



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

**CONTRIBUCIÓN DE LA CONDUCTIVIDAD TÉRMICA Y LA
PRODUCCIÓN DE CALOR RADIOGÉNICO A LA ESTRUCTURA
TERMAL DE LA CORTEZA SUPERIOR EN LA LATITUD DE
SANTIAGO, CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

PABLO ESTEBAN VALDENEGRO CID

PROFESOR GUÍA:

Sr. DIEGO MORATA CÉSPEDES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

Sr. MAURICIO MUÑOZ MORALES

Sr. MIGUEL ÁNGEL PARADA REYES

Este trabajo ha sido financiado por el Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA)
FONDAP/CONICYT Proyecto número 15090013

SANTIAGO DE CHILE

2015

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Pablo Esteban Valdenegro Cid
FECHA: 26/10/2015
PROFESOR GUÍA: Diego Morata Céspedes

Contribución de la conductividad térmica y la producción de calor radiogénico a la estructura termal de la corteza superior en la latitud de Santiago, Chile

La conductividad térmica y la producción de calor radiogénico (RHP, por sus siglas del inglés *Radiogenic Heat Production*), son dos propiedades termales intrínsecas a un volumen de roca. Estas propiedades influyen directamente en la estructura termal de la corteza, pues determinan la conducción de calor y, a la vez, lo producen. La conductividad térmica y RHP dependen de la composición química de las rocas y de sus características petrográficas. Además, las variaciones de presión y temperatura relacionadas a la profundidad, afectan las propiedades termales, principalmente por el aumento de la temperatura.

El estudio y modelamiento de la estructura termal de la litósfera representan un gran desafío, considerando la resolución numérica del problema y las condiciones iniciales y de borde. Se entregan aquí los valores obtenidos para la conductividad térmica y RHP, correspondientes a las propiedades termales más influyentes en la estructura termal de la corteza superior.

Las rocas de la corteza superior en la latitud de Santiago están compuestas por unidades de la Cordillera de la Costa, que corresponden a rocas estratificadas de origen volcánico y sedimentario del Jurásico y Cretácico, además de rocas intrusivas paleozoicas, jurásicas y cretácicas, y por unidades de la Cordillera Principal de Los Andes, correspondientes a rocas estratificadas de origen volcánico del Oligoceno al Mioceno e intrusivos de la misma edad.

El objetivo principal de este trabajo es investigar las propiedades termales de las unidades geológicas de la corteza superior en la latitud de Santiago, y su relación con la litología y edad. Esto se llevó a cabo realizando nuevas mediciones de las propiedades termales y ajustando los datos a distribuciones estadísticas, con un alto nivel de confiabilidad.

La conductividad térmica se midió utilizando una sonda mediante el método de fuente de calor lineal, mientras que el cálculo de RHP se realizó a partir de las concentraciones medidas de U, Th y K, (RHPe, del inglés *Radiogenic Heat Production elements*).

Para la conductividad térmica, el mayor valor promedio se registró en la Formación Lo Prado, cuya magnitud es 2,91 [W/m*K], mientras que el mínimo se obtuvo en la Formación del Cordón Los Ratones, con 1,60 [W/m*K]. El máximo medido se registró en la Formación Lo Prado, con un valor de 4,92 [W/m*K]. Por otra parte, para la producción de calor radiogénico, el valor promedio más alto se obtuvo en la Formación Veta Negra, con 1,6 [μ W/m³], mientras que el mínimo se obtuvo para la Formación Lo Valle, con un valor de 0,59 [μ W/m³]. El valor máximo medido se registró en la Formación Lo Prado, con una magnitud de 3,48 [μ W/m³].

Conductividad térmica y RHP dependen principalmente de la litología de las formaciones, siendo otros factores como edad, tamaño de grano, etc., menos o totalmente no influyentes. La estimación de flujo calórico para la zona de estudio está entre 45 a 60 [mW/m²], y el potencial de la cuenca de Santiago se asocia a la geotermia de muy baja entalpía.

