existió una pérdida significativa de Uranio, exceptuando algunos puntos de Fm. Lo Valle, Estratos de Los Ratones y Fm. Lo Prado, en el caso de las rocas estratificadas. En las rocas intrusivas, tanto el Intrusivo Jurásico como Paleozoico obtuvieron datos que se escaparon considerablemente de estos rangos (Figura 18), lo cual puede deberse a una removilización significativa de Uranio.

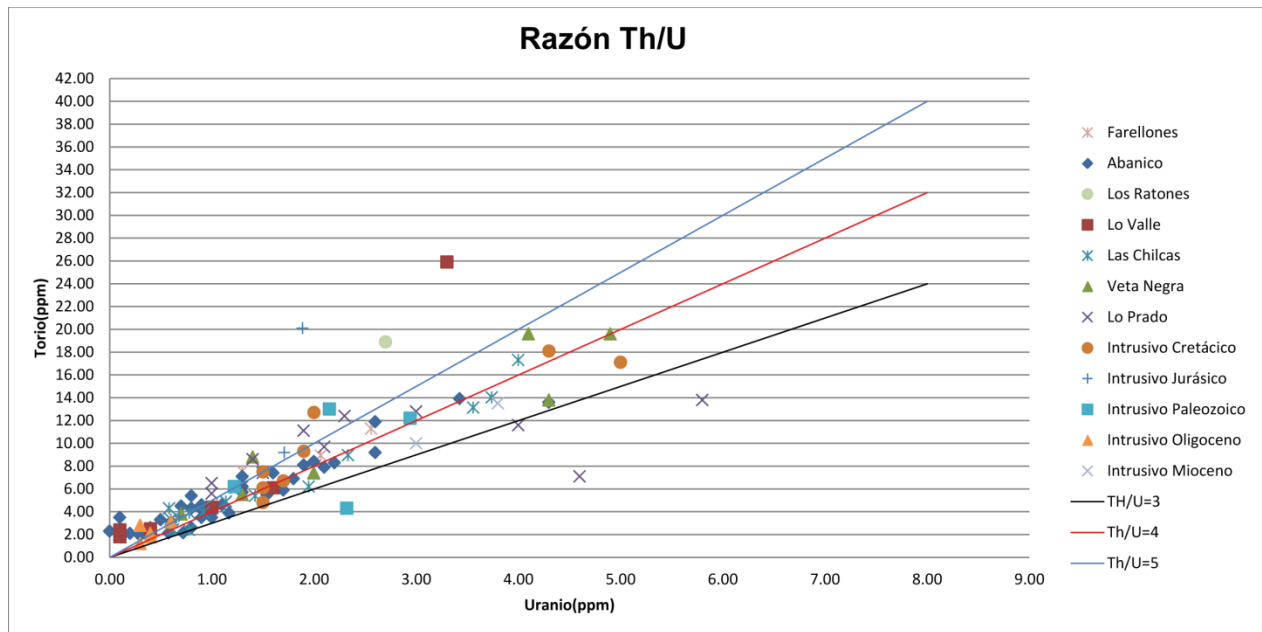


Figura 18: Razón Th/U, para las distintas unidades geológicas que componen el basamento de la cuenca de Santiago.

Para la razón K/U existe una mayor dispersión en los datos, pues muchas rocas de las distintas unidades estuvieron fuera del rango 1-2 que se muestra en la Figura 19. En tanto que, para los promedios por unidad geológica esta razón varió entre 0,98 y 2,30 (Figura 21).

En consecuencia, aunque pareciese haber removilización de elementos radiogénicos, la cual podría implicar que el valor de producción de calor radiogénico que se tomó para el posterior modelamiento de transferencia de calor en la litósfera podría inducir a errores, los resultados

presentados más adelante muestran absoluta consecuencia con los valores esperados, tanto en producción de calor radiogénico, como en estimaciones de gradiente termal o flujo calórico.

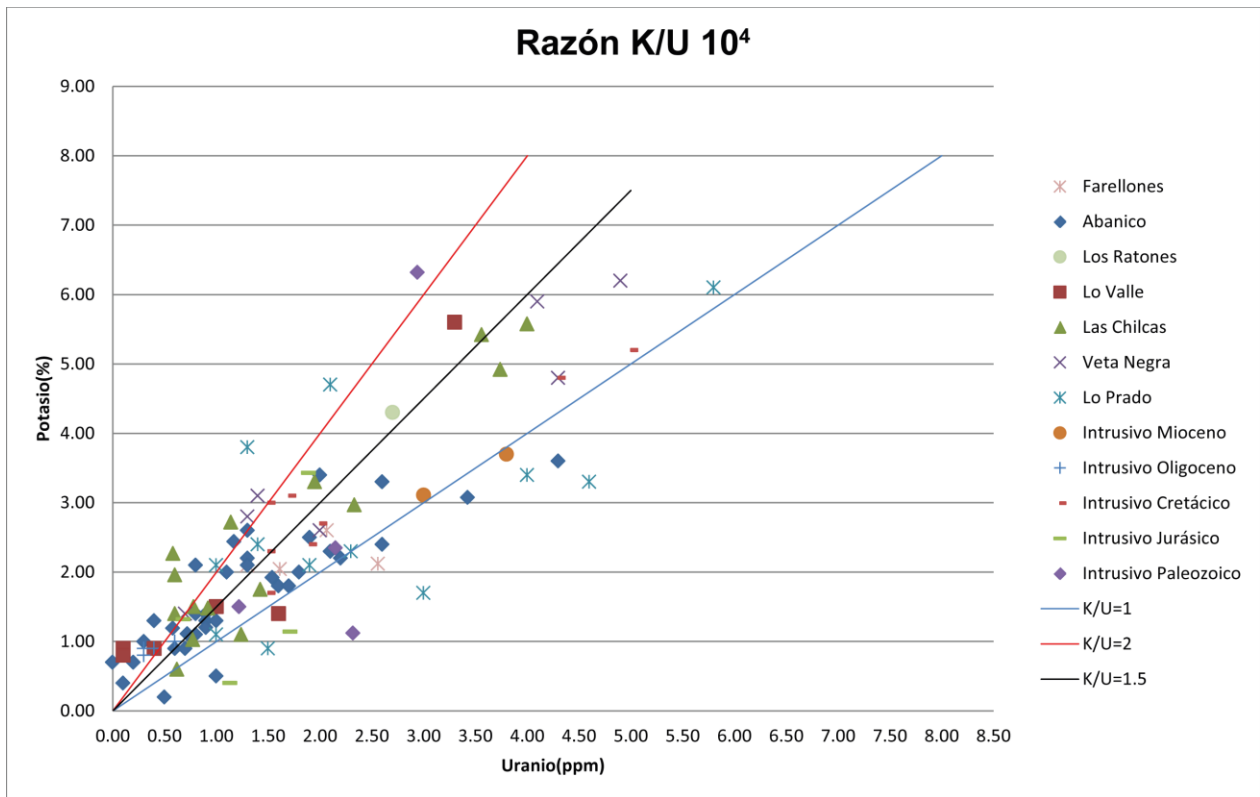


Figura 19: Razón K/U ( $\times 10^4$ ) de los diferentes puntos obtenidos para cada unidad geológica que compone el basamento de la cuenca de Santiago.

Sin embargo, el aumento de esta razón no se solo se puede deber a la removilización, sino que también se puede deber a las características propias de cada roca, por lo tanto, es difícil afirmar si existen problemas con los datos.

# Razón Th/U

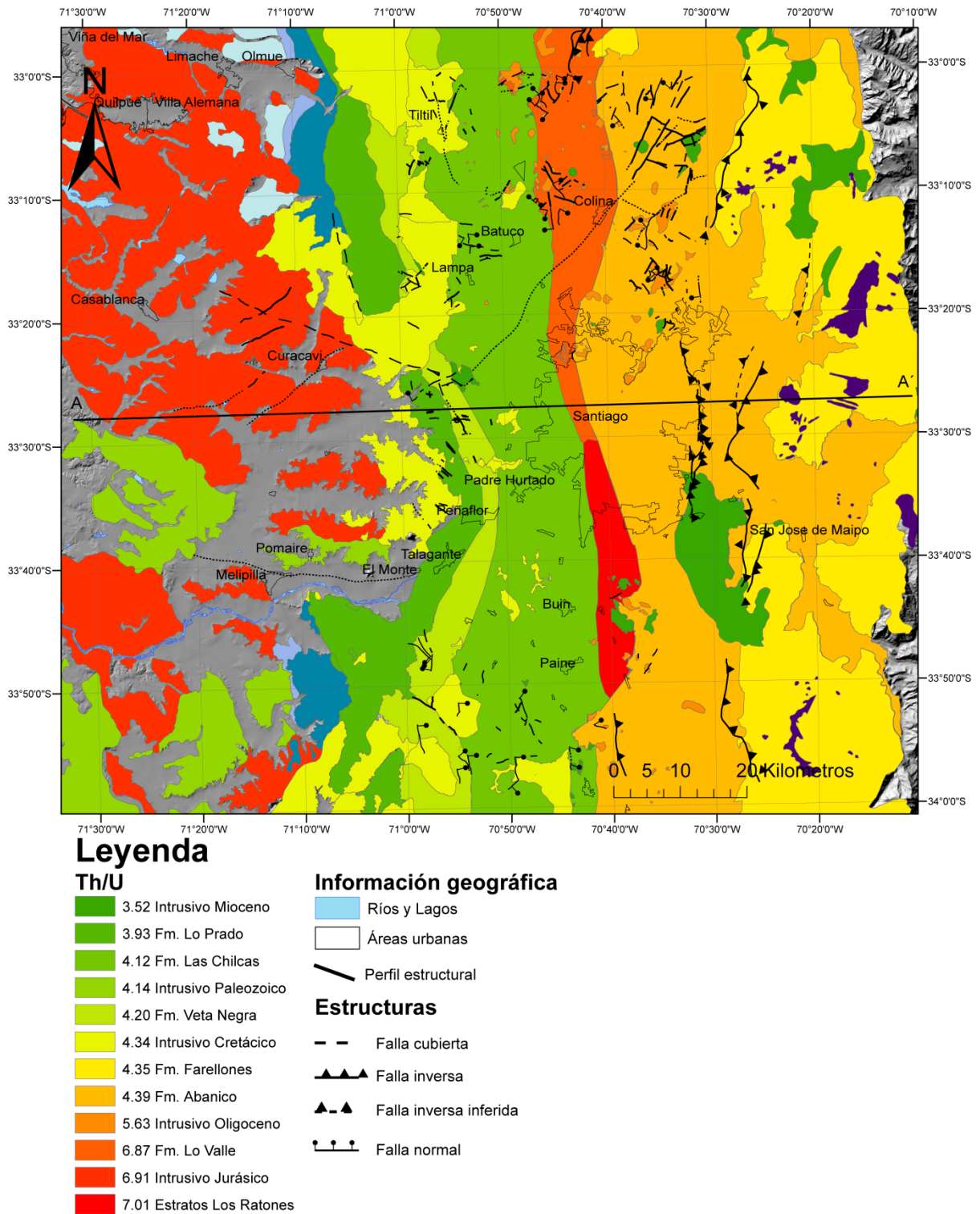


Figura 20: Razón Th/U, para las rocas que componen el basamento de la cuenca de Santiago. El orden de la leyenda es de menor a mayor. Las formaciones Cerro Calera, Horqueta, Ajal y La Parva no fueron consideradas para este estudio.

# Razón Th/U

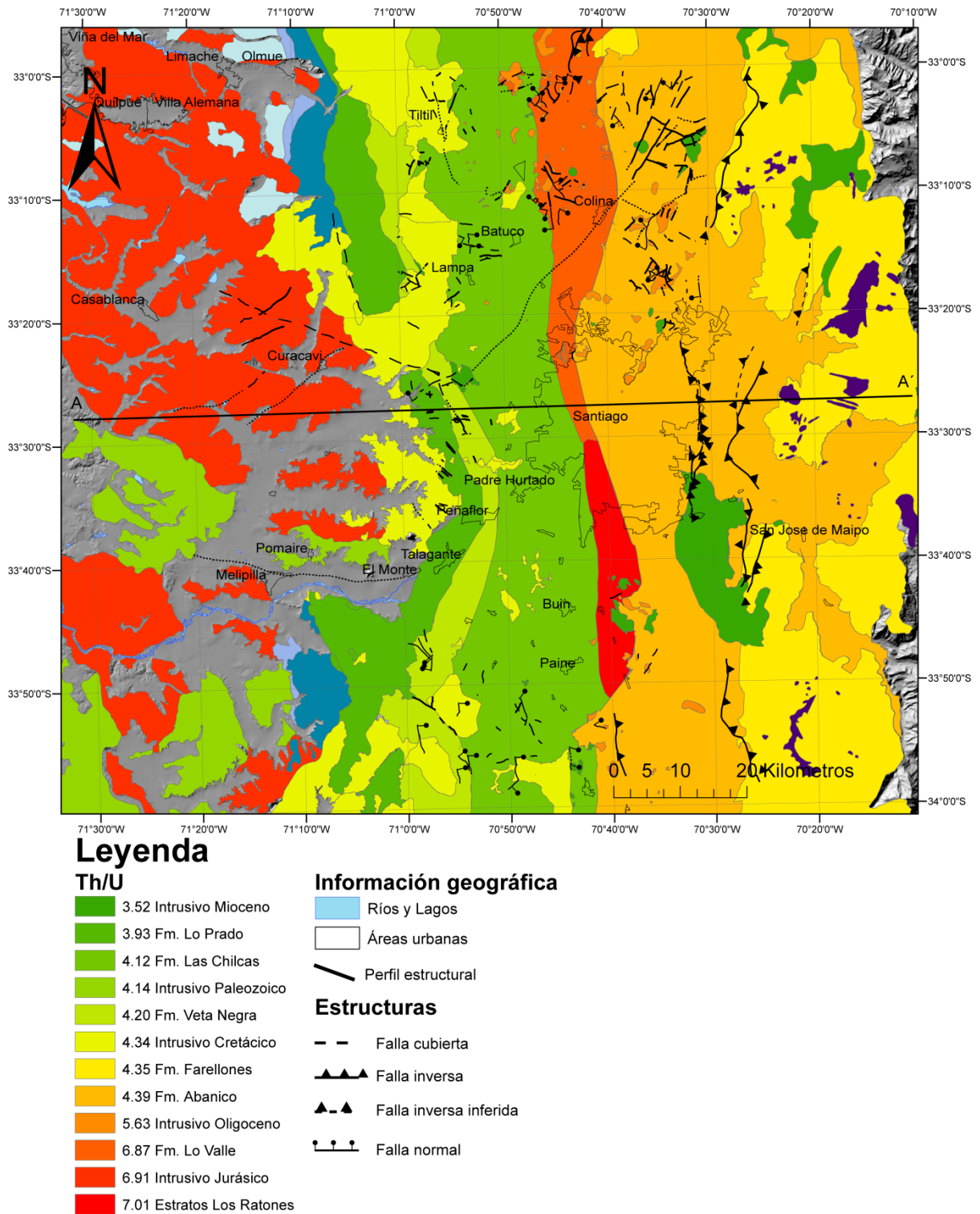


Figura 21: Razón  $K/U(x10^4)$  para las rocas que componen el basamento de la cuenca de Santiago. Las razones van de menor a mayor. Las formaciones Cerro Calera, Horqueta, Ajal y La Parva no fueron consideradas para este estudio.

## 7. Modelo de transferencia de calor en la litósfera

### 7.1 Propiedades termales de las rocas

#### 7.1.1 Conductividad termal

La conductividad termal de las rocas disminuye con la temperatura, diversos autores han sugerido funciones para la variación de la conductividad con la temperatura (Rybach y Buntebarth, 1982; Kukkonen y Joeleht, 1996; Kukkonen et al., 1997; Jaupart et al., 1998; Popov et al., 1999; Roy y Rao, 1999; Lewis et al., 2003). En este trabajo, se ocupó la función de variación de conductividad termal con la temperatura determinada por Kukkonen et al. (1997):

$$K_T = K_{ref} \left( \frac{1}{1 + b(T - 273.15)} \right) + K_{ref} c(T)^3 \quad (2)$$

Donde  $K_{ref}$  es la conductividad termal medida a temperatura ambiente,  $b$  y  $c$  son constantes experimentales y la temperatura es en Kelvin. Se ocupó un coeficiente  $b$   $0,0015K^{-1}$  para la corteza superior y  $0,0001K^{-1}$  para la corteza media e inferior (Roy y Rao, 1999; Correia y Šafanda, 2002). Debido a que la radiación comienza a ser importante a temperaturas sobre  $800^\circ C$ , la constante  $c$  se consideró  $0$  para la corteza superior y media, mientras que para la corteza inferior y manto litosférico  $c$  es  $10^{-10}$ , de acuerdo a los resultados de Schatz y Simmons (1972) para rocas ultramáficas del manto (Kukkonen y Joeleht, 1996).

Los valores para el  $K_{ref}$  han sido tomados de He et al. (2009) y se especifican en la siguiente tabla:

Capas	A, $\mu W m^{-3}$	K, $W m^{-1} K^{-1}$
Corteza superior 5–10 km	1.1	2.9
Corteza media	0.83	2.8
Corteza inferior	0.37	2.5*
Manto Superior	0.24	3

\* siguiendo a Kukkonen et al. (1997) y Ray et al. (2006).

Tabla 6: Valores referenciales de conductividad termal para las distintas capas de la litósfera (modificado de He et al. (2009))

#### 7.1.2 Capacidad calórica a presión constante (Cp)

##### 7.1.2.1 Corteza superior y media

La capacidad calórica isobárica medida en condiciones ambientales, para distintas rocas, va desde  $740$  hasta  $850 JKg^{-1}K^{-1}$  y los valores más elevados se registran en las rocas sedimentarias. Al aumentar la temperatura puede alcanzar  $1050 JKg^{-1}K^{-1}$  a  $300^\circ C$  (Vosteen y Schellschmidt, 2003).

### 7.1.2.2 Corteza inferior

Basado en la composición modal de granulitas máficas y los valores de capacidad calórica isobárica de los minerales constituyentes Robie y Hemingway (1995) estimaron una ecuación general de la capacidad calórica para granulitas, que se considera representativa de la corteza inferior, como sigue:

$$C_p = 1618,4 - 0,0210T - 14047T^{-0,5} \quad (3)$$

Donde la temperatura (T) es en Kelvin.

### 7.1.2.3 Manto litosférico

De acuerdo a la composición modal del manto litosférico, Robie y Hemingway (1995) calculó la capacidad calórica a presión constante de la siguiente manera:

$$C_p = 1828,8 - 0,0103T - 18285T^{-0,5} \quad (4)$$

Donde la temperatura (T) es en Kelvin.

## 7.2 Propiedades físicas y termales para la modelación

La tabla 7 muestra un resumen de los datos utilizados para realizar el modelamiento de la transferencia de calor con elementos finitos y estimar el flujo calórico, que llega a la superficie, para el perfil A-A´.

Las densidades en la corteza superior vienen dadas por los valores obtenidos de las mediciones de en las distintas unidades geológicas realizadas en este trabajo. Para las otras unidades de la litósfera, se utilizaron valores de densidad recopilados de la literatura mencionadas anteriormente.

Unidad Geológica	$\rho$ [Kg/m <sup>3</sup> ]	Cp [J/Kg*K]	K[W/mK]	A[ $\mu$ W/m <sup>3</sup> ]
Manto litosférico	3310	$1828.8-0.0103*T-18285*T^{-0.5}$	$3*(1/(1+0.0001*(T-273.15)))+3*1e-10*T^{-3}$	0.031
Corteza inferior	3100	$1618.4-0.0210*T-14047*T^{-0.5}$	$2.5*(1/(1+0.0001*(T-273.15)))$	0.37
Corteza Media	3100	1000	$2.8*(1/(1+0.0001*(T-273.15)))$	0.83
Intrusivo Paleozoico	2600	800	$2.9*(1/(1+0.0015*(T-273.15)))$	1.44
Intrusivo Jurásico	2600	800	$2.9*(1/(1+0.0015*(T-273.15)))$	1.14
Intrusivo Cretácico	2640.81	800	$2.9*(1/(1+0.0015*(T-273.15)))$	1.50
Intrusivo Oligoceno	2640.81	800	$2.9*(1/(1+0.0015*(T-273.15)))$	0.33
Intrusivo Mioceno	2640.81	800	$2.9*(1/(1+0.0015*(T-273.15)))$	2.06
Lo Prado	2612.35	800	$2.9*(1/(1+0.0015*(T-273.15)))$	1.44
Veta Negra	2669.03	800	$2.9*(1/(1+0.0015*(T-273.15)))$	1.64
Las Chilcas	2645.98	800	$2.9*(1/(1+0.0015*(T-273.15)))$	1.06
Lo Valle	2543.68	800	$2.9*(1/(1+0.0015*(T-273.15)))$	0.88
Abanico	2558.39	800	$2.9*(1/(1+0.0015*(T-273.15)))$	0.88
Farellones	2588.9	800	$2.9*(1/(1+0.0015*(T-273.15)))$	1.22

Tabla 7: Resumen propiedades físicas y termales necesarias para la modelación.

Los datos del calor específico, para la corteza inferior y manto litosférico son de Robie y Hemingway (1995), para las demás capas, fueron considerados los valores propuestos por Vosteen y Schellschmidt (2003). La conductividad está basada en la fórmula de Kukkonen et al. (1997) mencionada anteriormente.

Los valores de la producción de calor radiogénico para las unidades constituyentes de la corteza superior fueron obtenidos en este trabajo y se encuentran en las tablas 2 y 3. En tanto que, para la corteza media e inferior los datos fueron de He et al. (2009). Para el manto litosférico fue de Hasterok y Chapman (2011).



### 7.2.1 Condiciones de borde

Para el modelo de flujo calórico se asumieron las siguientes condiciones de borde:

- Ambos bordes del perfil A-A' están aislados termalmente.
- Temperatura interface litósfera-asténósfera igual a 1300°C.
- Temperatura en el techo de la corteza superior igual a 15°C .
- Flujo calórico de corte, corresponde a la interacción entre la placa oceánica y continental de 25 mW/m<sup>2</sup>. Calor de corte ( $Q_{sh}$ ) =  $\tau V = 25 \text{ mW/m}^2$  donde  $\tau$  es el stress de corte (10 MPa) y V la velocidad de convergencia (8 cm/año).