Agradecimientos

Agradezco al Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA) FONDAP/CONICYT Proyecto número 15090013 y al Departamento de Geología de la Universidad de Chile, por otorgar financiamiento a este trabajo de Memoria. A mi profesor guía, Dr. Diego Morata Céspedes, por el apoyo brindado y los consejos entregados. A Mauricio Muñoz y Diego Aravena, por estar siempre dispuestos a ayudar con este trabajo y las distintas dudas que se presentaran en el camino. Al profesor Dr. Miguel Ángel Parada, por ser parte de estas contribuciones. A Nicolás Poblete, por la información aportada en el transcurso de este trabajo. A Cristián Morales, Karin García, Ignacio Villalón y Rodrigo Maripanguí, por su grata compañía en la sala de proyectos. A toda la gente que contribuyó en alguna medida y que hizo posible la realización de esta Memoria, muchas gracias.

Agradezco a mi familia: Oriana Cid, Hernán Valdenegro y Tomás Valdenegro; a mis amigos cercanos del colegio, de la universidad y de la vida. Representan algo importante para mí, y si las circunstancias nos han separado físicamente, confío en volver a encontrarlos.

A mi perro Rafael, compañero de alegrías y tristezas, dedico este trabajo porque guardo en la memoria su piel de arena.

Me gustaría también dar las gracias a los funcionarios del Departamento, que mantienen todo en marcha y hacen posible la realización del trabajo en terreno.

Agradezco también a los profesores que tuviera desde la sala cuna hasta el último ramo de universidad. Me llevo algo de cada uno de ellos.

Finalmente, doy gracias a la vida por las circunstancias que se presentaron a lo largo de este camino. Momentos de todos sabores han curtido paulatinamente mi entendimiento.

Tabla de contenido

1. Introducción	1
1.1 Objetivos.....	2
a. Objetivo general.....	2
b. Objetivos específicos.....	2
1.2 Hipótesis de trabajo.....	2
1.3 Ubicación y vías de acceso.....	3
1.4 Alcances del estudio.....	4
2. Antecedentes de la zona de estudio	5
2.1 Marco geológico.....	5
2.1.1 Cordillera de la Costa.....	7
2.1.1.1 Formaciones y cuerpos intrusivos.....	8
a. Intrusivos del Paleozoico.....	8
b. Intrusivos del Jurásico.....	8
c. Intrusivos del Cretácico Inferior.....	8
d. Intrusivos del Cretácico Superior.....	8
e. Formación Lo Prado.....	8
f. Formación Veta Negra.....	9
g. Formación Las Chilcas.....	9
h. Intrusivos hipabisales del Paleoceno – Eoceno.....	9
i. Intrusivos hipabisales del Eoceno Superior – Mioceno Inferior.....	9
j. Formación Lo Valle.....	10
2.1.2 Depresión Intermedia.....	10
2.1.2.1 Formaciones y cuerpos intrusivos.....	10
a. Estratos del Cordón Los Ratones.....	10
2.1.3 Cordillera de Los Andes.....	11
2.1.3.1 Formaciones y cuerpos intrusivos.....	12
a. Formación Abanico.....	12
b. Formación Farellones.....	12
c. Intrusivos del Mioceno Inferior.....	12
d. Intrusivos del Mioceno Medio – Superior.....	12
2.2 Geología estructural.....	13

2.2.1 Perfil de la zona de estudio.....	13
2.2.2 Modelo estructural.....	14
2.3 Estratigrafía.....	15
2.4 Hidrogeología de la cuenca.....	16
3. Propiedades termales.....	17
3.1 Conductividad térmica.....	17
3.2 Difusividad térmica.....	18
3.3 Producción de calor radiogénico.....	19
3.4 Densidad.....	21
3.5 Calor específico.....	21
4. Metodología.....	22
4.1 Detalle metodológico.....	23
4.1.1 Conductividad térmica.....	23
4.1.2 RHP.....	26
4.2 Tratamiento de datos.....	27
4.3 Errores asociados.....	27
5. Resultados.....	29
5.1 Conductividad térmica.....	29
5.1.1 Formaciones de la cuenca de Santiago.....	29
5.1.2 Unidades intrusivas de la cuenca de Santiago.....	30
5.2 Producción de calor radiogénico.....	32
5.2.1 Mapas de RHP.....	33
5.2.2 Distribuciones.....	35
5.2.3 Razones Th/U y K/U.....	40
a. Razón Th/U.....	40
b. Razón K/U.....	42
6. Discusión.....	44
6.1 Conductividad térmica.....	44
6.2 Producción de calor radiogénico.....	45
6.3 Elementos productores de calor radiogénico.....	46
6.4 RHP y edad de la roca.....	47
6.5 Contribución a la estructura termal de la corteza superior.....	47

6.6 Flujo calórico.....	48
6.7 Distribución isothermal.....	50
7. Conclusiones.....	51
7.1 Conductividad térmica.....	51
7.2 Producción de calor radiogénico.....	51
7.3 Elementos productores de calor radiogénico.....	52
7.4 Contribución a la estructura termal de la corteza.....	52
7.5 RHP y flujo calórico.....	53
7.6 Potencial geotérmico de la cuenca de Santiago.....	54
8. Bibliografía.....	55
9. Anexos.....	61
Tabla Anexo 1: Mediciones detalladas de conductividad para las formaciones.....	62
Tabla Anexo 2: Mediciones detalladas de conductividad para las unidades intrusivas.....	64
Tabla Anexo 3: Litología, densidad, RHP, Th/U y K/U para la Formación Lo Prado.....	65
Tabla Anexo 4: Litología, densidad, RHP, Th/U y K/U para la Formación Veta Negra.....	67
Tabla Anexo 5: Litología, densidad, RHP, y Th/U y K/U para la Formación Las Chilcas.....	69
Tabla Anexo 6: Litología, densidad, RHP, Th/U y K/U para la Formación Lo Valle.....	72
Tabla Anexo 7: Litología, densidad, RHP, Th/U y K/U para el Cordón Los Ratonés.....	74
Tabla Anexo 8: Litología, densidad, RHP, Th/U y K/U para la Formación Abanico.....	75
Tabla Anexo 9: Litología, densidad, RHP, Th/U y K/U para la Formación Farellones.....	80
Tabla Anexo 10: Litología, densidad, RHP, Th/U y K/U para el intrusivo Jurásico.....	82
Tabla Anexo 11: Litología, densidad, RHP, Th/U y K/U para el intrusivo Cretácico.....	83
Tabla Anexo 12: Litología, densidad, RHP, Th/U y K/U para el intrusivo Oligoceno.....	85
Tabla Anexo 13: Litología, densidad, RHP, Th/U y K/U para el intrusivo Mioceno.....	87
Tabla Anexo 14: Descripción petrográfica de las muestras estudiadas.....	89
Tabla Anexo 15: Conductividad según litología para las muestras estudiadas.....	91

Índice de Figuras

Figura 1: Mapa político – administrativo de la Región Metropolitana de Chile. El rectángulo azul corresponde a la zona de estudio. Instituto Geográfico Militar de Chile, 2015.....	4
Figura 2: Morfoestructuras principales de la zona de estudio (correspondiente al rectángulo azul). Modificado de Fock (2005).....	5
Figura 3: Mapa geológico de la cuenca de Santiago (Modificado de Thiele, 1980; Gana et al., 1996; Wall et al., 1996; Wall et al., 1999; Sellés y Gana, 2001; Fuentes et al., 2002; Fock, 2005).....	6
Figura 4: Correlaciones estratigráficas para la Cordillera de la Costa. Modificado de Nasi y Thiele (1982).....	7
Figura 5: Cuadro de correlaciones entre formaciones de edades comprendidas entre el Cretácico Superior y Mioceno, reconocidas desde el límite oriental de la Cordillera de la Costa y la Cordillera límite (Chile – Argentina). Tomado de Jara y Charrier, 2014.....	11
Figura 6: Perspectiva tridimensional del segmento oriental de la cuenca de Santiago y los escarpes de falla en el abrupto frente cordillerano. Se marcan en rojo los lineamientos de la Falla San Ramón. (Vargas et al., 2015).....	13
Figura 7: Perfil estructural esquemático de la cuenca de Santiago y Cordillera Principal Oriental (tomado de Fock, 2005).....	14
Figura 8: Modelo estructural de la cuenca de Santiago, desde la Cordillera de la Costa hasta la Cordillera Principal. Incluye los principales dominios estructurales (tomado de Armijo et al., 2010).....	14
Figura 9: Correlaciones estratigráficas para el segmento oriental de la cuenca de Santiago, i.e. Cordillera de los Andes (tomado de Jara y Charrier, 2014).....	15
Figura 10: Columna generalizada para la zona de estudio, desde el Jurásico Medio. Modificado de Fock (2005).....	16
Figura 11: Conductividad térmica de rocas corticales en función de la temperatura. (Whittington et al. 2009).....	17
Figura 12: Rangos de conductividad termal de distintas rocas a temperatura ambiente. Tomado de Beardsmore y Cull (2001).....	18
Figura 13: Gráfico de difusividad térmica de distintas rocas corticales en función de la temperatura. (Tomado de Whittington et al. 2009).....	19
Figura 14: Concentraciones de U, Th y K debido al decaimiento de isótopos radiactivos como función del tiempo medido desde el presente. Tomado de Vilà et al. (2010).....	20
Figura 15: Producción de calor radiogénico interno en la Tierra durante el pasado. Tomado de Vilà et al. (2010).....	20