### 7.2.2 Malla de elementos finitos.

La malla que se utilizó para modelar la transferencia de calor en la litósfera, correspondió a la más fina, controlada por la física, definida por el *software COMSOL multiphysics* (v. 4.3).

### 7.3 Modelo Termal perfil A-A'

#### 7.3.1 Flujo calórico y gradiente geotermal

Para la corteza superior la mayoría de los valores estimados fluctuaron entre 45 a 65 mW/m<sup>2</sup> (Figura 22), sin embargo, en algunos casos, variaciones en el relieve produjeron que estos valores disminuyeron o aumentaron, respecto del rango mencionado. Existieron diferencias entre el oeste y este en los valores del flujo calórico, mostrando valores mayores cercanos a la cuenca de Santiago y menores a ambos lados de ella.

En la corteza media los valores de flujo calórico oscilaron entre 36 a 50 mW/m<sup>2</sup>, hubo una disminución del flujo calórico en la parte superior de la corteza media de oeste a este. Los valores de flujo calórico para la corteza inferior estuvieron entre 29 y 36 mW/m<sup>2</sup>. En la parte inferior del manto litosférico fluctuó entre 25-29 mW/m<sup>2</sup> (Figura 22).

El flujo calórico, hacia el lado oeste de la cuenca de Santiago, presentó un descenso llegando aproximadamente hasta los 60 mW/m<sup>2</sup>, hacia al este justo antes de la falla de San Ramón fue 65 mW/m<sup>2</sup>, y al este de ella superior a los 70 mW/m<sup>2</sup>. A los 4 km de profundidad el flujo calórico fue de 55 mW/m<sup>2</sup>, decreciendo hasta 50 mW/m<sup>2</sup> a los 8 km (Figura 23).

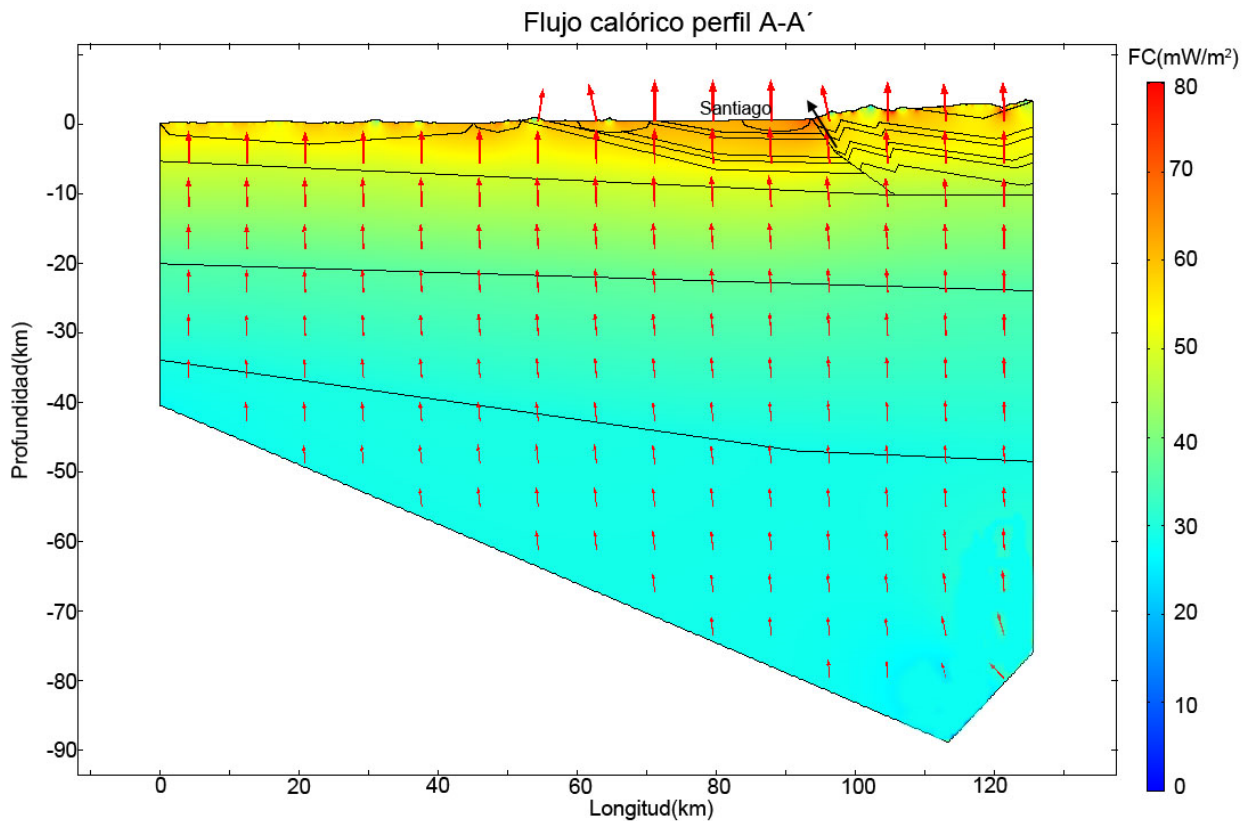
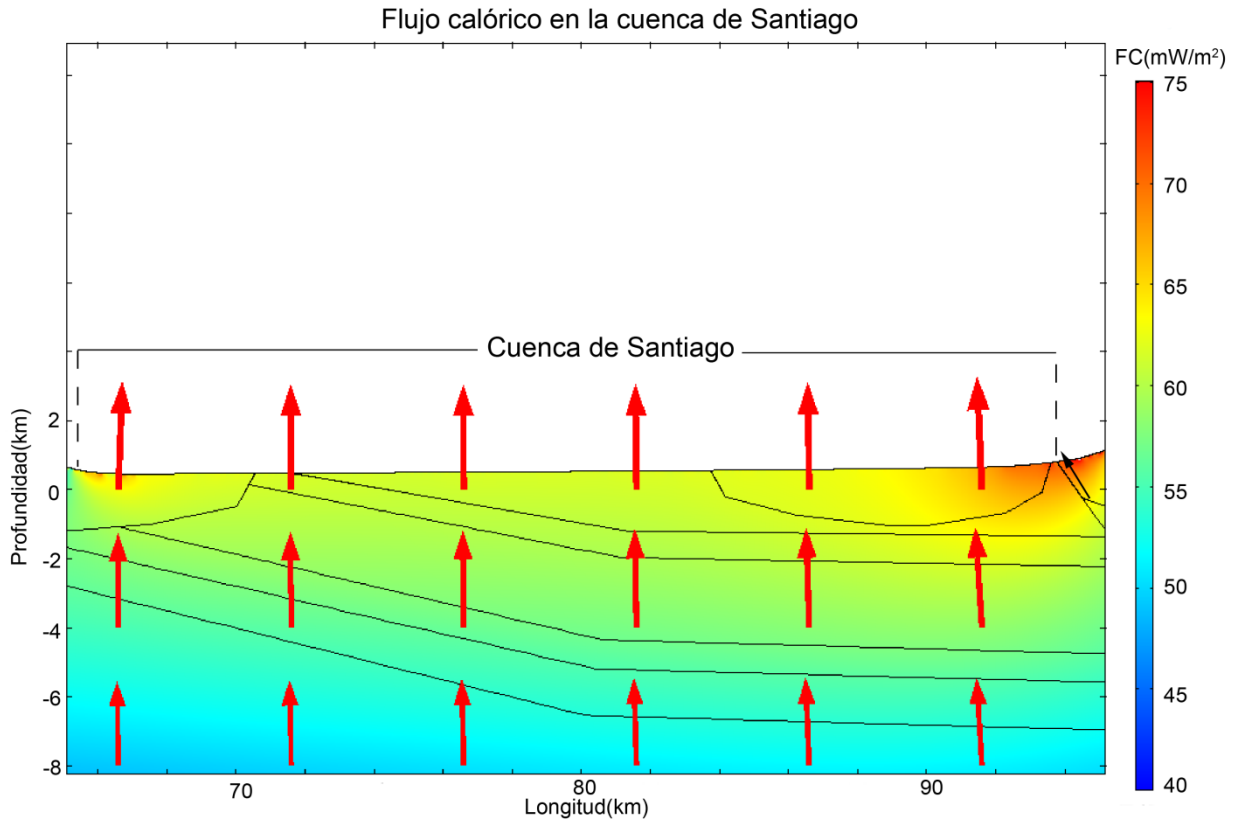


Figura 22: Dirección y magnitud del flujo calórico del perfil A-A' (traza perfil en Figura 4). La flecha negra corresponde a la Falla San Ramón.



**Figura 23:** Dirección y magnitud del flujo calórico en el cuenca de Santiago. La flecha negra corresponde a la Falla San Ramón.

Los valores de flujo calórico superficial al oeste de la cuenca Santiago se observaron diversas fluctuaciones del flujo que las cuales estuvieron entre 47 y 63 mW/m<sup>2</sup> (Figura 24). Al este de la cuenca fluctuaron entre 55 y 68 mW/m<sup>2</sup>, como se grafica en la Figura 24. Dentro de la cuenca de Santiago en su zona oeste el flujo calórico fue 61 mW/m<sup>2</sup>, y en el este de ella 67 mW/m<sup>2</sup> (Figura 25).

El gradiente geotermal, en la corteza superior, varió de oeste a este entre 20-24°C/Km (Figura 28). En las capas más profundas los valores van descendiendo hasta los 13°C/Km; en particular bajo la cuenca de Santiago, hacia al oeste de la misma, esta presentó un gradiente geotermal de 22°C/km; en tanto que hacia al este fue levemente mayor, llegando hasta los 24°C/km (Figura 29).

El aumento del flujo calórico y gradiente geotermal mayor en la cuenca de Santiago se debió a que la corteza superior tiene un espesor mayor y a que se encuentran sobre las formaciones Veta Negra y Lo Prado, que son las unidades que presenta el mayor RHP.

El flujo calórico estimado en la cuenca de Santiago estuvo en el rango estimado por Muñoz (2005); Hamza et al. (2007) para el área de Santiago (Figura 26, Figura 27).

Variando la producción de calor radiogénico para determinar cómo afecta al gradiente termal, tomando el mínimo del calor radiogénico, el gradiente estuvo en el rango de 18-22 °C/km, en tanto que para el máximo este varió entre 21 y 26°C/km. El flujo calórico que llega a la superficie en la cuenca de Santiago, tuvo un rango mínimo de 54-59.5 mW/m<sup>2</sup> y un máximo de 68-75.5 mW/m<sup>2</sup>. Esta variación para ambos casos no es lineal, pues las propiedades termal son dependientes no linealmente de la temperatura y de la geometría de las distintas unidades de la litósfera.

Los datos aportados para el gradiente geotermal por Uyeda et al. (1978), relativos a la mina La Africana y Los Bronces, muestran gradientes geotermal de 28 °C/km y 16 °C/km respectivamente. En tanto Suárez et al. (en prep.) midió en la mina Los Bronces un gradiente geotermal de 23 °C/km. La variación de los gradientes geotermal estimados en este trabajo para la corteza superior son comparables con los medidos por estos autores, lo cual hace suponer que los resultados obtenidos de calor radiogénico para nuestro modelo son confiables.

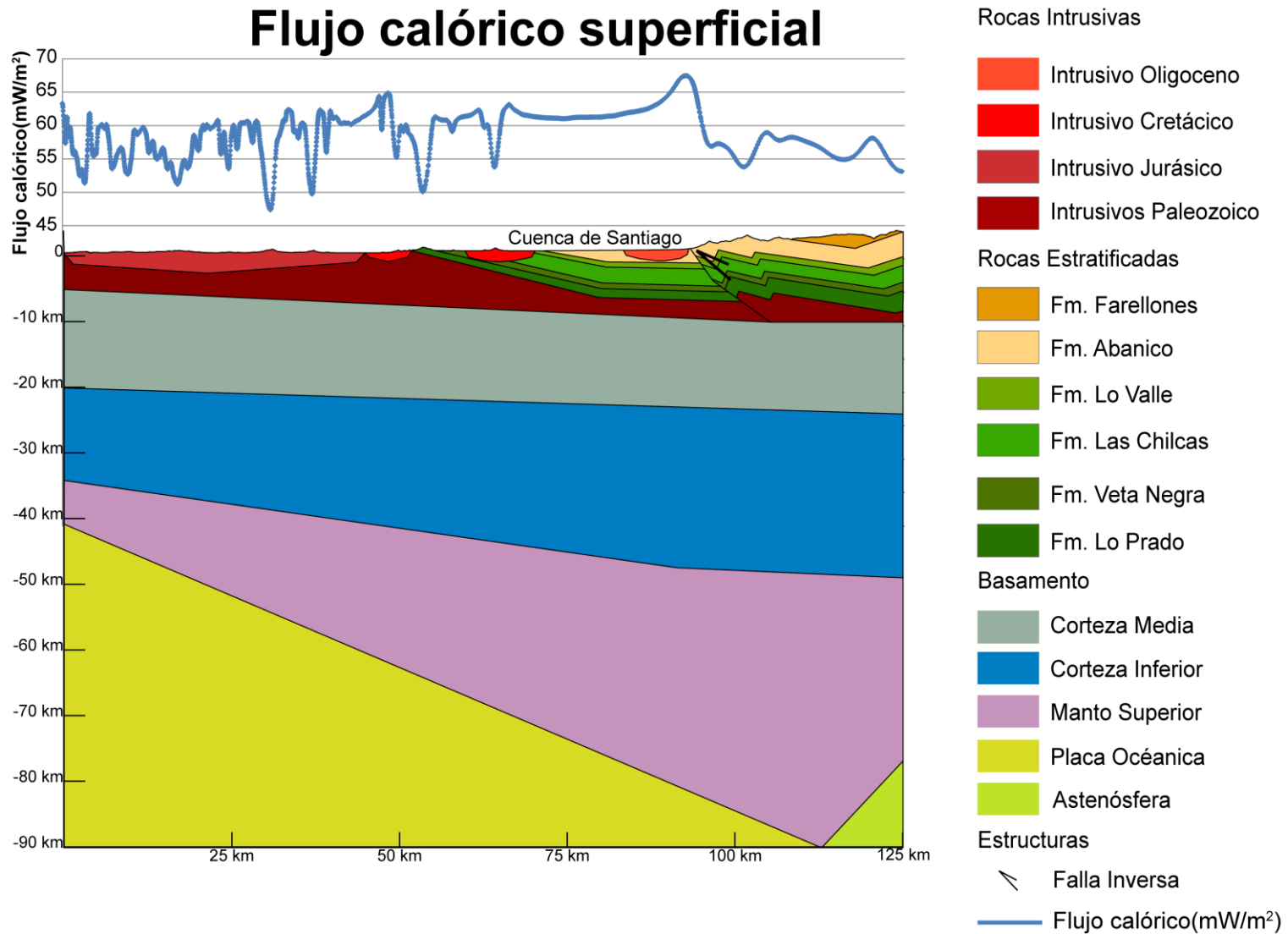


Figura 24: Flujo calórico superficial en el perfil A-A' (traza perfil en Figura 4). Los altos y bajos del flujo se deben a los cambios en el relieve.

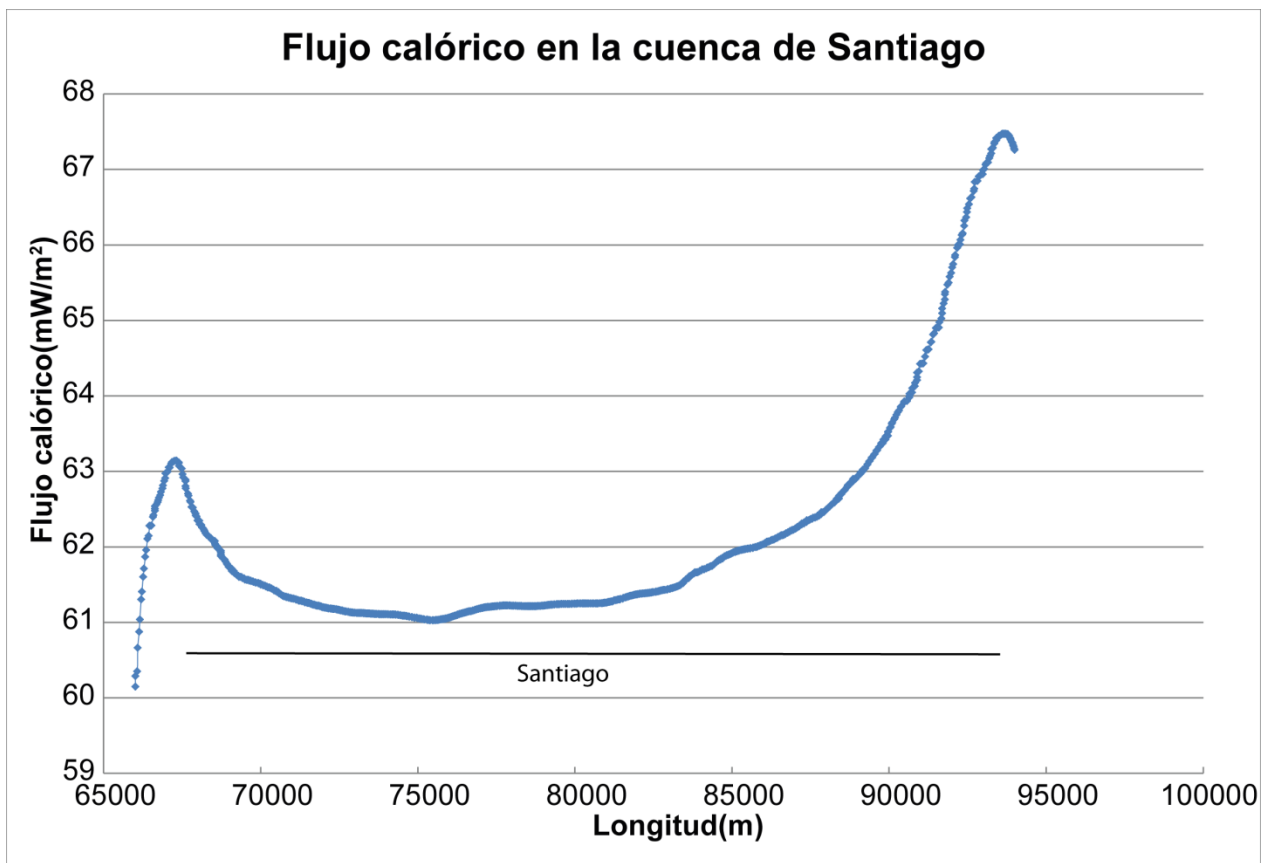


Figura 25: Flujo calórico superficial en la cuenca de Santiago.

El relieve afectó, debido a cambios en la topografía, al flujo calórico. Este fue perturbado porque el área por donde traspasa el calor es menor en bajos topográficos y mayor en altos topográficos.

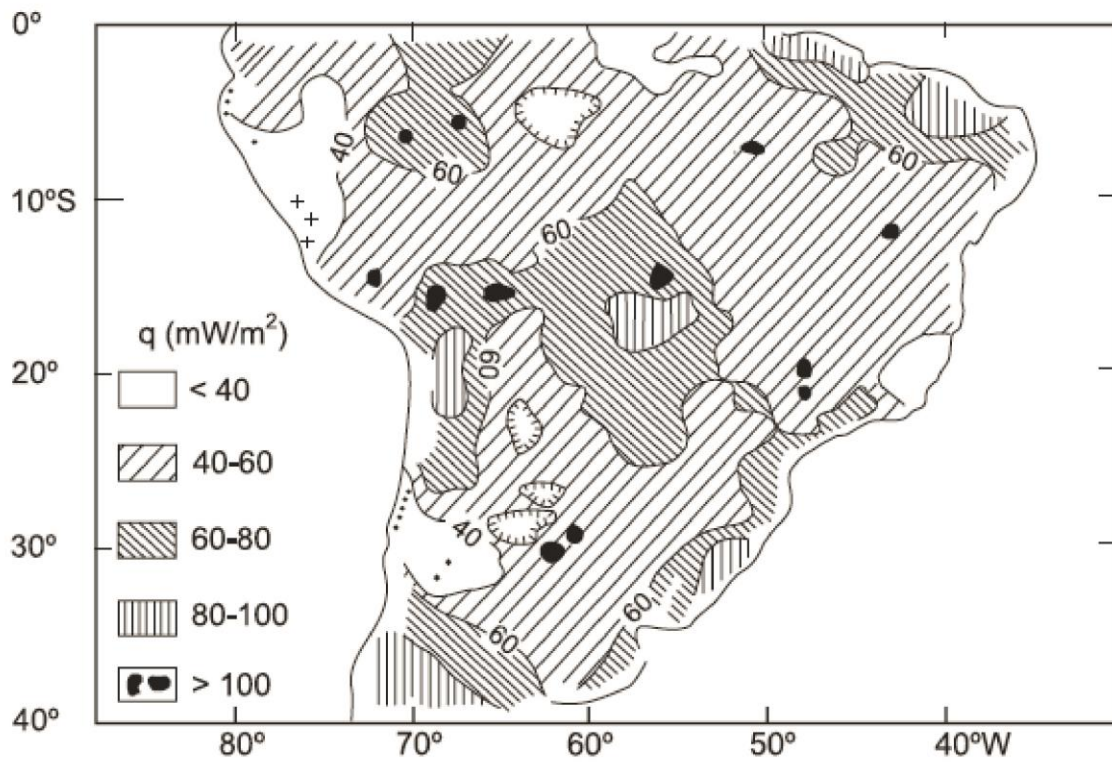


Figura 26: Mapa de flujo calórico entre los  $0^\circ\text{S}$  y  $40^\circ\text{S}$ . En esta estimación han sido excluidos los datos de baja calidad. (Modificado de Muñoz (2005)).

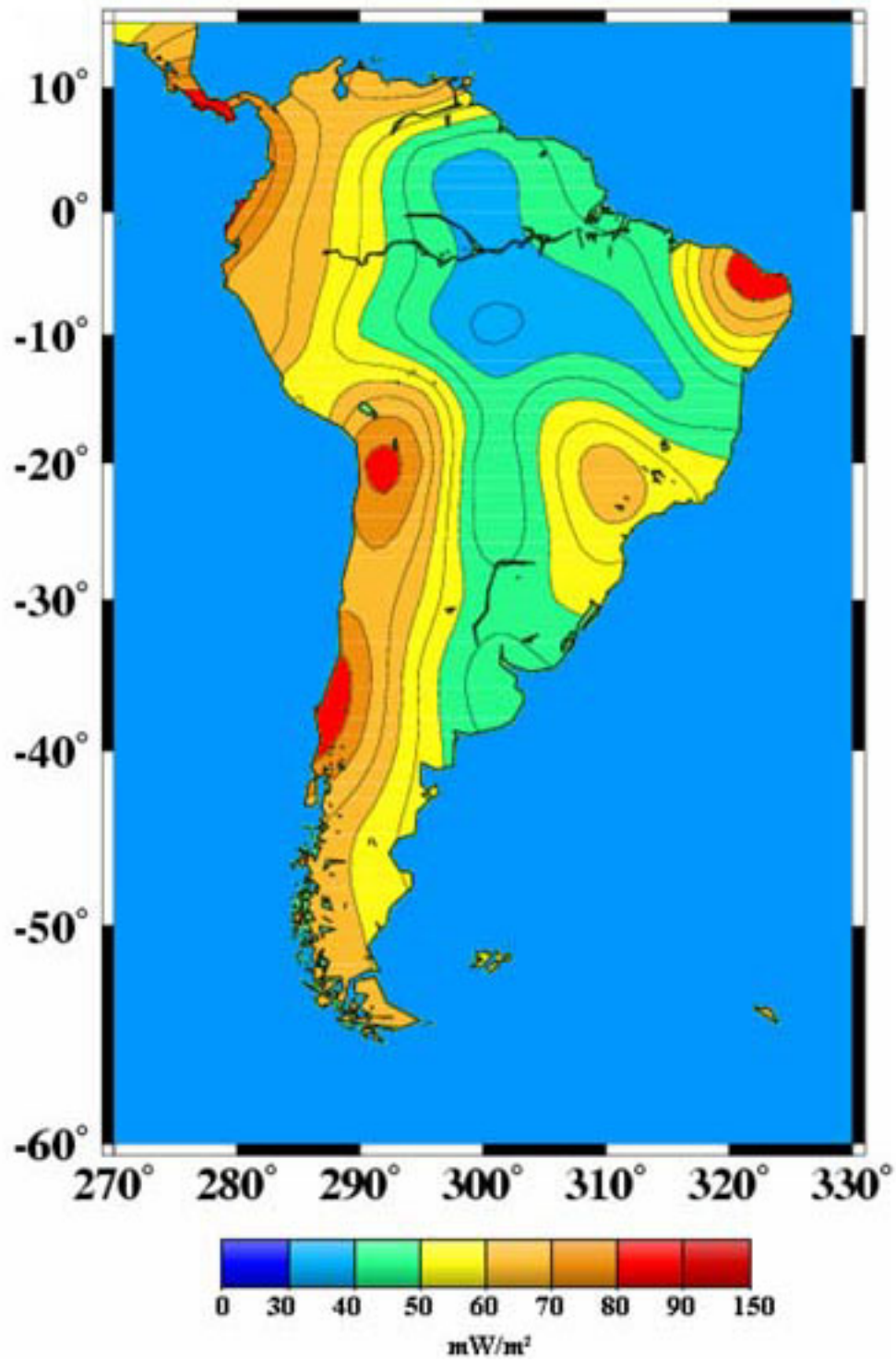


Figura 27: Mapa del flujo calórico regional de América del Sur, que se derivan expansión armónica esférica para grado 36 (modificado de Hamza et al. (2007)).



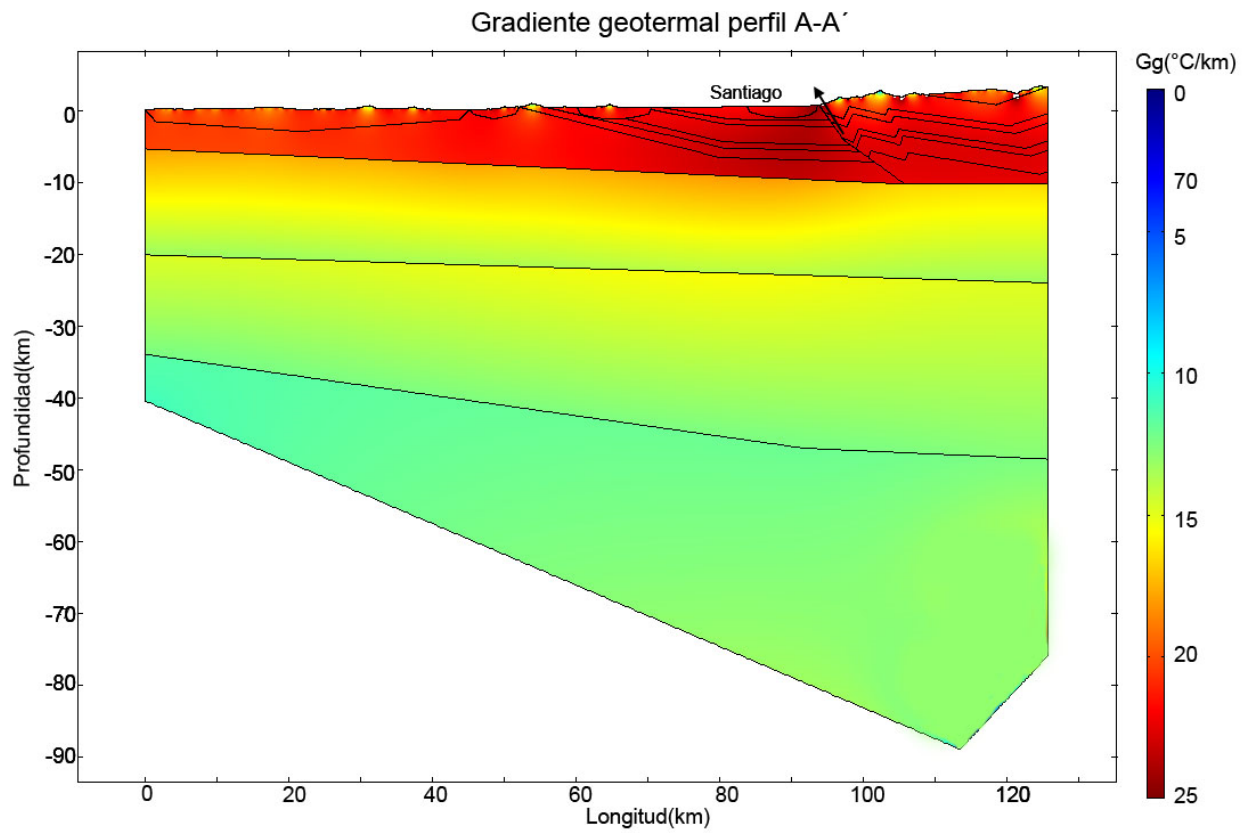
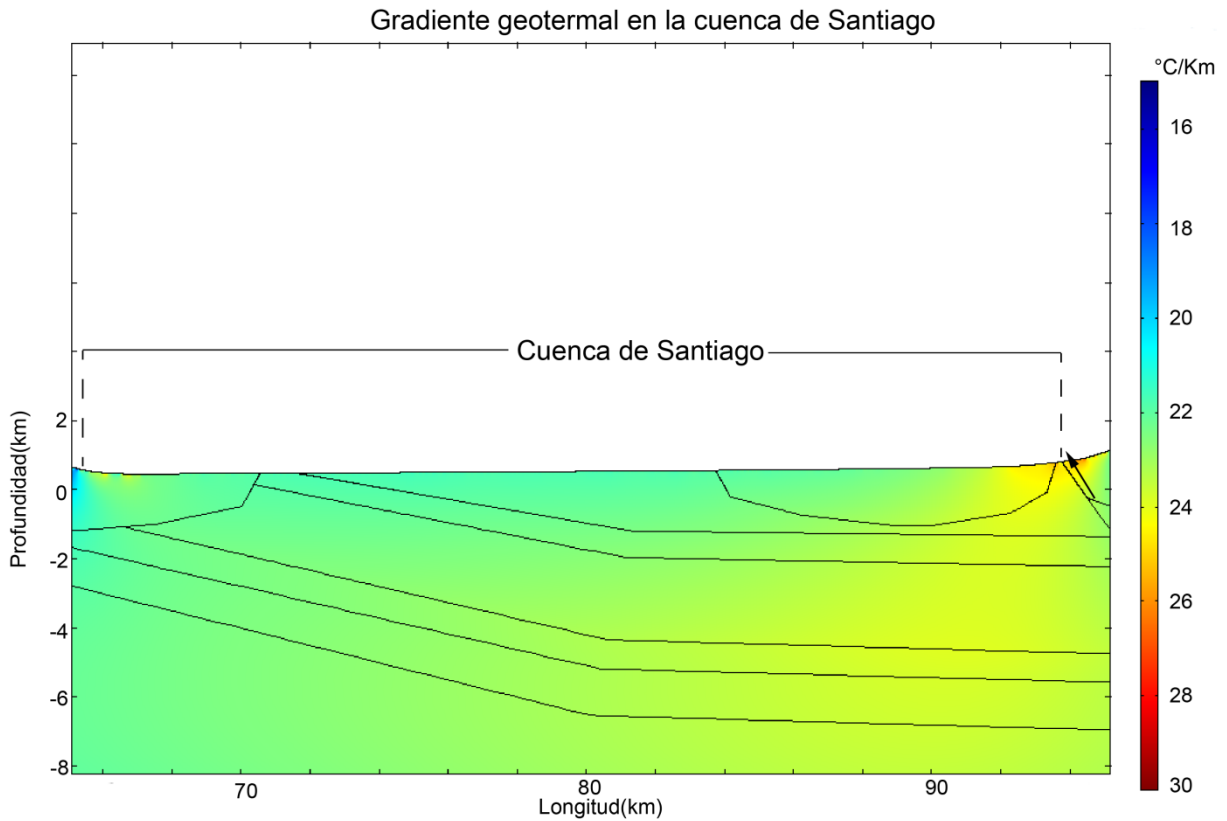


Figura 28: Gradiente geotermal en la componente y, para el perfil A-A' (traza perfil en Figura 4). La flecha corresponde a la Falla San Ramón.



**Figura 29:** Gradiente geotermal para la componente y en la cuenca de Santiago. Los rangos van entre 22 a 24 °C/km para la cuenca.

### 7.3.2 Isotermas

La temperatura de la litósfera fue mayor hacia al oeste del perfil. En este sentido, en el lado oeste de la base de la corteza superior, la temperatura estuvo cercana a la isoterma 100°C (Figura 30). Por su parte, hacia al este la temperatura fue cercana a la isoterma 300°C (Figura 30). La corteza media varió entre 120 a 500 °C (Figura 30). La temperatura del moho varió de oeste a este, de 550 a 830 °C (Figura 30). En tanto, que la temperatura del manto litosférico varió entre 550°C y 1300 °C (Figura 30). Por otro lado, bajo la cuenca de Santiago las temperaturas fueron de 25°C, a los 0 m.s.n.m., la isoterma 100 °C a profundidades mayores a los 3 km; los 150 °C se alcanzaron cerca de los 6 km; y los 200 °C, cercanos a 8 km de profundidad (Figura 31).

El potencial geotérmico de la cuenca de Santiago puede estar ligado a la geotermia de muy baja entalpía, pues las temperaturas estimadas mayores a 20 °C estarían a unos 200 m de profundidad bajo la cuenca de Santiago (en este modelo no consideró la movilización de calor por efecto del acuífero contenido en el relleno sedimentario de la cuenca de Santiago). Por lo cual, resulta interesante poder estudiar aplicaciones directas para utilizar este tipo de energía.

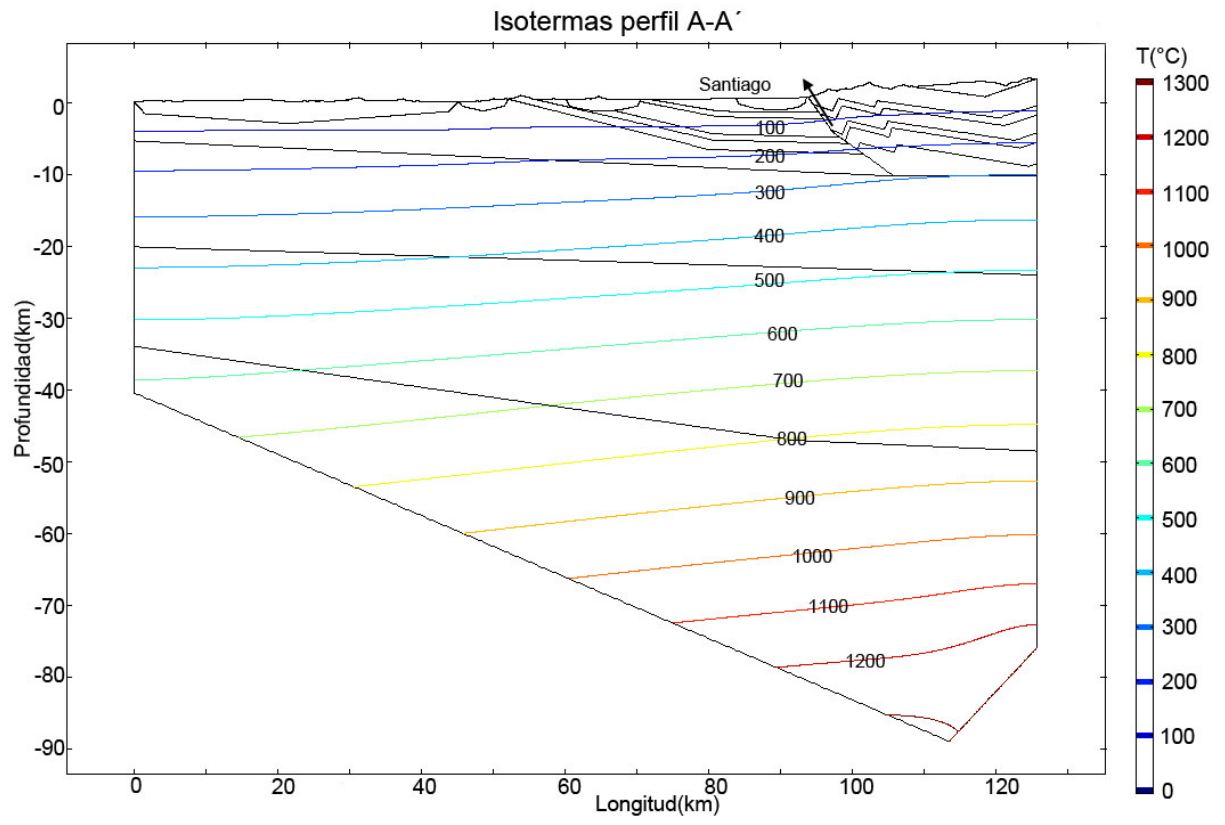


Figura 30: Isotermas en la litósfera del perfil A-A' (traza perfil en Figura 4). Las diferencias entre las isotermas dibujadas es de 100°C. La flecha corresponde a la Falla San Ramón

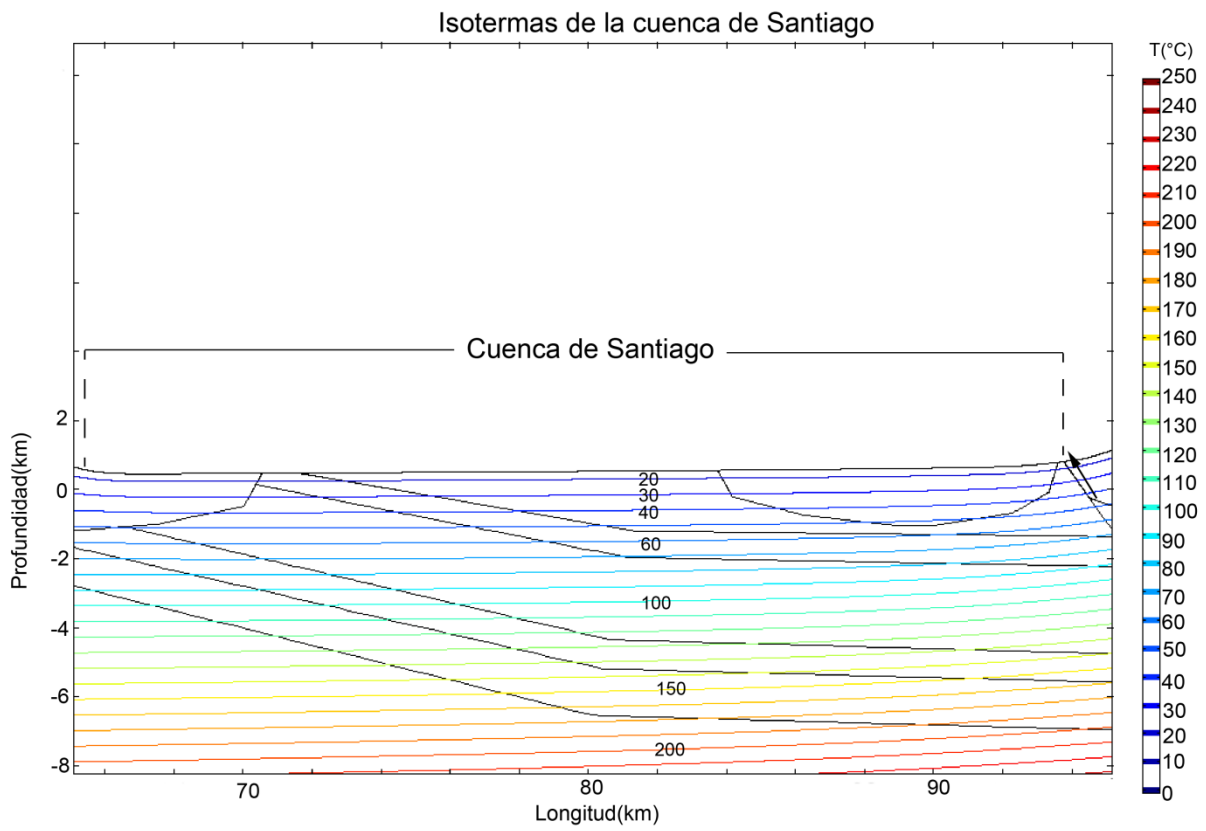


Figura 31: Isothermas en la cuenca de Santiago hasta 8 km de profundidad. La flecha corresponde a la Falla San Ramón.

### **7.3.4 Influencia de la producción de calor radiogénico en el flujo calórico superficial**

Uno de los factores que más influye en el flujo calórico, es la producción de calor radiogénico, por esto se analizó la influencia de esta fuente de calor presente en las distintas capas de la litósfera, en el flujo que se alcanza en la superficie.

En la cuenca de Santiago, el calor de fondo fluctúa entre 32 y 36,5mW/m<sup>2</sup> (Figura 33), la diferencia entre el calor de fondo y el aportado por el manto litosférico es ~0,5 mW/m<sup>2</sup> (Figura 33). El calor radiogénico de la corteza inferior, aportó entre 6,5 a 7 mW/m<sup>2</sup> bajo la cuenca de Santiago (Figura 32). La corteza media aportó entre 10,5 y 11mW/m<sup>2</sup> (Figura 32), en tanto que la corteza superior aportó entre 11 y 12 mW/m<sup>2</sup> (Figura 32).

Por tanto, el aporte total del calor radiogénico de la litósfera al flujo calórico superficial en la cuenca de Santiago varió entre 28,5 mW/m<sup>2</sup> y 30,5mW/m<sup>2</sup> (Figura 32), siendo aproximadamente el 45- 48% del flujo calórico total que alcanza la superficie. Esto hace que la producción de calor radiogénico aportada por la litósfera en su totalidad, y particularmente a la corteza superior sea un factor fundamental para la estimación del flujo calórico superficial, además de la importancia de la geometría y extensión de las distintas capas también influye de manera importante en el flujo calórico total. Por lo que se hace fundamental estimar de forma correcta la producción de calor radiogénico para cualquier modelo de transferencia de calor en la litósfera.

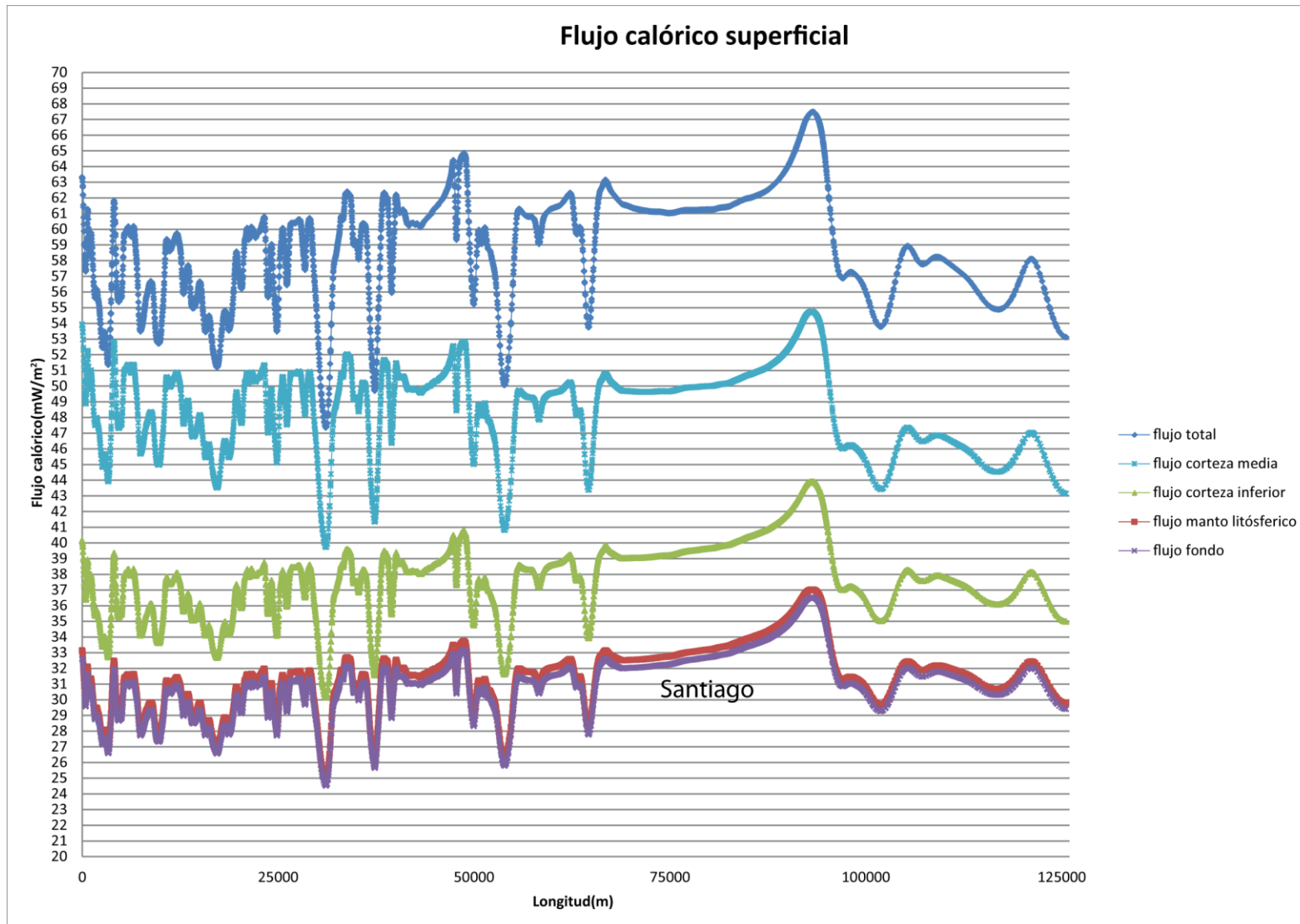


Figura 32: Flujo calórico de fondo y el aporte de las distintas capas de la litósfera en el perfil A-A'.

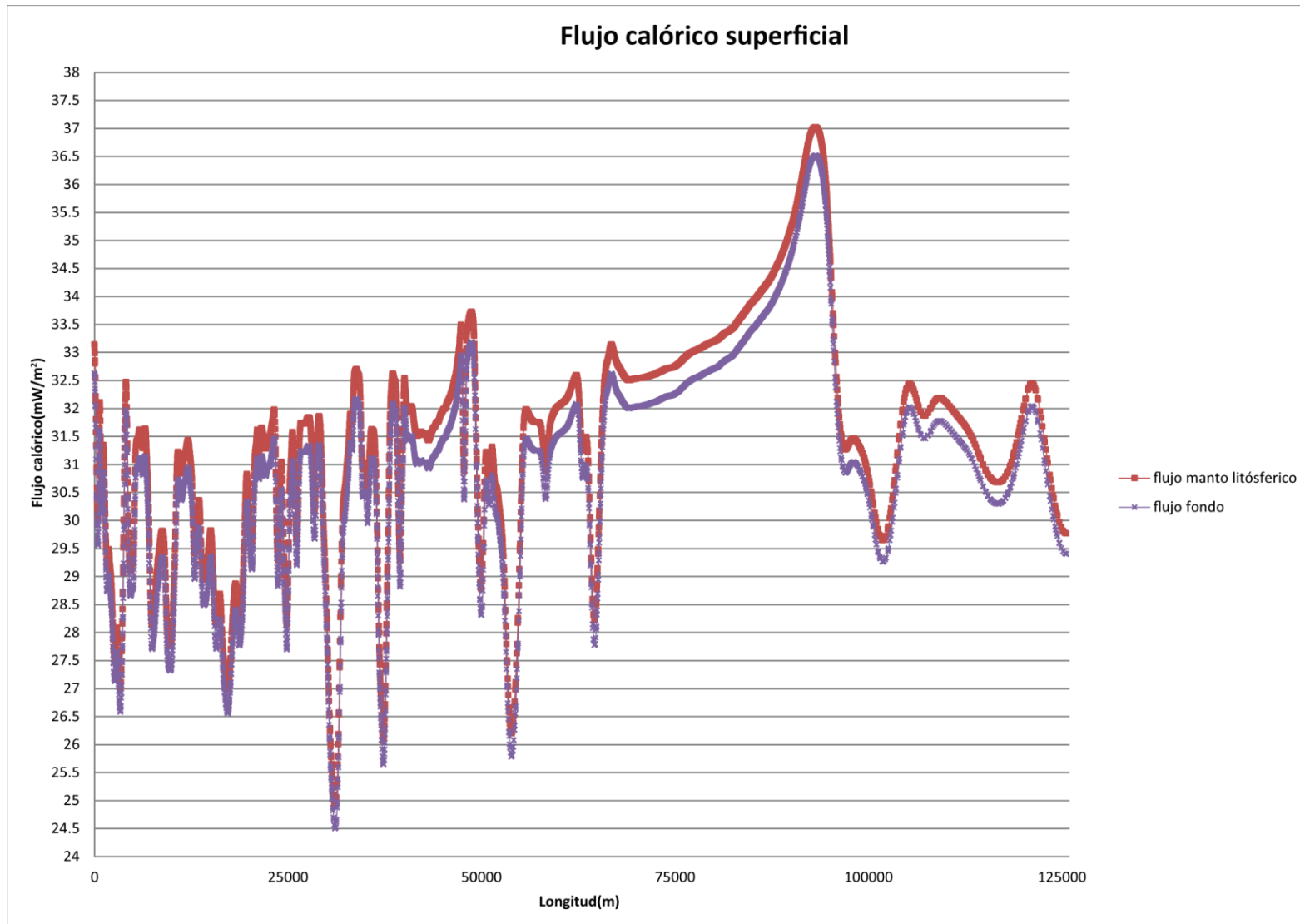


Figura 33: Flujo calórico de fondo y aporte del manto para el perfil A-A'.

## 8. Conclusiones

Los resultados de estudio permiten concluir lo siguiente:

- Las relaciones de abundancia relativa de los elementos radiogénicos U, Th y K medidos en las distintas rocas consideradas en este trabajo, indican que dichos elementos no han sufrido una movilización importante por meteorización química, pues se encuentran en los rangos obtenidos por Rudnick et al. (1998); McLennan (2001); Jaupart y Mareschal (2003). Adicionalmente, las concentraciones medidas de estos elementos en las rocas, son consistentes con los tipo de litología observadas, de acuerdo a compilaciones Vilà et al. (2010). Por lo anterior, la producción de calor radiogénico (RHP) estimada para las rocas que componen la corteza superior bajo la cuenca de Santiago son confiables y representativas.
- Las RHP promedio, de las distintas rocas cercanas a la cuenca, varían entre 0,33 y 2,17 uW/m<sup>3</sup>. En tanto que, la RHP estimada para la corteza superior bajo la cuenca de Santiago es 1,3 uW/m<sup>3</sup>, ligeramente menor al valor esperado para una corteza superior según Rudnick y Gao (2003).
- El flujo calórico que llega a la superficie, estimado en un perfil considerado representativo de la litósfera bajo la cuenca de Santiago, fluctúa entre 61-67 mW/m<sup>2</sup>. Este valor está acorde a lo estimado por para una zona continental estable por Mareschal y Jaupart (2012).
- El aporte de la RHP, al flujo calórico que llega a la superficie de la cuenca de Santiago corresponderá al 45-48%, equivalente a 28,5-30 mW/m<sup>2</sup>. Además, el aporte de la RHP en la corteza superior al flujo calórico total que llega a la superficie es un 18%, equivalente a 12 mW/m<sup>2</sup>.
- Se ha determinado que el relieve influye en el flujo calórico superficial. En efecto, en altos disminuye el flujo calórico superficial, en tanto en bajos aumenta, debido a que el calor se distribuye en una mayor o menor área, respectivamente.
- El gradiente geotermal es 24 °C/km en la cuenca de Santiago. La profundidad para usos de energía geotérmica de baja entalpía es 200 m bajo la cuenca, en tanto para usos de alta entalpía, la profundidad necesaria es de 6 km.



## **9. Recomendaciones**

Es necesario para los datos que se obtuvieron compararlo con valores medidos con ICP de masa para ver si existe una diferencia significativa. Si esta diferencia es significativa sería necesario recalcular el RHP y FC.

## 10. Bibliografía

- Aguirre, L. 1957. Perfil geológico entre la Cuesta de Chacabuco y el límite con la República Argentina. Ingeniero Civil en Minas. Universidad de Chile, Santiago. 440 p.
- Aguirre, L. 1960. Geología de los Andes de Chile central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile. 70 p.
- Araneda, M., Avendaño, M. y Merlo, C. 2000. Modelo gravimétrico de la Cuenca de Santiago, etapa III final. Congreso Geológico Chileno 9.404-408 p.
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R. y Kausel, E. 2010. The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics* 29.TC2007 p.
- Ashwal, L. D., Morgan, P., Kelley, S. A. y Percival, J. A. 1987. Heat production in an Archean crustal profile and implications for heat flow and mobilization of heat-producing elements. *Earth and Planetary Science Letters* 85.439-450 p.
- Birch, F. 1954. Heat from radioactivity. *Nuclear Geology*, New York: Wiley. 148-174 p.
- Brady, R., Ducea, M., Kidder, S. y Saleeby, J. 2006. The distribution of radiogenic heat production as a function of depth in the Sierra Nevada Batholith, California. *Lithos* 86.229-244 p.
- Cahill, T. y Isacks, B. L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 97.17503-17529 p.
- Cezairliyan, A. 1981. Specific heat of solids. Y.S., Ho, C.Y. (Eds), *Cindas Data Series on Material Properties*. Hemisphere Publishing Corporation, 1-2, 5 p.
- Clauser, C. 2011. Radiogenic Heat Production of Rocks. pp. 1018-1024 *en* H. Gupta, editor. *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*. Springer Netherlands.
- Cornejo, P. C. y Mahood, G. A. 1997. Seeing past the effects of re-equilibration to reconstruct magmatic gradients in plutons: La Gloria Pluton, central Chilean Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 127.159-175 p.
- Correia, A. y Šafanda, J. 2002. Geothermal modeling along a two-dimensional crustal profile in Southern Portugal. *Journal of Geodynamics* 34.47-61 p.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, P., Kay, S. M., Munoz, N., Wyss, A. R. y Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33 degrees-36 degrees SL). *Journal of South American Earth Sciences* 15.117-139 p.
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J. J., Iturra, N., Munoz, N., Pardo, M., Thiele, R. y Wyss, A. R. 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen* 236.43-77 p.
- Chi, Q.-h. y Yan, M.-C. 1998. Radioactive elements of rocks in North China Platform and the thermal structure and temperature distribution of the modern continental lithosphere. *Acta Geophysica Sinica* 41.38-47 p.
- Christensen, N. I. y Mooney, W. D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100.9761-9788 p.
- Chulick, G. S., Detweiler, S. y Mooney, W. D. 2013. Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins. *Journal of South American Earth Sciences* 42.260-276 p.

- Emsley, J. 1989. *The Elements*. Oxford, Clarendon.
- Falcon, E., Castillo, O. y Valenzuela, M. 1970. Hidrogeología de la cuenca de Santiago. Publicaciones especiales N°3. Instituto de Investigaciones Geológicas. 92 p.
- Fock, A. 2005. Cronología y Tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34° S. Tesis (Magíster en Ciencias, mención en Geología). Universidad de Chile, Santiago. 227 p.
- Fock, A., Charrier, R., Farías, M. y Muñoz, M. 2006. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33-34 S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Special Publication* 6.48-55 p.
- Fountain, D. M., Salisbury, M. H. y Furlong, K. P. 1987. Heat production and thermal conductivity of rocks from the Pikwitonei-Sachigo continental cross section, central Manitoba: implications for the thermal structure of Archean crust. *Canadian Journal of Earth Sciences* 24.1583-1594 p.
- Fuentes, F., Aguirre, L., Vergara, M., Valdebenito, L. y Fonseca, E. 2004. Miocene fossil hydrothermal system associated with a volcanic complex in the Andes of central Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 138.139-161 p.
- Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L. y Féraud, G. 2002. Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33°S): una reinterpretación sobre la base de dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . *Revista geológica de Chile* 29.207-225 p.
- Fuentes, F., Vergara, M., Nyström, J., Levi, B. y Aguirre, L. 2000. Geology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the Cuesta de Chacabuco area. IX Congreso Geológico Chileno. 656-659 p.
- Furukawa, Y. y Shinjoe, H. 1997. Distribution of radiogenic heat generation in the arc's crust of the Hokkaido Island, Japan. *Geophysical Research Letters* 24.1279-1282 p.
- Furukawa, Y. y Uyeda, S. 1989. Thermal state under the Tohoko arc with consideration of crustal heat generation. *Tectonophysics* 164.175-187 p.
- Gana, P. y Wall, R. 1997. Evidencias geocronológicas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y K-Ar de un hiatus cretácico superior-eoceno en Chile central (33-33° 30'S). *Andean Geology* 24.145-163 p.
- Gana, P., Wall, R. y Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área de Valparaíso-Curacaví, regiones de Valparaíso y Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes: Twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society* 129.93-131 p.
- Gao, S., Luo, T., Zhang, B., Zhang, H., Han, Y., Zhao, Z. y Kern, H. 1999. Structure and composition of the continental crust in East China. *Science in China Series D: Earth Sciences* 42.129-140 p.
- Godoy, E., Yañez, G. y Vera, E. 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics* 306.217-236 p.
- Gutscher, M.-A. 2002. Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Sciences* 15.3-10 p.
- Hamza, V. M. y Beck, A. E. 1972. Terrestrial Heat Flow, the Neutrino Problem, and a Possible Energy Source in the Core. *Nature* 240.343-344 p.
- Hamza, V. M., Cardoso, R. R. y Ponte Neto, C. F. 2007. Spherical harmonic analysis of earth's conductive heat flow. *International Journal of Earth Sciences* 97.205-226 p.
- Hasterok, D. y Chapman, D. S. 2011. Heat production and geotherms for the continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 307.59-70 p.

- He, L., Hu, S., Yang, W. y Wang, J. 2009. Radiogenic heat production in the lithosphere of Sulu ultrahigh-pressure metamorphic belt. *Earth and Planetary Science Letters* 277.525-538 p.
- IAEA. 2003. Guidelines for Radioelement Mapping Using Gamma Ray Spectrometry Data. TECDOC-1363. International Atomic Energy Agency, Vienna.
- Iriarte, S. 2003. Vulnerabilidad a la contaminación de los acuíferos de la cuenca de Santiago, Región Metropolitana de Santiago. Escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Isacks, B. L. 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 93.3211-3231 p.
- Jacques, J. 2003. A tectonostratigraphic synthesis of the Sub-Andean basins: implications for the geotectonic segmentation of the Andean Belt. *Journal of the Geological Society* 160.687-701 p.
- Jaupart, C., Labrosse, S. y Mareschal, J. C. 2007. 7.06 - Temperatures, Heat and Energy in the Mantle of the Earth. pp. 253-303 *en* G. Schubert, editor. *Treatise on Geophysics*. Elsevier, Amsterdam.
- Jaupart, C. y Mareschal, J. C. 2003. 3.02 - Constraints on Crustal Heat Production from Heat Flow Data. pp. 65-84 *en* D. H. Editors-in-Chief: Heinrich y K. T. Karl, editores. *Treatise on Geochemistry*. Pergamon, Oxford.
- Jaupart, C., Mareschal, J. C., Guillou-Frottier, L. y Davaille, A. 1998. Heat flow and thickness of the lithosphere in the Canadian Shield. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 103.15269-15286 p.
- Jessop, A. M. 1990. *Thermal geophysics*. Elsevier, Amsterdam.
- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A. y Ando, C. J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin* 94.341-361 p.
- Karzulovic, J. 1957. Sedimentos Cuaternarios y aguas subterráneas en la cuenca de Santiago. *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*. Universidad de Chile 14-15.5-120 p.
- Kay, S. M. y Kurtz, A. C. 1995. Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. Informe Inédito para CODELCO Chile. 180 p.
- Kley, J., Monaldi, C. R. y Salfity, J. A. 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics* 301.75-94 p.
- Klohn, C. 1960. Geología de la cordillera de los Andes de Chile central Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas No 8.1-95 p.
- Kukkonen, I. T., Golovanova, I. V., Khachay, Y. V., Druzhinin, V. S., Kosarev, A. M. y Schapov, V. A. 1997. Low geothermal heat flow of the Urals fold belt — implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? *Tectonophysics* 276.63-85 p.
- Kukkonen, I. T. y Joeleht, A. 1996. Geothermal modelling of the lithosphere in the central Baltic Shield and its southern slope. *Tectonophysics* 255.25-45 p.
- Kurtz, A. C., Kay, S. M., Charrier, R. y Farrar, E. 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34-35° S). *Andean Geology* 24.75-90 p.
- Lewis, T. J., Hyndman, R. D. y Fluck, P. 2003. Heat flow, heat generation and crustal temperatures in the northern Canadian Cordillera: Thermal control on tectonics. *Journal of Geophysical Research* 108 p.

- López -Escobar, L., Frey, F. y Oyarzún, J. 1979. Geochemical characteristics of central Chile(33 °–34 °S) granitoids. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70.439-450 p.
- Mareschal, J.-C. y Jaupart, C. 2012. Radiogenic heat production, thermal regime and evolution of continental crust. *Tectonophysics* p.
- McLennan, S. M. 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2.1021 p.
- Morales, F. 2002. Definición de Acuíferos en la cuenca del río Maipo. Tesis(Geólogo). Universidad de Chile, Santiago. 113 p.
- Morgan, P. 2011. Heat Flow, Continental. pp. 573-582 *en* H. Gupta, editor. *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*. Springer Netherlands.
- Mpodozis, C. y Ramos, V. A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. pp. 59-89 *en* J. A. Reinemund, M. a. T. Cañas Pinochet y G. E. Ericksen, editores. *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Published by Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Tex., U.S.A.
- Muñoz, M. 1987. Flujo de calor en Chile con énfasis en las áreas de El Tatio y de la cuenca de Santiago. *Revista Brasileira de Geofísica* 5.153-164 p.
- Muñoz, M. 2005. No flat Wadati–Benioff Zone in the central and southern central Andes. *Tectonophysics* 395.41-65 p.
- Nasi, C. y Thiele, R. 1982. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa al sur del río Maipo entre Melipilla y Laguna de Aculeo (Chile Central). *Revista Geológica de Chile* 16.81-99 p.
- Nyström, J. O., Vergara, M., Morata, D. y Levi, B. 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'–33°45'S). *Geological Society of America Bulletin* 115.1523 p.
- Popov, Y. A., Pevzner, S. L., Pimenov, V. P. y Romushkevich, R. A. 1999. New geothermal data from the Kola superdeep well SG-3. *Tectonophysics* 306.345-366 p.
- Rauld, R. 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano Santiago oriente entre el río Mapocho y Quebrada de Macul. Tesis (Geólogo). Departamento de Geología. Universidad de Chile. 57 p.
- Ray, L., Förster, H. J., Schilling, F. R. y Förster, A. 2006. Thermal diffusivity of felsic to mafic granulites at elevated temperatures. *Earth and Planetary Science Letters* 251.241-253 p.
- Robie, R. A. y Hemingway, B. S. 1995. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (10<sup>5</sup> Pascals) pressure and at higher temperatures. U.S.G.P.O. , Washington. p .461.
- Roy, S. y Rao, R. U. M. 1999. Geothermal investigations in the 1993 Latur earthquake area, Deccan Volcanic Province, India. *Tectonophysics* 306.237-252 p.
- Rudnick, R. y Gao, S. 2003. Composition of the continental crust. *Treatise on geochemistry* 3.1-64 p.
- Rudnick, R. L. y Fountain, D. M. 1995. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* 33.267-309 p.
- Rudnick, R. L., McDonough, W. F. y O'Connell, R. J. 1998. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere. *Chemical Geology* 145.395-411 p.
- Rybach, L. 1976. Radioactive heat production in rocks and its relation to other petrophysical parameters. *pure and applied geophysics* 114.309-317 p.

- Rybach, L. 1988. Determination of heat production rate. pp. 125–142 *en* R. Haenel, Rybach, L., Stegena, L. , editor. Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht ; Boston.
- Rybach, L. y Buntebarth, G. 1982. Relationships between the petrophysical properties density, seismic velocity, heat generation, and mineralogical constitution. *Earth and Planetary Science Letters* 57.367-376 p.
- Schatz, J. F. y Simmons, G. 1972. Thermal conductivity of Earth materials at high temperatures. *Journal of Geophysical Research* 77.6966-6983 p.
- Sellés, D. 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33°15'-33°30'S; 70°30'-70°45'O) Chile central: Estratigrafía y geoquímica. (Tesis Magister) Departamento de Geología, Universidad de Chile. 154 p.
- Sellés, D. 2000a. Geoquímica de las unidades intrusivas y volcánicas de la Hoja Santiago. Informe Preliminar(Inédito). Servicio Nacional de Geología y Minería.53 p.
- Sellés, D. 2000b. La relación discordante entre las Formaciones Abanico y Las Chilcas en la localidad de Angostura: Implicancias regionales. IX Congreso Geológico Vol. 1.555-558 p.
- Sellés, D. y Gana, P. 2001. Geología del area Talagante-San Francisco de Mostazal: Regiones Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 74.30 p.
- SERNAGEOMIN. 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión1.0, 2003). Santiago.
- Sousa Camposinhos, R. 2014. Natural Stone Characterization. pp. 9-35 *Stone Cladding Engineering*. Springer Netherlands.
- Stern, C. R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile* 31.161-206 p.
- Stern, C. R., Amini, H., Charrier, R., Godoy, E., Herve, F. y Varela, J. 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Yaucha and Río Papagayos (Argentina). *Revista Geológica De Chile*.39-52 p.
- Suárez, F., Sotomayor, R., Yañez, G., Hausner, M. y Muñoz, M. en prep. Complementando el conocimiento hidrogeológico mediante sistemas distribuidos de temperatura. p.
- Tassara, A. y Echaurren, A. 2012. Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International* 189.161-168 p.
- Tassara, A., Götze, H.-J., Schmidt, S. y Hackney, R. 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research* 111 p.
- Taylor, S. R. y McLennan, S. M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications.312 p.
- Thiele, R. 1980. Hoja Santiago: región metropolitana: carta geológica de Chile escala 1: 250.000. Instituto de Investigaciones Geológicas.
- Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas.
- Uyeda, S., Watanabe, T., Kausel, E., Kubo, M. y Yashiro, Y. 1978. Report of Heat Flow Measurements in Chile. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo* 53.131-163 p.

- Vergara, M. y Drake, R. 1979. Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales postneocomianas de Chile Central; su depositación en cuencas intermontanas restringidas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34.42-52 p.
- Vilà, M., Fernández, M. y Jiménez-Munt, I. 2010. Radiogenic heat production variability of some common lithological groups and its significance to lithospheric thermal modeling. *Tectonophysics* 490.152-164 p.
- Vosteen, H.-D. y Schellschmidt, R. 2003. Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 28.499-509 p.
- Wall, R., Gana, P. y Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área del San Antonio-Melipilla. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Wall, R., Sellés, D. y Gana, P. 1999. Area Tiltil-Santiago, Región Metropolitana. Mapas Geológicos. Servicio Nacional de Geología y Minería. No 11.
- Wang, Q., Ji, S. C., Xu, Z. Q., Salisbury, M. H., Xia, B. y Pan, M. B. 2005. Seismic properties of eclogites: Implications on crustal composition and exhumation mechanism of the Sulu ultrahigh-pressure metamorphic belt. *Acta Petrologica Sinica* 21.451-464 p.
- Waples, D. y Waples, J. 2004. A Review and Evaluation of Specific Heat Capacities of Rocks, Minerals, and Subsurface Fluids. Part 1: Minerals and Nonporous Rocks. *Natural Resources Research* 13.97-122 p.
- Wollenberg, H. A. y Smith, A. R. 1987. Radiogenic heat production of crustal rocks: An assessment based on geochemical data. *Geophysical Research Letters* 14.295-298 p.
- Yang, W., Yang, W., Jin, Z. y Cheng, Z. 2005. Lithospheric seismic fabrics of Sulu ultrahigh-pressure metamorphic belt. *Science in China Series D: Earth Sciences* 48.585-600 p.
- Yáñez, G. A., Gana, P. y Fernández, R. 1998. Origen y significado geológico de la Anomalía Melipilla, Chile central. *Revista geológica de Chile* 25.175-198 p.
- Zhang, B.-r., Zhang, H.-f. y Gao, S. 2004. Rock constitution of various structural layers of the present crust in the Dabie Orogenic Belt, Central China. *Bull. Miner. Petrol. Geochem* 23.185-193 p.

## Anexo I

Tablas de los datos obtenidos separados por las distintas unidades geológicas

<b>Id</b>	<b>Punto</b>	<b>UTM N</b>	<b>UTM E</b>	<b>K[%]</b>	<b>U[ppm]</b>	<b>Th[ppm]</b>	<b>Intrusivo</b>	<b>Litología</b>	<b><math>\rho</math>[g/cm<sup>3</sup>]</b>	<b>RHP[uW/m<sup>3</sup>]</b>
<b>534</b>	170113-1	6320206	320775	2.9	1.6	6.3	Cretácico	Granitoide	2.65	1.10
<b>535</b>	170113-1	6320226	320763	2.8	1.5	7.5	Cretácico	Granitoide	2.65	1.15
<b>536</b>	170113-1	6320225	320773	3	1.8	9	Cretácico	Granitoide	2.65	1.34
<b>537</b>	170113-1	6320226	320767	3.2	1.3	7.5	Cretácico	Granitoide	2.65	1.13
<b>538</b>	170113-1	6320253	320797	2.9	1.2	7.1	Cretácico	Granitoide	2.65	1.05
<b>550</b>	180113-1	6339057	313437	1.8	2	2.4	Cretácico	Diorita	2.65	0.83
<b>551</b>	180113-1	6339057	313437	1.8	1	3.8	Cretácico	Diorita	2.65	0.68
<b>552</b>	180113-1	6338993	313424	3.9	1	7.9	Cretácico	Diorita	2.65	1.15
<b>553</b>	180113-1	6339265	313588	3.5	1.8	7.4	Cretácico	Diorita	2.65	1.28
<b>554</b>	180113-1	6339267	313584	3.5	1.7	9.2	Cretácico	Diorita	2.65	1.38
<b>555</b>	180113-1	6339281	313570	3.4	1.1	7.8	Cretácico	Diorita	2.65	1.12
<b>556</b>	180113-1	6339293	313561	3.8	3	8.2	Cretácico	Diorita	2.65	1.66
<b>833</b>	250413-1	6286575	328515	2.6	1.9	10.5	Cretácico	Granito	2.55	1.38
<b>834</b>	250413-1	6286587	328525	2.4	1.7	8.8	Cretácico	Granito	2.55	1.20
<b>835</b>	250413-1	6286583	328525	2.3	2.2	8.7	Cretácico	Granito	2.55	1.31
<b>836</b>	250413-1	6286574	328526	2.3	2.1	9.5	Cretácico	Granito	2.55	1.34
<b>837</b>	250413-1	6286561	328523	2.4	1.7	8.9	Cretácico	Granito	2.55	1.21
<b>849</b>	250413-4	6287192	320828	2.5	1.4	6.5	Cretácico	Granito	2.77	1.07
<b>850</b>	250413-4	6287182	320829	2.5	2.3	3.4	Cretácico	Granito	2.77	1.09
<b>851</b>	250413-4	6287166	320787	2.2	1.4	4.7	Cretácico	Granito	2.77	0.91
<b>852</b>	250413-4	6287168	320778	2.3	1.2	4.8	Cretácico	Granito	2.77	0.88
<b>853</b>	250413-4	6287163	320795	2.2	1.1	4.7	Cretácico	Granito	2.77	0.83
<b>873</b>	260413-3	6270234	329568	5.2	4.8	19	Cretácico	Granito	2.77	3.11



<b>874</b>	260413-3	6270244	329569	3.7	4.8	16.3	Cretácico	Granito	2.77	2.78
<b>875</b>	260413-3	6270243	329569	4.3	4	17.9	Cretácico	Granito	2.77	2.74
<b>876</b>	260413-3	6270240	329579	6	3.7	19.3	Cretácico	Granito	2.77	2.92
<b>924</b>	300413-2	6298019	313199	1.8	1.6	5.8	Cretácico	Granito	2.65	0.96
<b>925</b>	300413-2	6298029	313202	1.5	1.7	5.9	Cretácico	Granito	2.65	0.97
<b>926</b>	300413-2	6298031	313201	1.6	1.2	6.9	Cretácico	Granito	2.65	0.92
<b>927</b>	300413-2	6298023	313207	1.6	1.9	5.6	Cretácico	Granito	2.65	1.01
<b>928</b>	300413-2	6298025	313195	2.1	1.2	6.5	Cretácico	Granito	2.65	0.94
<b>955</b>	020513-2A	6246406	340264	4.5	3.3	11.6	Cretácico	Tonalita	2.45	1.88
<b>956</b>	020513-2A	6246400	340283	5.2	4.8	15.2	Cretácico	Tonalita	2.45	2.52
<b>957</b>	020513-2A	6246408	340269	6.1	5	23.2	Cretácico	Tonalita	2.45	3.15
<b>958</b>	020513-2A	6246409	340275	5	6.8	18.2	Cretácico	Tonalita	2.45	3.16
<b>983</b>	030513-4	6345887	312923	2.8	1.5	13.7	Cretácico	Tonalita	2.62	1.55
<b>984</b>	030513-4	6345887	312923	3	3.5	11	Cretácico	Tonalita	2.62	1.88
<b>985</b>	030513-4	6345887	312923	2.7	1.5	13.4	Cretácico	Tonalita	2.62	1.52
<b>986</b>	030513-4	6345883	312931	3	2.5	14.5	Cretácico	Tonalita	2.62	1.87
<b>987</b>	030513-4	6345818	313094	2.2	1.1	11.1	Cretácico	Tonalita	2.62	1.22
<b>988</b>	030513-4	6345892	313013	2.7	1.8	12.2	Cretácico	Tonalita	2.62	1.51

**Tabla Anexo 1: Datos obtenidos del Intrusivo Cretácico. Para las coordenadas UTM el elipsoide de referencia corresponde a WGS 84 y el huso al 19S.**

<b>Id</b>	<b>Punto</b>	<b>UTM N</b>	<b>UTM E</b>	<b>K[%]</b>	<b>U[ppm]</b>	<b>Th[ppm]</b>	<b>Intrusivo</b>	<b>Litología</b>	<b><math>\rho</math>[g/cm<sup>3</sup>]</b>	<b>RHP[uW/m<sup>3</sup>]</b>
<b>590</b>	040413-1	6303459	361567	0.6	0.0	1.7	Oligoceno	Dacita	2.60	0.17
<b>591</b>	040413-1	6303459	361567	1.2	0.5	4.3	Oligoceno	Dacita	2.60	0.52
<b>592</b>	040413-1	6303459	361567	0.8	0.5	2.0	Oligoceno	Dacita	2.60	0.33
<b>593</b>	040413-1	6303459	361567	0.7	0.2	3.3	Oligoceno	Dacita	2.60	0.33
<b>765</b>	170413-2	6301150	348594	0.7	0.1	2.3	Oligoceno	Andesita	2.49	0.23
<b>766</b>	170413-2	6301150	348594	0.9	0.3	1.3	Oligoceno	Andesita	2.49	0.23
<b>767</b>	170413-2	6301150	348594	1.1	0.3	2.3	Oligoceno	Andesita	2.49	0.31
<b>768</b>	170413-2	6301150	348594	0.8	0.7	1.3	Oligoceno	Andesita	2.49	0.32
<b>770</b>	170413-4	6298895	347426	1.2	0.4	2.6	Oligoceno	Andesita	2.71	0.40
<b>771</b>	170413-4	6298895	347426	0.7	0.4	4.7	Oligoceno	Andesita	2.71	0.49
<b>772</b>	170413-4	6298895	347426	0.8	1	3	Oligoceno	Andesita	2.71	0.54
<b>774</b>	170413-4	6298895	347426	1	0.8	2.4	Oligoceno	Andesita	2.71	0.47
<b>775</b>	170413-4	6298895	347426	1.5	0.5	2.8	Oligoceno	Andesita	2.71	0.46
<b>776</b>	170413-5	6298701	347232	1	0.5	1.6	Oligoceno	Andesita	2.71	0.33
<b>777</b>	170413-5	6298701	347232	0.8	0.4	1	Oligoceno	Andesita	2.71	0.25
<b>778</b>	170413-5	6298701	347232	0.9	0.2	1	Oligoceno	Andesita	2.71	0.21
<b>779</b>	170413-5	6298701	347232	0.9	0	1.1	Oligoceno	Andesita	2.71	0.16
<b>944</b>	010513-3A	6303464	338610	1	0.2	1.9	Oligoceno	Dacita	2.60	0.27
<b>945</b>	010513-3A	6303460	338609	0.9	0.6	2.9	Oligoceno	Dacita	2.60	0.42
<b>946</b>	010513-3A	6303456	338606	0.9	0.4	1.5	Oligoceno	Dacita	2.60	0.28

**Tabla Anexo 2: Datos obtenidos del Intrusivo Oligoceno. Para las coordenadas UTM el elipsoide de referencia corresponde a WGS 84 y el huso al 19S.**

<b>Id</b>	<b>Punto</b>	<b>UTM N</b>	<b>UTM E</b>	<b>K[%]</b>	<b>U[ppm]</b>	<b>Th[ppm]</b>	<b>Intrusivo</b>	<b>Litología</b>	<b><math>\rho</math>[g/cm<sup>3</sup>]</b>	<b>RHP[uW/m<sup>3</sup>]</b>
<b>468</b>	100113-3	6279202	358823	3.6	3.6	13.7	Mioceno	Granodiorita	2.59	2.12
<b>469</b>	100113-3	6279218	358819	3.6	3.4	12.6	Mioceno	Granodiorita	2.59	2.00
<b>470</b>	100113-3	6279213	358816	3.8	4	13.9	Mioceno	Granodiorita	2.59	2.25
<b>471</b>	100113-3	6279217	358813	3.7	4.1	13.6	Mioceno	Granodiorita	2.59	2.25

**Tabla Anexo 3: Datos obtenidos del Intrusivo Mioceno. Para las coordenadas UTM el elipsoide de referencia corresponde a WGS 84 y el huso al 19S.**

<b>Id</b>	<b>Punto</b>	<b>UTM N</b>	<b>UTM E</b>	<b>K[%]</b>	<b>U[ppm]</b>	<b>Th[ppm]</b>	<b>Formación</b>	<b>Litología</b>	<b><math>\rho</math>[g/cm<sup>3</sup>]</b>	<b>RHP[uW/m<sup>3</sup>]</b>
<b>513</b>	160113-2	6294716	320391	3.9	0.9	7.2	Lo Prado	Andesita	2.75	1.12
<b>514</b>	160113-2	6294720	320392	4.2	1.6	6.3	Lo Prado	Andesita	2.75	1.27
<b>515</b>	160113-2	6294713	320387	3	1.5	5.8	Lo Prado	Andesita	2.75	1.09
<b>516</b>	160113-2	6294703	320384	2.9	1.1	6.2	Lo Prado	Andesita	2.75	1.00
<b>517</b>	160113-2	6294717	320390	3.2	1.7	5.1	Lo Prado	Andesita	2.75	1.11
<b>518</b>	160113-2	6294724	320393	5.6	1.1	6.5	Lo Prado	Andesita	2.75	1.28
<b>519</b>	160113-3	6295722	321037	5.2	2.1	10.3	Lo Prado	Brecha Polimíctica	2.75	1.78
<b>520</b>	160113-3	6295726	321037	5.1	2.7	10.4	Lo Prado	Brecha Polimíctica	2.75	1.93
<b>521</b>	160113-3	6295725	321043	4.3	1.7	8.6	Lo Prado	Brecha Polimíctica	2.75	1.46
<b>522</b>	160113-3	6295720	321044	4.7	2.9	8.8	Lo Prado	Brecha Polimíctica	2.75	1.83
<b>523</b>	160113-3	6295722	321043	4.3	1.1	10.2	Lo Prado	Brecha Polimíctica	2.75	1.42
<b>557</b>	180113-2	6340680	307938	0.8	2	4.4	Lo Prado	Skarn	2.47	0.82
<b>558</b>	180113-2	6340679	307949	0.9	1.6	8.3	Lo Prado	Skarn	2.47	0.98
<b>559</b>	180113-2	6340678	307936	1.4	1.3	8.6	Lo Prado	Skarn	2.47	0.97
<b>560</b>	180113-2	6340671	307948	0.7	0.8	8.8	Lo Prado	Skarn	2.47	0.81
<b>561</b>	180113-2	6340664	307949	0.8	1.6	6.8	Lo Prado	Skarn	2.47	0.88
<b>839</b>	250413-2	6288859	323046	2.5	4.2	11.7	Lo Prado	Arenisca	2.66	2.09

<b>840</b>	250413-2	6288850	323063	4.2	3.8	11.4	Lo Prado	Arenisca	2.66	2.13
<b>843</b>	250413-3	6289483	321965	2.6	1.8	11.7	Lo Prado	Andesita	2.50	1.40
<b>844</b>	250413-3	6289474	321957	2.4	1.5	14.1	Lo Prado	Andesita	2.50	1.47
<b>845</b>	250413-3	6289469	321934	2.3	2.2	9.1	Lo Prado	Andesita	2.50	1.31
<b>846</b>	250413-3	6289488	321930	2.5	1.6	10.4	Lo Prado	Andesita	2.50	1.26
<b>847</b>	250413-3	6289493	321912	1.3	1.9	10.8	Lo Prado	Andesita	2.50	1.26
<b>848</b>	250413-3	6288605	322099	1.5	2.1	10.3	Lo Prado	Andesita	2.50	1.29
<b>854</b>	250413-5	6287223	320852	1.9	1.6	6.5	Lo Prado	Andesita	2.50	0.96
<b>855</b>	250413-5	6287282	320865	1.7	1.3	12	Lo Prado	Andesita	2.50	1.23
<b>856</b>	250413-5	6287283	320857	3.1	1.1	9.6	Lo Prado	Andesita	2.50	1.15
<b>857</b>	250413-5	6287320	320831	2.8	1.5	6.2	Lo Prado	Andesita	2.50	1.00
<b>877</b>	260413-4	6266263	315593	3.1	4.8	6.8	Lo Prado	Andesita	2.52	1.86
<b>878</b>	260413-4	6266263	315593	3.6	5.3	8.4	Lo Prado	Andesita	2.52	2.13
<b>879</b>	260413-4	6266263	315593	3.2	4.7	6.2	Lo Prado	Andesita	2.52	1.81
<b>880</b>	260413-4	6266263	315593	3.1	4.4	7.2	Lo Prado	Andesita	2.52	1.79
<b>881</b>	260413-4	6266263	315593	3.6	4	6.9	Lo Prado	Andesita	2.52	1.72
<b>919</b>	300413-1	6298062	315243	2.1	2.9	11.1	Lo Prado	Andesita	2.55	1.62
<b>920</b>	300413-1	6298080	315280	2	2.5	11.8	Lo Prado	Andesita	2.55	1.56
<b>921</b>	300413-1	6298078	315276	2.3	1.9	13.3	Lo Prado	Andesita	2.55	1.53
<b>922</b>	300413-1	6298070	315262	1.8	2	13.1	Lo Prado	Andesita	2.55	1.50
<b>923</b>	300413-1	6298080	315253	3.2	2.1	12.8	Lo Prado	Andesita	2.55	1.63
<b>929</b>	300413-3	6326139	304135	1.6	1	5	Lo Prado	Andesita	2.55	0.71
<b>930</b>	300413-3	6326149	304137	2.2	0.9	7.3	Lo Prado	Andesita	2.55	0.89
<b>931</b>	300413-3	6326142	304139	2.6	0.8	4.8	Lo Prado	Andesita	2.55	0.74
<b>932</b>	300413-3	6326141	304135	2.5	1	5.3	Lo Prado	Andesita	2.55	0.81
<b>933</b>	300413-3	6326138	304135	1.6	1.1	5.7	Lo Prado	Andesita	2.55	0.78
<b>970</b>	030513-1	6337322	303811	1.6	1.5	6.1	Lo Prado	Andesita	2.76	0.98
<b>971</b>	030513-1	6337324	303810	0.9	1.9	5.9	Lo Prado	Andesita	2.76	1.00
<b>972</b>	030513-1	6337328	303810	0.7	0.2	6.4	Lo Prado	Andesita	2.76	0.57

<b>973</b>	030513-1	6337322	303814	1.4	0.9	6.8	Lo Prado	Andesita	2.76	0.85
<b>974</b>	030513-1	6337324	303810	0.8	0.5	7.2	Lo Prado	Andesita	2.76	0.72
<b>975</b>	030513-2	6340941	305745	1.9	1.9	12.4	Lo Prado	Toba	2.69	1.52
<b>976</b>	030513-2	6340951	305758	1.6	3	11.6	Lo Prado	Toba	2.69	1.72
<b>977</b>	030513-2	6340968	305751	2.2	3	13.9	Lo Prado	Toba	2.69	1.93
<b>978</b>	030513-2	6340961	305755	1.2	4.2	13.1	Lo Prado	Toba	2.69	2.09
<b>979</b>	030513-3	6339862	307535	5.5	4.6	13.3	Lo Prado	Alterada volcánica	2.67	2.59
<b>980</b>	030513-3	6339865	307532	7.5	6.5	16.1	Lo Prado	Alterada volcánica	2.67	3.45
<b>981</b>	030513-3	6339865	307525	7.2	7.2	14.4	Lo Prado	Alterada volcánica	2.67	3.48
<b>982</b>	030513-3	6339863	307526	4.2	4.9	11.3	Lo Prado	Alterada volcánica	2.67	2.41

**Tabla Anexo 4: Datos obtenidos de la Formación Lo Prado. Para las coordenadas UTM el elipsoide de referencia corresponde a WGS 84 y el huso al 19S.**

<b>Id</b>	<b>Punto</b>	<b>UTM N</b>	<b>UTM E</b>	<b>K[%]</b>	<b>U[ppm]</b>	<b>Th[ppm]</b>	<b>Formación</b>	<b>Litología</b>	<b><math>\rho</math>[g/cm<sup>3</sup>]</b>	<b>RHP[uW/m<sup>3</sup>]</b>
<b>539</b>	170113-2	6334848	315643	1.3	0.9	3.1	Veta Negra	Andesita	2.82	0.59
<b>540</b>	170113-2	6334848	315636	1.3	0.6	3.6	Veta Negra	Andesita	2.82	0.55
<b>541</b>	170113-2	6334852	315637	1.6	0.2	4.2	Veta Negra	Andesita	2.82	0.51
<b>542</b>	170113-2	6334855	315642	1.6	0.6	4.1	Veta Negra	Andesita	2.82	0.61
<b>543</b>	170113-2	6334852	315639	1.4	1.4	3.9	Veta Negra	Andesita	2.82	0.79
<b>544</b>	170113-3	6333806	314130	2.2	2.5	6.8	Veta Negra	Andesita	2.74	1.34
<b>545</b>	170113-3	6333808	314132	2.4	2.7	6.9	Veta Negra	Andesita	2.74	1.42
<b>546</b>	170113-3	6333807	314128	2.4	1.9	6.9	Veta Negra	Andesita	2.74	1.21
<b>547</b>	170113-3	6333800	314129	2.7	2	6.4	Veta Negra	Andesita	2.74	1.23
<b>548</b>	170113-3	6333809	314131	3.3	1.6	9.1	Veta Negra	Andesita	2.74	1.37
<b>549</b>	170113-3	6333815	314134	2.4	1.3	8	Veta Negra	Andesita	2.74	1.13
<b>841</b>	250413-2	6288856	323080	4.8	3.8	13.8	Veta Negra	Andesita	2.66	2.35
<b>842</b>	250413-2	6288848	323092	4.7	4.7	13.8	Veta Negra	Andesita	2.66	2.56

<b>858</b>	250413-6	6296320	323510	3.5	1.8	6.1	Veta Negra	Toba	2.61	1.17
<b>859</b>	250413-6	6296318	323505	2.9	1.2	5.7	Veta Negra	Toba	2.61	0.94
<b>860</b>	250413-6	6296317	323498	2.1	0.7	5.6	Veta Negra	Toba	2.61	0.74
<b>861</b>	250413-6	6296309	323512	2	1.1	3.6	Veta Negra	Toba	2.61	0.69
<b>862</b>	250413-6	6296312	323514	3.4	1.8	6.7	Veta Negra	Toba	2.61	1.20
<b>882</b>	260413-5A	6266303	321962	3.7	1.8	7.6	Veta Negra	Andesita	2.76	1.36
<b>883</b>	260413-5A	6266301	321970	2.9	1.5	8.8	Veta Negra	Andesita	2.76	1.29
<b>884</b>	260413-5A	6266302	321970	2.7	1	10	Veta Negra	Andesita	2.76	1.23
<b>885</b>	260413-5B	6266495	322094	6.6	4.5	20.4	Veta Negra	Andesita	2.62	3.09
<b>886</b>	260413-5B	6266501	322103	3.2	3.9	15.7	Veta Negra	Andesita	2.62	2.32
<b>887</b>	260413-5B	6266519	322108	7.8	3.8	22.7	Veta Negra	Andesita	2.62	3.18
<b>910</b>	290413-6	6252406	316954	6	4.2	16.4	Veta Negra	Volcánica alterada	2.48	2.55
<b>911</b>	290413-6	6252422	316951	5.6	6.1	18.5	Veta Negra	Volcánica alterada	2.48	3.09
<b>912</b>	290413-6	6252411	316954	6.5	3.8	20.4	Veta Negra	Volcánica alterada	2.48	2.75
<b>913</b>	290413-6	6252415	316965	5.8	5.5	19	Veta Negra	Volcánica alterada	2.48	3.00
<b>914</b>	290413-6	6252414	316951	7	4.8	23.6	Veta Negra	Volcánica alterada	2.48	3.23

**Tabla Anexo 5: Datos obtenidos de la Formación Veta Negra. Para las coordenadas UTM el elipsoide de referencia corresponde a WGS 84 y el huso al 19S.**

<b>Id</b>	<b>Punto</b>	<b>UTM N</b>	<b>UTM E</b>	<b>K[%]</b>	<b>U[ppm]</b>	<b>Th[ppm]</b>	<b>Formación</b>	<b>Litología</b>	<b><math>\rho</math>[g/cm<sup>3</sup>]</b>	<b>RHP[uW/m<sup>3</sup>]</b>
508	160113-1	6298462	330129	3.9	1.7	4.1	Las Chilcas	Andesita	2.76	1.11
509	160113-1	6298462	330129	2.4	1.1	5.7	Las Chilcas	Andesita	2.76	0.92
510	160113-1	6298462	330129	3.8	1.0	5.7	Las Chilcas	Andesita	2.76	1.03
511	160113-1	6298534	330112	0.5	1.4	3.1	Las Chilcas	Andesita	2.76	0.63
512	160113-1	6298555	330100	3.0	0.5	5.9	Las Chilcas	Andesita	2.76	0.84
524	160113-4A	6320947	329365	1.6	0.6	4.2	Las Chilcas	Toba	2.76	0.61
525	160113-4A	6320928	329333	1.4	1.2	3.7	Las Chilcas	Toba	2.76	0.71
526	160113-4A	6320935	329351	1.3	0.6	3.9	Las Chilcas	Toba	2.76	0.56
527	160113-4A	6320940	329370	1.6	1.2	4.1	Las Chilcas	Toba	2.76	0.76
528	160113-4A	6320947	329353	1.5	1.0	3.8	Las Chilcas	Toba	2.76	0.68
530	160113-5	6318479	328469	2.9	1.1	6.1	Las Chilcas	Andesita	2.76	1.00
531	160113-5	6318477	328433	0.7	1.3	4.3	Las Chilcas	Andesita	2.76	0.71
532	160113-5	6318476	328445	2.4	1.9	6.1	Las Chilcas	Andesita	2.76	1.16
533	160113-5	6318457	328441	1.0	1.4	5.1	Las Chilcas	Andesita	2.76	0.82
780	180413-1	6280346	340533	1.6	1.0	2.8	Las Chilcas	Toba	2.59	0.58
781	180413-1	6280346	340533	1.6	0.2	4.3	Las Chilcas	Toba	2.59	0.48
782	180413-1	6280346	340533	1.5	0.3	4.8	Las Chilcas	Toba	2.59	0.53
783	180413-1	6280346	340533	1.2	1.6	3.2	Las Chilcas	Toba	2.59	0.71
784	180413-1	6280346	340533	1.6	0.8	4.4	Las Chilcas	Toba	2.59	0.63
785	180413-2	6280392	340382	2.1	0.7	3.3	Las Chilcas	Toba	2.59	0.58
786	180413-2	6280389	340382	2.3	0.4	3.5	Las Chilcas	Toba	2.59	0.54
787	180413-2	6280381	340389	0.9	0.7	3.4	Las Chilcas	Toba	2.59	0.48
788	180413-2	6280386	340386	2.6	0.8	3.6	Las Chilcas	Toba	2.59	0.67
789	180413-2	6280389	340385	1.9	0.4	2.8	Las Chilcas	Toba	2.59	0.46
790	180413-3	6280484	340364	1.7	0.6	3.7	Las Chilcas	Andesita	2.66	0.56
791	180413-3	6280480	340348	1.2	0.0	2.9	Las Chilcas	Andesita	2.66	0.31
792	180413-3	6280482	340363	1.2	0.6	2.5	Las Chilcas	Andesita	2.66	0.43

<b>793</b>	180413-3	6280484	340365	1.5	1.0	1.3	Las Chilcas	Andesita	2.66	0.48
<b>794</b>	180413-3	6280480	340388	1.4	0.8	2.5	Las Chilcas	Andesita	2.66	0.50
<b>795</b>	180413-4	6280507	340379	0.5	0.8	2.8	Las Chilcas	Conglomerado	2.60	0.43
<b>796</b>	180413-4	6280514	340391	0.8	0.6	2.2	Las Chilcas	Conglomerado	2.60	0.37
<b>797</b>	180413-4	6280515	340381	0.5	0.7	2.0	Las Chilcas	Conglomerado	2.60	0.35
<b>798</b>	180413-4	6280514	340374	0.6	0.2	2.6	Las Chilcas	Conglomerado	2.60	0.28
<b>799</b>	180413-4	6280518	340390	0.6	0.8	2.6	Las Chilcas	Conglomerado	2.60	0.43
<b>863</b>	260413-1	6278935	337993	5.2	3.6	13.1	Las Chilcas	Andesita	2.60	2.23
<b>864</b>	260413-1	6278935	337993	4.7	3.0	12.1	Las Chilcas	Andesita	2.60	1.97
<b>865</b>	260413-1	6278935	337993	6.0	3.0	15.0	Las Chilcas	Andesita	2.60	2.28
<b>866</b>	260413-1	6278935	337993	5.7	4.7	12.6	Las Chilcas	Andesita	2.60	2.52
<b>867</b>	260413-1	6278935	337993	5.5	3.5	12.9	Las Chilcas	Andesita	2.60	2.22
<b>868</b>	260413-2	6276013	331847	0.2	1.3	5.7	Las Chilcas	Andesita	2.60	0.72
<b>869</b>	260413-2	6276013	331847	1.7	0.8	7.8	Las Chilcas	Andesita	2.60	0.87
<b>870</b>	260413-2	6276013	331847	0.9	1.1	6.7	Las Chilcas	Andesita	2.60	0.80
<b>871</b>	260413-2	6276013	331847	0.2	1.4	4.5	Las Chilcas	Andesita	2.60	0.66
<b>872</b>	260413-2	6276097	331839	2.5	1.6	5.9	Las Chilcas	Andesita	2.60	1.01
<b>888</b>	290413-1	6271535	339846	1.0	0.6	3.0	Las Chilcas	Andesita	2.57	0.43
<b>889</b>	290413-1	6271552	339865	1.1	0.3	2.5	Las Chilcas	Andesita	2.57	0.34
<b>890</b>	290413-1	6271550	339829	1.0	0.9	1.6	Las Chilcas	Andesita	2.57	0.41
<b>891</b>	290413-1	6271530	339829	1.0	1.3	2.5	Las Chilcas	Andesita	2.57	0.57
<b>893</b>	290413-2	6256231	328126	4.8	4.4	13.8	Las Chilcas	Andesita	2.71	2.55
<b>894</b>	290413-2	6256226	328126	5.4	3.2	19.5	Las Chilcas	Andesita	2.71	2.69
<b>895</b>	290413-2	6256228	328130	5.9	3.9	15.4	Las Chilcas	Andesita	2.71	2.64
<b>896</b>	290413-2	6256234	328124	6.2	4.5	20.5	Las Chilcas	Andesita	2.71	3.17
<b>897</b>	290413-3	6252720	325688	3.0	2.3	9.3	Las Chilcas	Andesita	2.71	1.52
<b>898</b>	290413-3	6252735	325675	2.1	1.0	5.1	Las Chilcas	Andesita	2.71	0.81
<b>899</b>	290413-3	6252722	325693	3.8	3.7	12.5	Las Chilcas	Andesita	2.71	2.18
<b>905</b>	290413-4	6252076	326132	5.9	2.9	17.6	Las Chilcas	Andesita	2.71	2.53



<b>906</b>	290413-4	6252082	326132	3.1	0.9	4.5	Las Chilcas	Andesita	2.71	0.84
<b>907</b>	290413-4	6252085	326133	4.7	5.0	17.8	Las Chilcas	Andesita	2.71	2.97
<b>908</b>	290413-4	6252093	326107	5.4	5.5	15.9	Las Chilcas	Andesita	2.71	3.04
<b>909</b>	290413-4	6252097	326109	5.5	4.4	14.3	Las Chilcas	Andesita	2.71	2.65
<b>959</b>	020513-2B	6246414	340259	3.0	1.5	6.0	Las Chilcas	Andesita	2.64	1.06
<b>960</b>	020513-2B	6246416	340257	3.3	2.5	5.9	Las Chilcas	Andesita	2.64	1.33
<b>961</b>	020513-2B	6246412	340255	3.6	2.2	7.0	Las Chilcas	Andesita	2.64	1.36
<b>962</b>	020513-2B	6246413	340252	3.3	1.6	5.9	Las Chilcas	Andesita	2.64	1.10
<b>963</b>	020513-3	6299903	325548	1.9	0.4	3.7	Las Chilcas	Andesita	2.50	0.50
<b>964</b>	020513-3	6299902	325553	2.6	0.7	4.4	Las Chilcas	Andesita	2.50	0.67
<b>965</b>	020513-3	6299902	325553	2.8	0.2	4.7	Las Chilcas	Andesita	2.50	0.59
<b>966</b>	020513-3	6299898	325551	2.8	0.6	3.6	Las Chilcas	Andesita	2.50	0.62
<b>967</b>	020513-3	6298964	329474	1.9	0.5	6.0	Las Chilcas	Andesita	2.50	0.67
<b>969</b>	020513-3	6298964	329474	1.6	1.1	3.4	Las Chilcas	Andesita	2.50	0.62

**Tabla Anexo 6: Datos obtenidos de la Formación Las Chilcas. Para las coordenadas UTM el elipsoide de referencia corresponde a WGS 84 y el huso al 19S.**

<b>Id</b>	<b>Punto</b>	<b>UTM N</b>	<b>UTM E</b>	<b>K[%]</b>	<b>U[ppm]</b>	<b>Th[ppm]</b>	<b>Formación</b>	<b>Litología</b>	<b><math>\rho</math>[g/cm<sup>3</sup>]</b>	<b>RHP[uW/m<sup>3</sup>]</b>
<b>810</b>	190413-3	6340980	343063	0.7	0	2.2	Lo Valle	Andesita	2.63	0.21
<b>811</b>	190413-3	6340980	343063	0.9	0.2	1.9	Lo Valle	Andesita	2.63	0.26
<b>813</b>	190413-3	6340980	343063	1	0	1.7	Lo Valle	Andesita	2.63	0.21
<b>814</b>	190413-3	6340980	343063	0.8	0.1	1.4	Lo Valle	Andesita	2.63	0.19
<b>815</b>	190413-4	6345771	341860	0.8	0	2.6	Lo Valle	Toba	2.64	0.25
<b>816</b>	190413-4	6345771	341860	0.8	0	2.8	Lo Valle	Toba	2.64	0.26
<b>817</b>	190413-4	6345771	341860	0.6	0.1	2.7	Lo Valle	Toba	2.64	0.26
<b>818</b>	190413-4	6345771	341860	0.6	0	2.6	Lo Valle	Toba	2.64	0.23
<b>819</b>	190413-4	6345771	341860	1	0.2	1.5	Lo Valle	Toba	2.64	0.24
<b>820</b>	190413-5	6351778	340378	1.5	1.1	4.9	Lo Valle	Toba	2.61	0.74
<b>821</b>	190413-5	6351778	340378	1.3	0.9	5	Lo Valle	Toba	2.61	0.68
<b>822</b>	190413-5	6351778	340378	1.5	0.8	4.6	Lo Valle	Toba	2.61	0.64

<b>823</b>	190413-5	6351778	340378	1.7	1.3	2.9	Lo Valle	Toba	2.61	0.67
<b>824</b>	190413-6	6351187	340216	0.8	0.2	2.1	Lo Valle	Toba	2.55	0.26
<b>825</b>	190413-6	6351187	340216	1	0.6	2.8	Lo Valle	Toba	2.55	0.42
<b>826</b>	190413-6	6351187	340216	0.9	0.5	2.2	Lo Valle	Toba	2.55	0.35
<b>827</b>	190413-6	6351187	340216	0.8	0.5	2.6	Lo Valle	Toba	2.55	0.36
<b>828</b>	190413-6	6351187	340216	1	0.3	2.6	Lo Valle	Toba	2.55	0.33
<b>947</b>	010513-3B	6303470	338623	1.6	1.5	5.8	Lo Valle	Toba	2.57	0.89
<b>948</b>	010513-3B	6303469	338625	1.3	1.4	7	Lo Valle	Toba	2.57	0.92
<b>949</b>	010513-3B	6303469	338622	1.3	1.5	4.9	Lo Valle	Toba	2.57	0.81
<b>950</b>	010513-3B	6303471	338623	1.4	1.9	6.8	Lo Valle	Toba	2.57	1.04
<b>989</b>	030513-5	6336210	335945	5.2	3.1	25.8	Lo Valle	Toba	2.30	2.62
<b>990</b>	030513-5	6336210	335945	5	2.3	25.2	Lo Valle	Toba	2.30	2.39
<b>991</b>	030513-5	6336210	335945	6.3	5.2	28.1	Lo Valle	Toba	2.30	3.30
<b>992</b>	030513-5	6336212	335935	5.4	2.9	24.8	Lo Valle	Toba	2.30	2.53
<b>993</b>	030513-5	6336204	335934	5.9	3	25.8	Lo Valle	Toba	2.30	2.65

**Tabla Anexo 7: Datos obtenidos de la Formación Lo Valle. Para las coordenadas UTM el elipsoide de referencia corresponde a WGS 84 y el huso al 19S.**

<b>Id</b>	<b>Punto</b>	<b>UTM N</b>	<b>UTM E</b>	<b>K[%]</b>	<b>U[ppm]</b>	<b>Th[ppm]</b>	<b>Formación</b>	<b>Litología</b>	<b><math>\rho</math>[g/cm<sup>3</sup>]</b>	<b>RHP[uW/m<sup>3</sup>]</b>
<b>472</b>	100113-4	6275871	348696	3.4	2.1	15.9	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	1.77
<b>473</b>	100113-4	6275876	348689	4.6	2.4	20.7	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	2.24
<b>474</b>	100113-4	6275868	348707	4.8	3.6	20.2	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	2.51

**Tabla Anexo 8: Datos obtenidos de los Estratos de Los Ratones. Para las coordenadas UTM el elipsoide de referencia corresponde a WGS 84 y el huso al 19S.**

<b>Id</b>	<b>Punto</b>	<b>UTM N</b>	<b>UTM E</b>	<b>K[%]</b>	<b>U[ppm]</b>	<b>Th[ppm]</b>	<b>Formación</b>	<b>Litología</b>	<b><math>\rho</math>[g/cm<sup>3</sup>]</b>	<b>RHP[uW/m<sup>3</sup>]</b>
<b>164</b>	151112-1	6249930	344896	3.1	2.2	14.1	Abanico	Toba	2.53	1.72
<b>165</b>	151112-1	6249930	344896	2.9	4.1	13.0	Abanico	Toba	2.53	2.09
<b>166</b>	151112-1	6249930	344896	3.2	3.4	14.7	Abanico	Toba	2.53	2.06
<b>167</b>	151112-1	6249930	344896	3.3	4.5	13.0	Abanico	Toba	2.53	2.22
<b>168</b>	151112-1	6249930	344896	2.9	2.5	14.5	Abanico	Toba	2.53	1.80
<b>169</b>	151112-1	6249930	344896	3.1	3.9	14.5	Abanico	Toba	2.53	2.16
<b>170</b>	151112-1	6249930	344896	2.7	4.3	12.3	Abanico	Toba	2.53	2.07
<b>171</b>	151112-1	6249930	344896	3.4	2.5	15.3	Abanico	Toba	2.53	1.90
<b>172</b>	151112-2	6249963	344561	3.2	3.7	17.3	Abanico	Andesita	2.52	2.28
<b>173</b>	151112-2	6249963	344561	2.9	4.5	10.0	Abanico	Andesita	2.52	1.98
<b>174</b>	151112-2	6249963	344561	3.8	5.1	12.7	Abanico	Andesita	2.52	2.37
<b>175</b>	151112-2	6249963	344561	3.9	4.0	13.7	Abanico	Andesita	2.52	2.18
<b>176</b>	151112-2	6249963	344561	3.7	4.8	12.2	Abanico	Andesita	2.52	2.26
<b>177</b>	151112-2	6249963	344561	4.1	3.4	15.8	Abanico	Andesita	2.52	2.19
<b>178</b>	151112-3	6250192	345020	2.2	2.9	8.3	Abanico	Toba	2.52	1.42
<b>179</b>	151112-3	6250192	345020	2.2	2.5	9.1	Abanico	Toba	2.52	1.38
<b>180</b>	151112-3	6250192	345020	2.0	1.6	8.5	Abanico	Toba	2.52	1.11
<b>182</b>	151112-3	6250192	345020	2.1	1.8	7.9	Abanico	Toba	2.52	1.12
<b>183</b>	151112-3	6250192	345020	2.3	2.1	7.8	Abanico	Toba	2.52	1.21
<b>184</b>	161112-1	6286739	379613	1.8	1.1	2.8	Abanico	Andesita	2.49	0.60
<b>185</b>	161112-1	6286739	379613	1.1	0.1	3.6	Abanico	Andesita	2.49	0.35
<b>186</b>	161112-1	6286739	379613	0.3	0.3	4.7	Abanico	Andesita	2.49	0.40
<b>187</b>	161112-1	6286739	379613	0.6	0.7	2.4	Abanico	Andesita	2.49	0.37
<b>188</b>	161112-1	6286739	379613	0.6	0.9	2.2	Abanico	Andesita	2.49	0.41
<b>189</b>	161112-2	6286739	379613	0.2	0.0	4.0	Abanico	Toba	2.53	0.28
<b>190</b>	161112-2	6286739	379613	0.2	0.1	3.5	Abanico	Toba	2.53	0.27
<b>191</b>	161112-2	6286739	379613	0.1	0.8	2.4	Abanico	Toba	2.53	0.36

192	161112-2	6286739	379613	0.4	0.8	4.5	Abanico	Toba	2.53	0.52
193	161112-2	6286739	379613	0.2	0.9	2.1	Abanico	Toba	2.53	0.37
430	090113-1	6290695	386468	2.1	2.0	7.6	Abanico	Toba	2.53	1.16
431	090113-1	6290705	386465	2.0	1.4	7.2	Abanico	Toba	2.53	0.98
432	090113-1	6290703	386465	2.3	2.2	6.8	Abanico	Toba	2.53	1.17
433	090113-1	6290703	386465	1.9	1.6	5.1	Abanico	Toba	2.53	0.88
434	090113-1	6290703	386465	1.6	1.8	7.0	Abanico	Toba	2.53	1.03
435	090113-1	6290703	386465	1.8	1.6	7.8	Abanico	Toba	2.53	1.05
437	090113-2	6290448	386294	1.8	1.2	6.5	Abanico	Toba	2.53	0.87
438	090113-2	6290454	386299	2.3	1.9	5.2	Abanico	Toba	2.53	1.00
439	090113-2	6290454	386299	2.5	0.7	5.4	Abanico	Toba	2.53	0.74
440	090113-3	6289197	383909	0.6	1.2	3.6	Abanico	Toba	2.53	0.58
441	090113-3	6289191	383906	0.5	1.1	3.8	Abanico	Toba	2.53	0.56
442	090113-3	6289191	383906	0.5	0.6	4.3	Abanico	Toba	2.53	0.47
443	090113-4	6288505	381368	1.4	2.0	7.8	Abanico	Toba	2.59	1.14
444	090113-4	6288515	381377	2.2	0.7	6.9	Abanico	Toba	2.59	0.83
445	090113-4	6288509	381359	2.2	1.3	7.5	Abanico	Toba	2.59	1.02
446	090113-4	6288509	381359	1.7	1.2	7.7	Abanico	Toba	2.59	0.96
447	090113-4	6288509	381359	2.8	1.4	5.8	Abanico	Toba	2.59	0.98
448	090113-5	6287103	380405	2.6	1.0	4.2	Abanico	Toba	2.77	0.81
449	090113-5	6287109	380431	3.4	1.5	8.4	Abanico	Toba	2.77	1.32
450	090113-5	6287108	380435	2.3	0.8	2.7	Abanico	Toba	2.77	0.62
451	090113-5	6287105	380431	2.5	2.1	8.5	Abanico	Toba	2.77	1.40
452	090113-5	6287105	380431	2.4	0.9	7.2	Abanico	Toba	2.77	0.98
453	090113-6	6286699	379445	0.5	0.8	3.6	Abanico	Toba	2.58	0.48
454	090113-6	6286699	379445	0.5	0.1	5.0	Abanico	Toba	2.58	0.40
455	090113-6	6286712	379437	0.8	0.2	4.3	Abanico	Toba	2.58	0.40
456	090113-6	6286711	379428	1.3	1.5	4.4	Abanico	Toba	2.58	0.77
457	090113-6	6286688	379411	1.2	0.7	5.3	Abanico	Toba	2.58	0.63

<b>458</b>	100113-1	6284158	374664	2.1	1.4	8.9	Abanico	Andesita	2.51	1.09
<b>459</b>	100113-1	6284175	374652	2.4	2.4	9.0	Abanico	Andesita	2.51	1.36
<b>460</b>	100113-1	6284171	374658	2.3	2.4	8.8	Abanico	Andesita	2.51	1.34
<b>461</b>	100113-1	6284149	374639	2.4	1.5	7.5	Abanico	Andesita	2.51	1.05
<b>462</b>	100113-1	6284149	374639	3.1	1.5	7.7	Abanico	Andesita	2.51	1.13
<b>463</b>	100113-1	6284142	374636	2.5	2.1	6.6	Abanico	Andesita	2.51	1.15
<b>464</b>	100113-2	6265620	380494	3.3	2.4	9.3	Abanico	Toba	2.51	1.46
<b>465</b>	100113-2	6265624	380501	3.4	1.6	9.6	Abanico	Toba	2.51	1.30
<b>466</b>	100113-2	6265596	380504	3.4	1.9	7.3	Abanico	Toba	2.51	1.22
<b>467</b>	100113-2	6265599	380503	3.4	1.9	7.4	Abanico	Toba	2.51	1.23
<b>475</b>	110113-1	6313279	346083	2.4	2.6	6.5	Abanico	Toba	2.58	1.28
<b>476</b>	110113-1	6313279	346083	2.3	2.6	8.6	Abanico	Toba	2.58	1.41
<b>477</b>	110113-1	6313274	346079	2.5	1.5	8.9	Abanico	Toba	2.58	1.18
<b>478</b>	110113-1	6313281	346086	2.1	1.8	8.0	Abanico	Toba	2.58	1.16
<b>479</b>	110113-1	6313281	346086	2.1	1.8	7.3	Abanico	Toba	2.58	1.11
<b>480</b>	110113-2	6316624	350542	0.7	0.0	2.7	Abanico	Andesita	2.58	0.24
<b>481</b>	110113-2	6316628	350536	0.7	0.0	2.4	Abanico	Andesita	2.58	0.22
<b>482</b>	110113-2	6316622	350542	0.7	0.0	1.8	Abanico	Andesita	2.58	0.18
<b>483</b>	110113-3	6304681	351051	2.4	2.3	12.7	Abanico	Toba	2.58	1.62
<b>484</b>	110113-3	6304677	351054	2.4	3.0	12.6	Abanico	Toba	2.58	1.79
<b>485</b>	110113-3	6304671	351053	1.9	3.2	10.7	Abanico	Toba	2.58	1.66
<b>486</b>	110113-3	6304664	351056	2.8	1.8	11.4	Abanico	Toba	2.58	1.45
<b>505</b>	150113-5	6306788	368865	2.2	1.7	6.2	Abanico	Toba	2.58	1.03
<b>506</b>	150113-5	6306813	368879	2.0	0.1	5.0	Abanico	Toba	2.58	0.53
<b>507</b>	150113-5	6306818	368871	1.9	1.6	2.7	Abanico	Toba	2.58	0.74
<b>594</b>	040413-2	6303560	363315	1.1	0.1	4.5	Abanico	Toba	2.60	0.42
<b>596</b>	040413-2	6303560	363315	1.1	1.2	3.9	Abanico	Toba	2.60	0.66
<b>597</b>	040413-2	6303560	363315	1.2	0.6	4.6	Abanico	Toba	2.60	0.56
<b>598</b>	040413-2	6303560	363315	1.0	1.2	4.3	Abanico	Toba	2.60	0.67

<b>599</b>	040413-3	6303809	364355	0.9	0.7	3.2	Abanico	Brecha volcánica	2.60	0.47
<b>600</b>	040413-3	6303809	364355	1.2	0.5	4.4	Abanico	Brecha volcánica	2.60	0.53
<b>601</b>	040413-3	6303809	364355	1.5	1.4	4.4	Abanico	Brecha volcánica	2.60	0.78
<b>602</b>	040413-3	6303809	364355	1.3	0.7	5.4	Abanico	Brecha volcánica	2.60	0.65
<b>603</b>	040413-3	6303809	364355	1.6	1.2	3.8	Abanico	Brecha volcánica	2.60	0.69
<b>604</b>	050413-1	6300464	366639	0.4	0.1	3.9	Abanico	Andesita	2.60	0.32
<b>605</b>	050413-1	6300464	366639	0.4	0.0	3.3	Abanico	Andesita	2.60	0.26
<b>606</b>	050413-1	6300464	366639	0.4	0.0	4.0	Abanico	Andesita	2.60	0.30
<b>607</b>	050413-1	6300464	366639	0.4	0.0	3.3	Abanico	Andesita	2.60	0.26
<b>608</b>	050413-1	6300464	366639	0.4	0.2	3.0	Abanico	Andesita	2.60	0.29
<b>609</b>	050413-2	6297637	367269	2.1	2.6	7.7	Abanico	Brecha polimíctica	2.60	1.35
<b>610</b>	050413-2	6297637	367269	1.7	1.1	8.7	Abanico	Brecha polimíctica	2.60	1.01
<b>611</b>	050413-2	6297637	367269	1.6	0.8	6.3	Abanico	Brecha polimíctica	2.60	0.76
<b>612</b>	050413-2	6297637	367269	1.9	1.7	6.8	Abanico	Brecha polimíctica	2.60	1.05
<b>613</b>	050413-3	6297637	367269	1.8	1.0	5.2	Abanico	Brecha	2.60	0.76
<b>614</b>	050413-3	6297693	366642	2.0	1.0	4.8	Abanico	Brecha	2.60	0.75
<b>615</b>	050413-3	6297693	366642	2.4	1.1	5.0	Abanico	Brecha	2.60	0.82
<b>616</b>	050413-3	6297693	366642	3.9	0.7	5.1	Abanico	Toba	2.60	0.87
<b>617</b>	050413-3	6297693	366642	0.9	0.2	6.2	Abanico	Toba	2.60	0.54
<b>618</b>	050413-3	6297693	366642	1.7	0.8	6.0	Abanico	Toba	2.60	0.75
<b>762</b>	170413-1	6301296	348839	3.2	2.0	10.1	Abanico	Toba	2.31	1.29
<b>763</b>	170413-1	6301296	348839	3.1	2.4	9.0	Abanico	Toba	2.31	1.31
<b>764</b>	170413-1	6301296	348839	3.7	3.4	9.4	Abanico	Toba	2.31	1.60
<b>769</b>	170413-1	6301374	348955	3.2	2.5	8.3	Abanico	Toba	2.31	1.30
<b>800</b>	190413-1	6308532	342434	1.3	1.0	2.6	Abanico	Andesita	2.71	0.56
<b>801</b>	190413-1	6308532	342434	0.9	0.6	4.2	Abanico	Andesita	2.71	0.53

<b>802</b>	190413-1	6308532	342434	1.2	1.2	3.8	Abanico	Andesita	2.71	0.69
<b>803</b>	190413-1	6308532	342434	1.1	1.2	3.2	Abanico	Andesita	2.71	0.63
<b>804</b>	190413-1	6308532	342434	1.3	0.7	3.6	Abanico	Andesita	2.71	0.55
<b>805</b>	190413-2	6326972	346552	0.8	0.3	2.0	Abanico	Toba	2.71	0.29
<b>806</b>	190413-2	6326972	346552	1.3	0.6	1.3	Abanico	Toba	2.71	0.37
<b>807</b>	190413-2	6326972	346552	1.1	0.3	2.1	Abanico	Toba	2.71	0.33
<b>808</b>	190413-2	6326972	346552	1.2	0.2	2.4	Abanico	Toba	2.71	0.33
<b>809</b>	190413-2	6326972	346552	0.6	0.3	1.8	Abanico	Toba	2.71	0.26
<b>934</b>	010513-1	6301039	347105	1.4	0.5	2.2	Abanico	Toba	2.39	0.36
<b>935</b>	010513-1	6301039	347105	1.3	1.2	2.5	Abanico	Toba	2.39	0.53
<b>936</b>	010513-1	6301039	347105	1.3	1.1	2.6	Abanico	Toba	2.39	0.52
<b>937</b>	010513-1	6301039	347105	1.6	0.0	3.2	Abanico	Toba	2.39	0.33
<b>938</b>	010513-1	6301039	347105	1.3	1.0	2.6	Abanico	Toba	2.39	0.49
<b>939</b>	010513-2	6304743	342055	0.8	0.5	2.0	Abanico	Toba	2.30	0.29
<b>940</b>	010513-2	6304743	342055	0.7	0.1	1.9	Abanico	Toba	2.30	0.19
<b>941</b>	010513-2	6304743	342055	0.7	0.0	2.4	Abanico	Toba	2.30	0.20
<b>942</b>	010513-2	6304777	342028	0.6	0.0	2.0	Abanico	Toba	2.30	0.17
<b>943</b>	010513-2	6304777	342028	0.6	0.3	2.0	Abanico	Toba	2.30	0.23
<b>951</b>	020513-1	6243810	347580	1.4	0.9	3.2	Abanico	Andesita	2.47	0.53
<b>952</b>	020513-1	6243813	347578	1.3	0.7	3.8	Abanico	Andesita	2.47	0.52
<b>953</b>	020513-1	6243814	347595	1.4	1.3	3.9	Abanico	Andesita	2.47	0.67
<b>954</b>	020513-1	6243816	347606	1.1	0.9	2.9	Abanico	Andesita	2.47	0.49
<b>994</b>	160513-1	6312953	365472	1.2	0.6	4.4	Abanico	Andesita	2.65	0.56
<b>995</b>	160513-1	6312939	365467	1.8	0.3	6.1	Abanico	Andesita	2.65	0.66
<b>996</b>	160513-1	6312944	365459	1.3	1.1	4.3	Abanico	Andesita	2.65	0.69
<b>997</b>	160513-1	6312947	365460	1.3	1.0	4.4	Abanico	Andesita	2.65	0.67
<b>998</b>	160513-1	6312958	365468	1.5	1.4	3.6	Abanico	Andesita	2.65	0.74
<b>999</b>	160513-2	6312505	364657	1.7	1.4	6.7	Abanico	Andesita	2.65	0.97
<b>1000</b>	160513-2	6312505	364657	1.7	2.3	6.1	Abanico	Andesita	2.65	1.15

<b>1001</b>	160513-2	6312507	364636	1.9	1.4	4.9	Abanico	Andesita	2.65	0.86
<b>1002</b>	170513-1	6326954	350757	1.8	0.5	1.7	Abanico	Andesita	2.65	0.41
<b>1003</b>	170513-1	6326944	350744	1.7	0.0	3.0	Abanico	Andesita	2.65	0.36
<b>1004</b>	170513-1	6326973	350723	1.0	0.4	3.0	Abanico	Andesita	2.65	0.40
<b>1005</b>	170513-1	6326941	350760	1.7	1.0	1.9	Abanico	Andesita	2.65	0.54
<b>1006</b>	170513-1	6326924	350767	0.7	0.1	2.4	Abanico	Andesita	2.65	0.25
<b>1007</b>	170513-1	6326932	350773	1.1	0.1	3.3	Abanico	Andesita	2.65	0.35

**Tabla Anexo 9: Datos obtenidos de la Formación Abanico. Para las coordenadas UTM el elipsoide de referencia corresponde a WGS 84 y el huso al 19S.**

<b>Id</b>	<b>Punto</b>	<b>UTM N</b>	<b>UTM E</b>	<b>K[%]</b>	<b>U[ppm]</b>	<b>Th[ppm]</b>	<b>Formación</b>	<b>Litología</b>	<b><math>\rho</math>[g/cm<sup>3</sup>]</b>	<b>RHP[uW/m<sup>3</sup>]</b>
<b>487</b>	150113-1	6318909	374299	2.2	2.8	10.1	Farellones	Toba	2.64	1.59
<b>488</b>	150113-1	6318914	374287	1.3	2.4	12	Farellones	Toba	2.64	1.53
<b>489</b>	150113-1	6318896	374292	2	2.9	12.6	Farellones	Toba	2.64	1.76
<b>490</b>	150113-1	6318862	374281	2	2.6	9.5	Farellones	Toba	2.64	1.48
<b>491</b>	150113-1	6318851	374285	3.1	2.1	12.2	Farellones	Toba	2.64	1.63
<b>492</b>	150113-2	6317195	374189	2.7	2.8	7.5	Farellones	Toba	2.64	1.46
<b>493</b>	150113-2	6317195	374189	2.6	1.4	9.2	Farellones	Toba	2.64	1.21
<b>494</b>	150113-2	6317202	374195	2.5	2	10.1	Farellones	Toba	2.64	1.41
<b>495</b>	150113-3	6314558	373561	2	0.9	8.1	Farellones	Toba	2.64	0.96
<b>496</b>	150113-3	6314533	373540	2.5	1.8	7.2	Farellones	Toba	2.64	1.17
<b>497</b>	150113-3	6314536	373547	1.8	1.2	7.4	Farellones	Toba	2.64	0.97
<b>498</b>	150113-4	6311511	373279	1.8	1.1	6.1	Farellones	Toba	2.51	0.81
<b>499</b>	150113-4	6311518	373298	1.6	1.8	3.7	Farellones	Toba	2.51	0.81
<b>500</b>	150113-4	6311514	373297	1.6	1.2	3.8	Farellones	Toba	2.51	0.67
<b>501</b>	150113-4	6311548	373296	1.7	1.5	4.6	Farellones	Toba	2.51	0.80
<b>502</b>	150113-4	6311538	373300	1.6	0.9	4.4	Farellones	Toba	2.51	0.64
<b>503</b>	150113-4	6311466	373316	3.1	2.5	10.1	Farellones	Toba	2.51	1.52
<b>504</b>	150113-4	6311494	373298	2.9	2.3	10.1	Farellones	Toba	2.51	1.45

**Tabla Anexo 10: Datos obtenidos de la Formación Farellones. Para las coordenadas UTM el elipsoide de referencia corresponde a WGS 84 y el huso al 19S.**



## Anexo II

Figuras extras donde varía la producción de calor radiogénico. La traza del perfil A-A' se encuentra en la Figura 4.

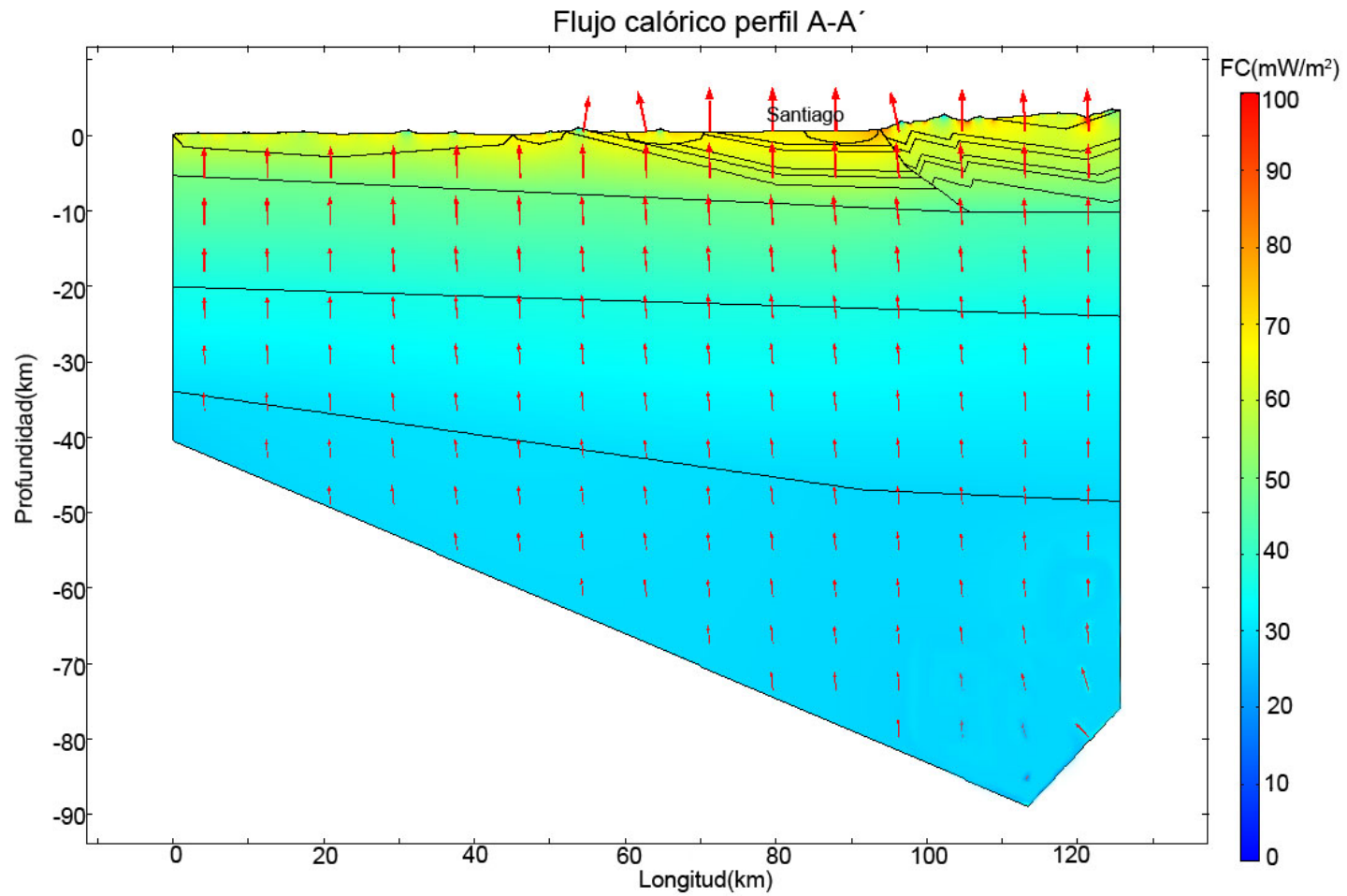
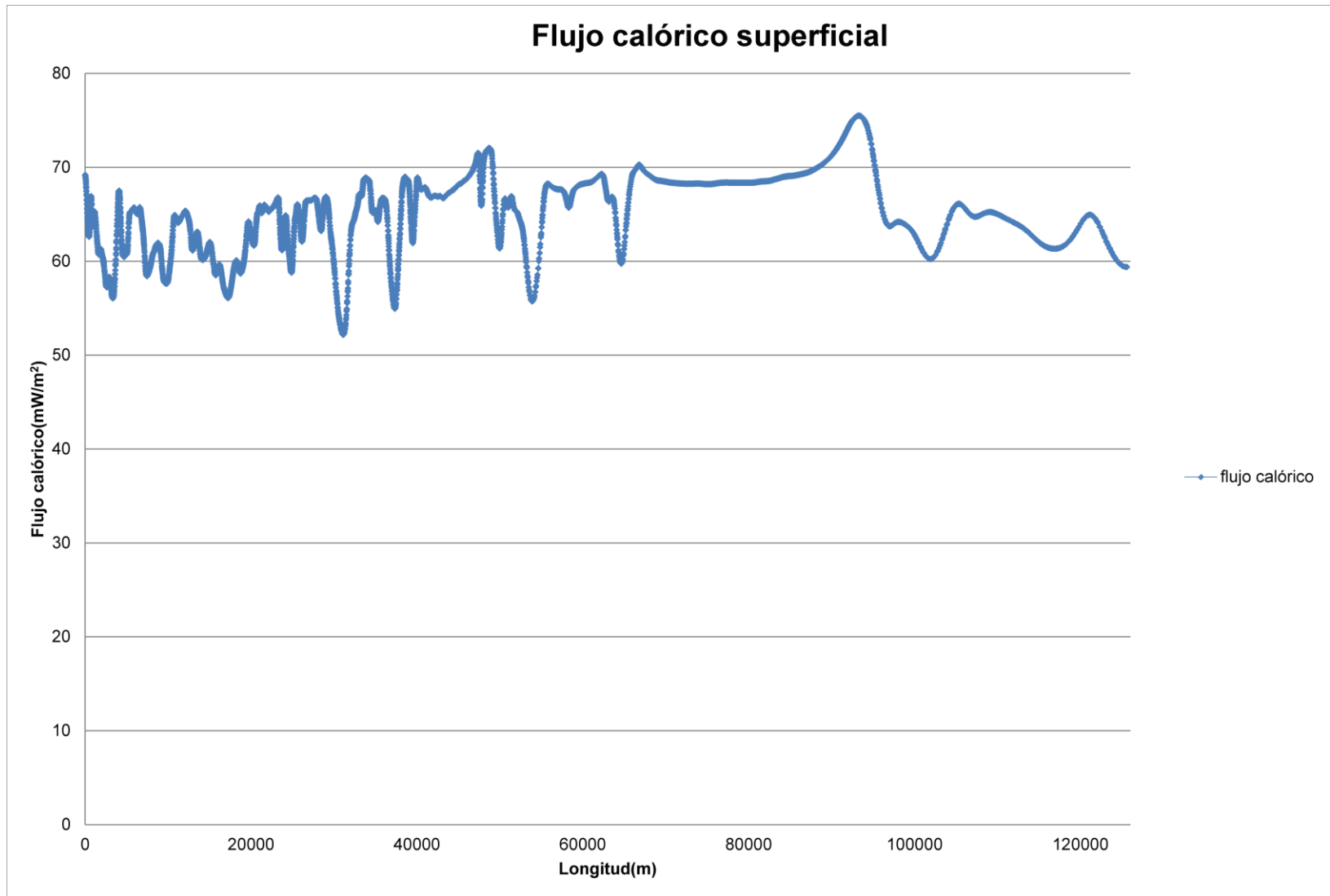
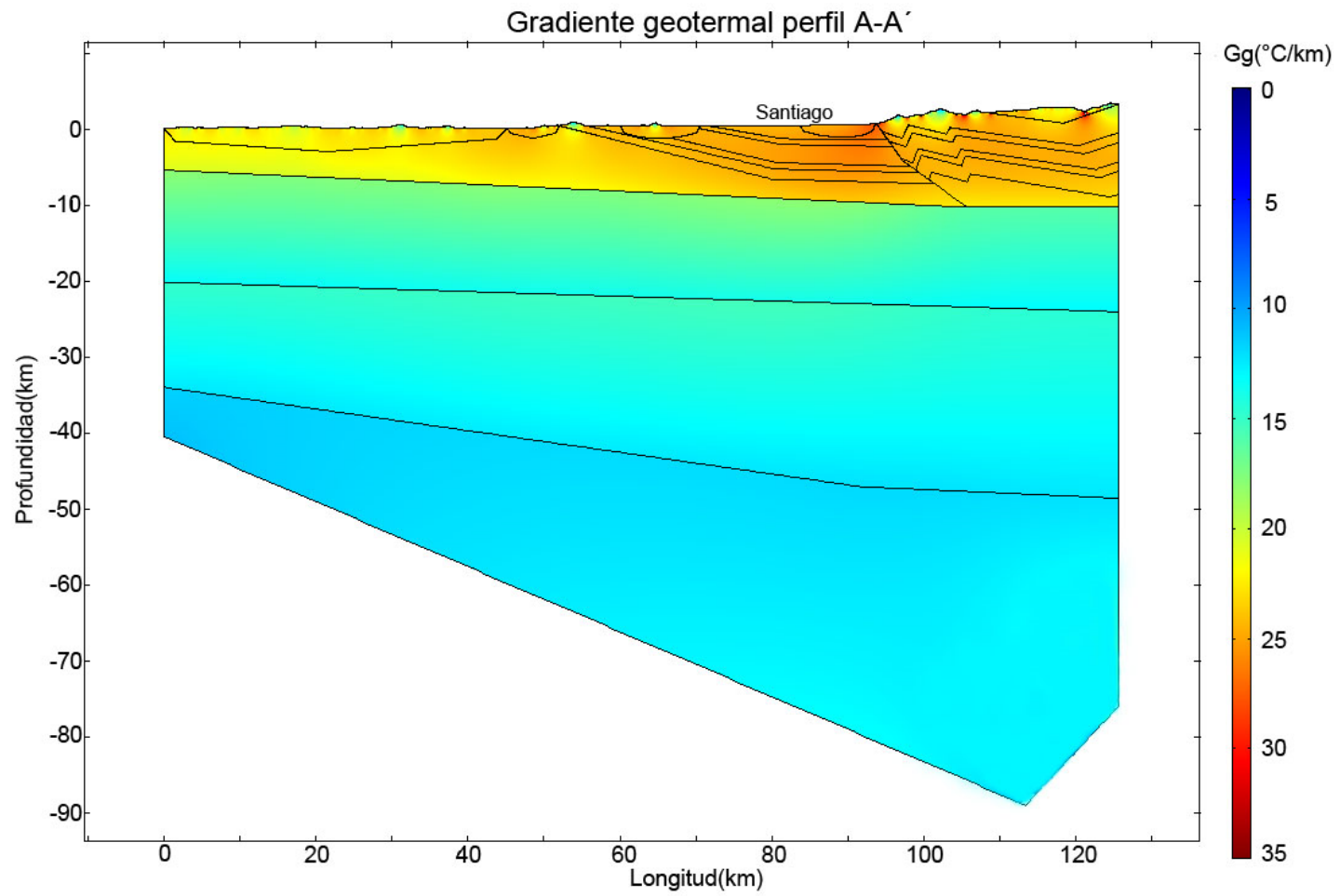


Figura Anexo 1: Dirección y Magnitud del flujo calórico cuando el valor de RHP fue el promedio más desviación estándar.



**Figura Anexo 2: Flujo calórico superficial cuando el valor de RHP fue el promedio más desviación estándar.**



**Figura Anexo 3: Gradiente geotermal cuando el valor de RHP fue el promedio más desviación estándar.**

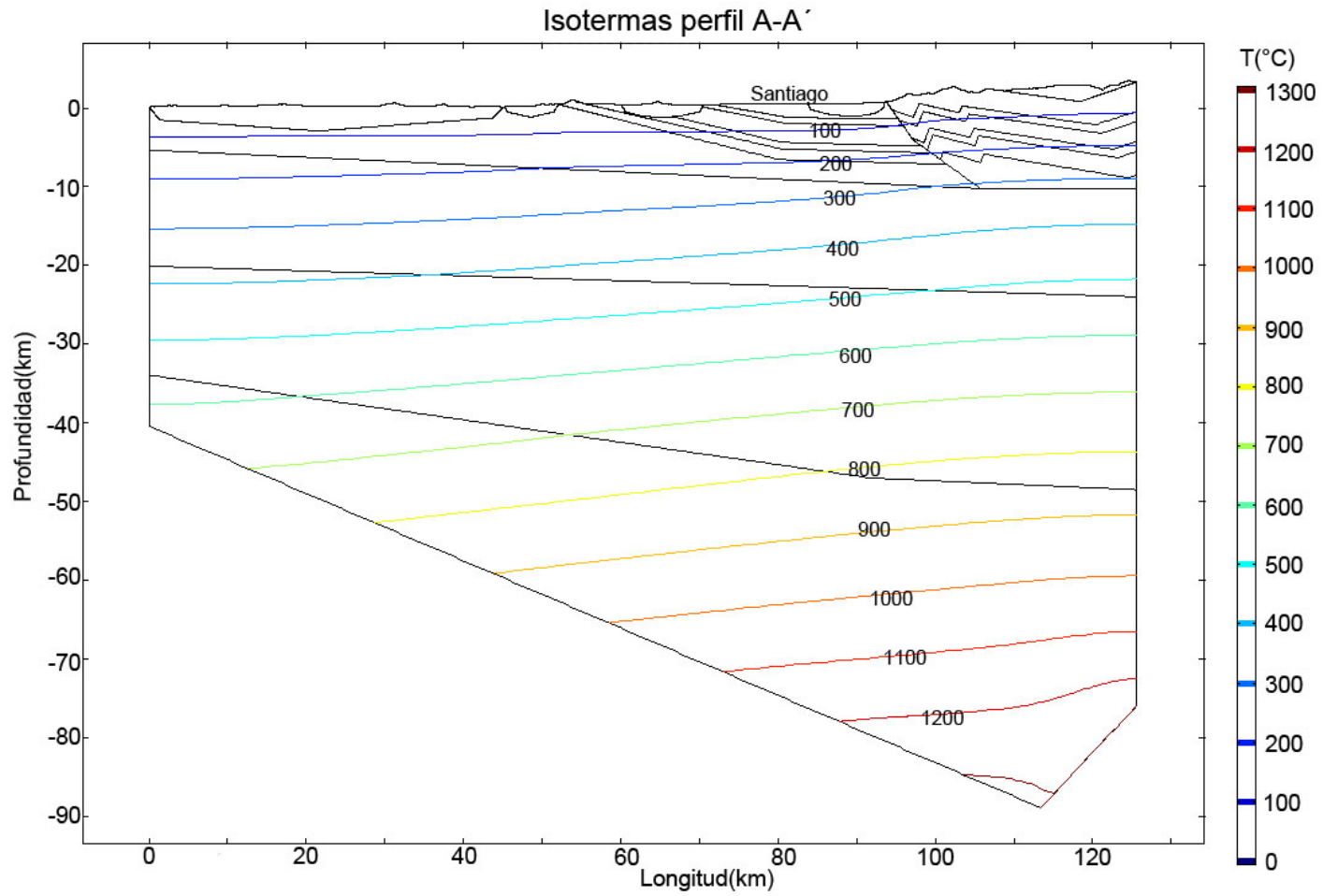
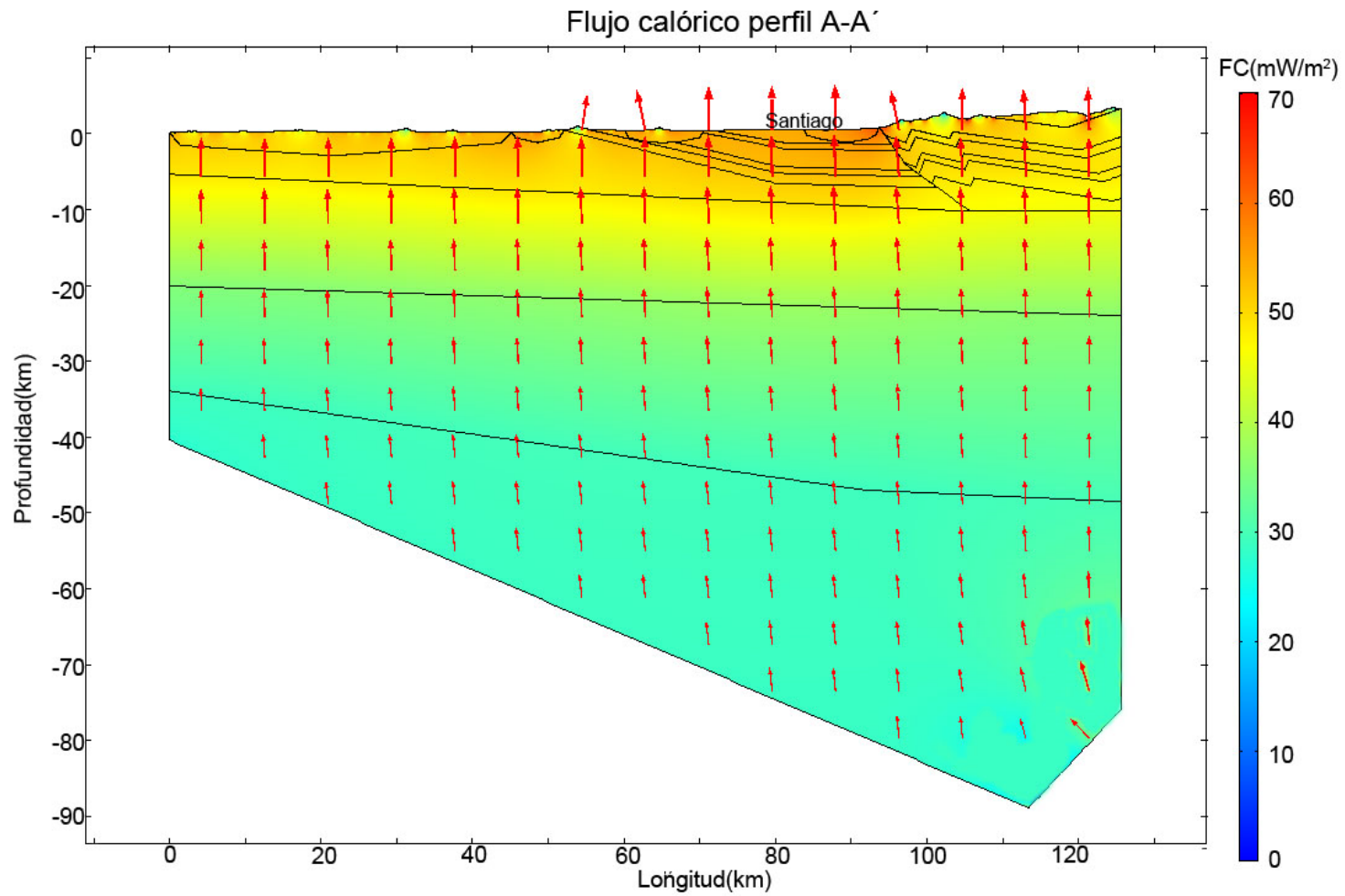


Figura Anexo 4: Isotermas cuando el valor de RHP fue el promedio más desviación estándar.



**Figura Anexo 5: Dirección y magnitud del flujo calórico cuando el valor de RHP fue el promedio menos desviación estándar.**

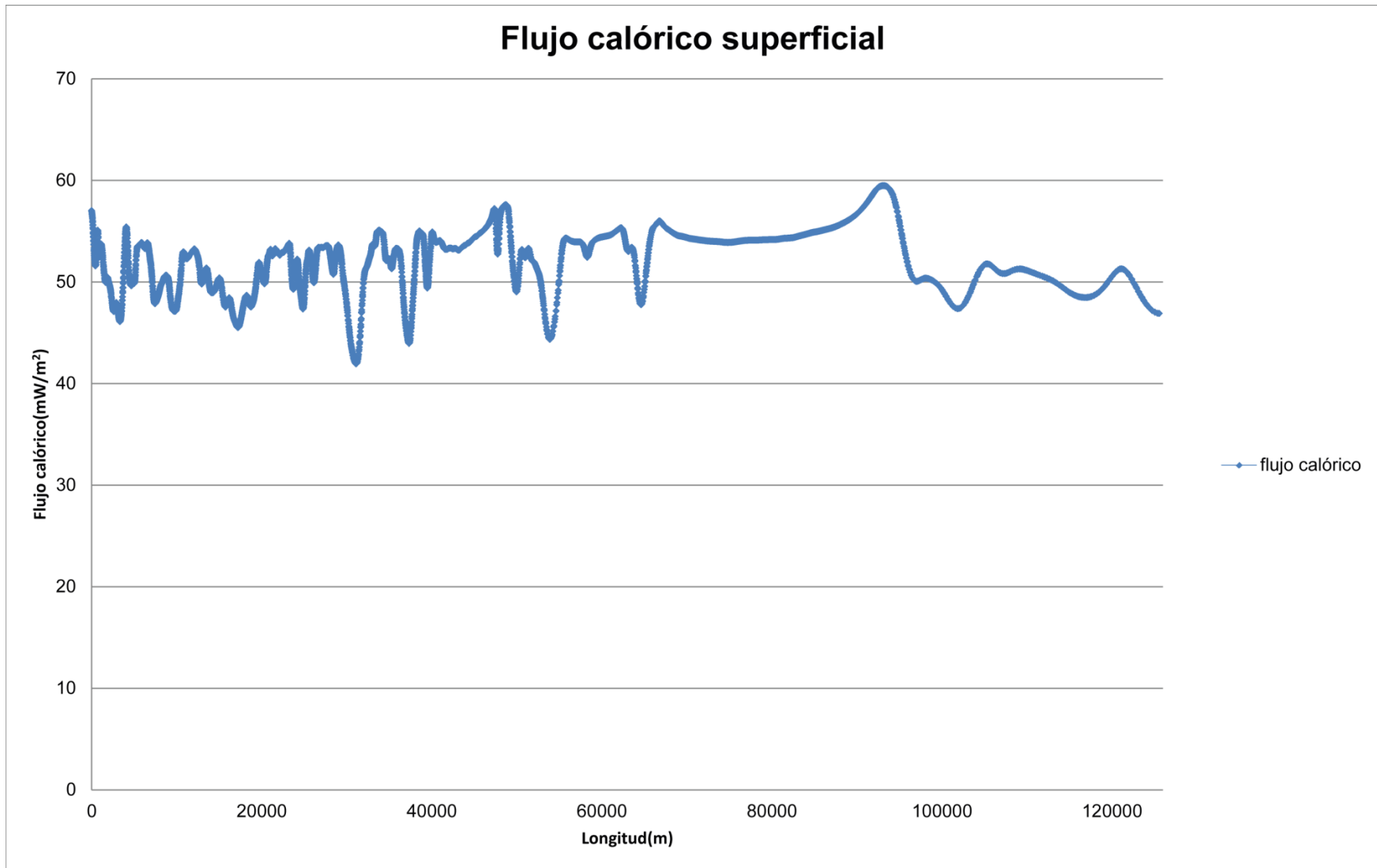
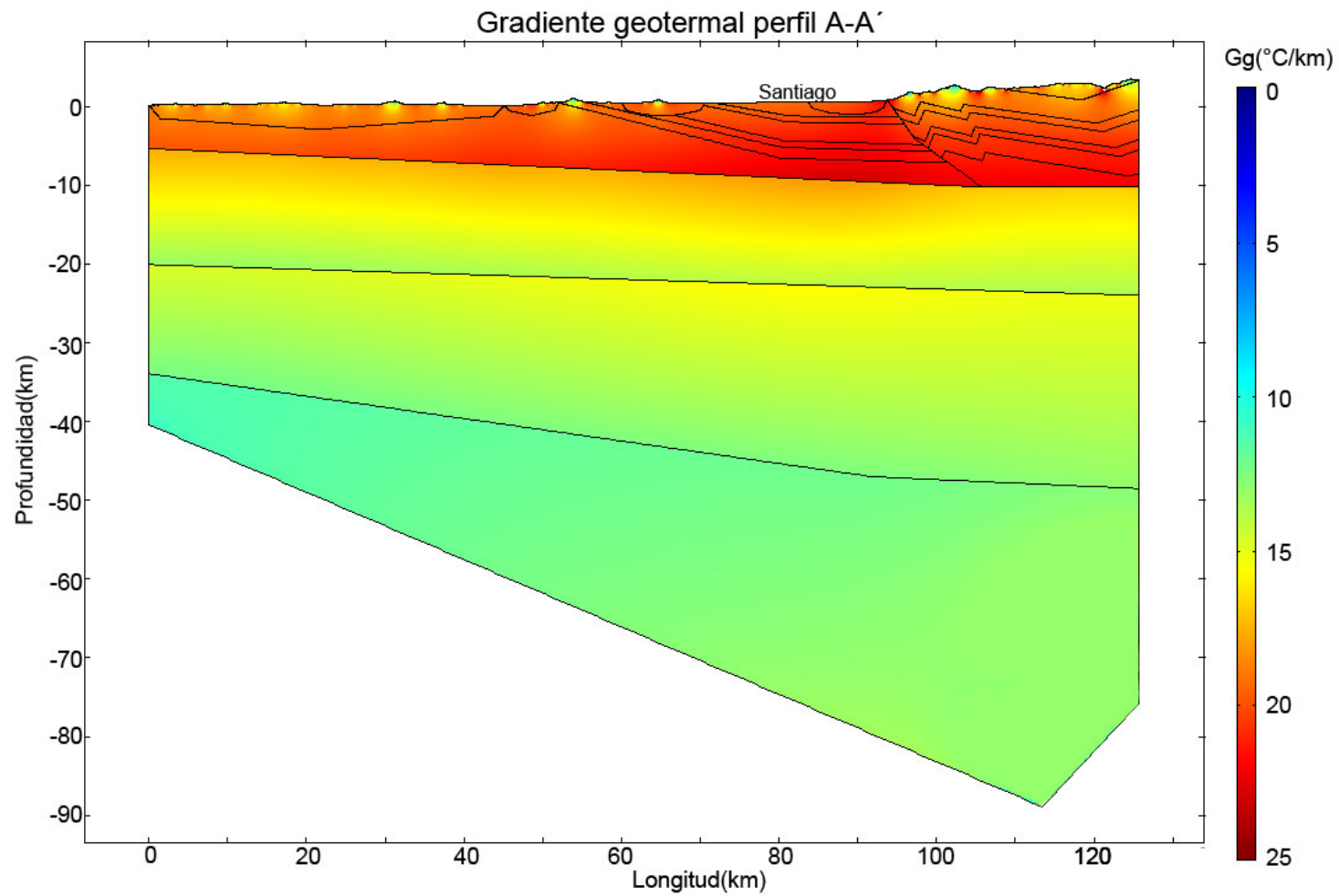


Figura Anexo 6: Flujo calórico superficial cuando el valor de RHP fue el promedio menos desviación estándar.



**Figura Anexo 7: Gradiente Geotermal cuando el valor de RHP fue el promedio menos desviación estándar.**

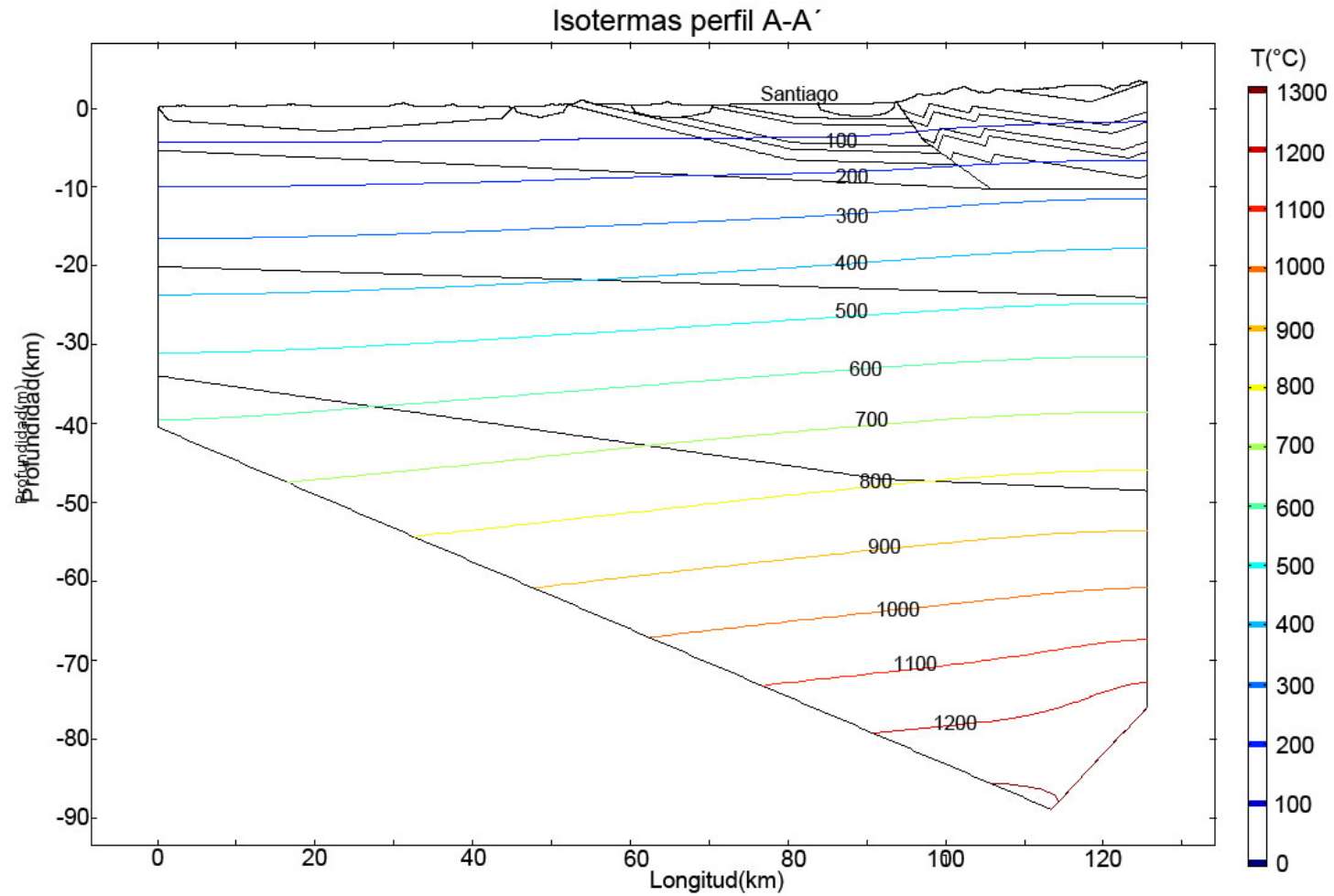


Figura Anexo 8: Isotermas cuando el valor de RHP fue el promedio menos la desviación estándar.