Figura 16: Dispositivo KD2 Pro, <i>Decagon Devices</i> , para mediciones de conductividad térmica.....	22
Figura 17: Espectrómetro portátil para radiación gamma RS-125 Super-SPEC, de <i>Radiation Solutions Inc.</i>	22
Figura 18: Muestra de roca para medición de conductividad donde se aprecian los cortes rectos y el orificio.....	23
Figura 19: Muestras perforadas con pasta conductora introducida previo a la medición.....	23
Figura 20: Muestras perforadas con pasta conductora introducida previo a la medición.....	24
Figura 21: Muestras de rocas intrusivas perforadas con la pasta conductora necesaria.....	24
Figura 22: Sonda electrónica específica para rocas (izq.) y muestra perforada de roca intrusiva (der).....	25
Figura 23: Sonda electrónica KD2pro introducida en la roca.....	25
Figura 24: Espectrómetro portátil para radiación gamma midiendo en terreno.....	26
Figura 25: Peaks energéticos para la emisión electromagnética gamma de uranio, torio y potasio (IAEA, 2003).....	28
Figura 26: Mapa con la distribución espacial de los datos de conductividad promedio en la cuenca de Santiago.....	31
Figura 27: Mapa con la distribución espacial de los datos RHP en la cuenca de Santiago.....	33
Figura 28: Mapa con la distribución espacial de los datos RHP en la cuenca de Santiago.....	34
Figura 29: Distribuciones de probabilidad para las formaciones de la cuenca de Santiago.....	35
Figura 30: Distribuciones de probabilidad para las formaciones de la cuenca de Santiago.....	36
Figura 31: Distribuciones de probabilidad para las unidades intrusivas de la cuenca de Santiago.....	37
Figura 32: Valores máximos, mínimos y promedio para las formaciones de la cuenca de Santiago.....	38
Figura 33: Valores máximos, mínimos y promedio para las formaciones de la cuenca de Santiago.....	39
Figura 34: Razón Th/U para las formaciones de la cuenca de Santiago.....	40
Figura 35: Razón Th/U para las unidades intrusivas de la cuenca de Santiago.....	41
Figura 36: Razón K/U para las formaciones de la cuenca de Santiago.....	42

Figura 37: Razón K/U para las unidades intrusivas de la cuenca de Santiago.....	43
Figura 38: Segmento esquemático de la zona de estudio para el cual se consideró el flujo calórico. Tomado de Fock (2005), Tassara et al. (2006), Armijo et al. (2010).....	48
Figura 39: Perfil a gran escala del flujo calórico en la zona estudiada, incluyendo la Cordillera de la Costa y gran parte de la Cordillera de los Antes. Modificado de Poblete (2014).....	49
Figura 40: Perfil local esquemático del flujo calórico estimado en la cuenca de Santiago, Poblete (2014).	49
Figura 41: Perfil a gran escala de la distribución isotermal en la zona estudiada, incluyendo la Cordillera de la Costa y gran parte de la Cordillera de los Antes. Modificado de Poblete (2014).	50
Figura 42: Perfil local esquemático de isotermas estimado para la cuenca de Santiago, tomado de Poblete (2014).....	50
Figura 43: Segmento esquemático de la zona de estudio y el flujo calórico estimado según su longitud. Tomado de Fock (2005), Tassara et al. (2006), Armijo et al. (2010).....	53
Figura 44: Gradiente geotermal en la zona de estudio.....	54

Índice de Tablas

Tabla 1: Isótopos con mayor tasa de producción calórica en la actualidad (Turcotte & Schubert, 2002).....	3
Tabla 2: Hoja de cálculos para el error estadístico, considerando valores $\sigma=\pm 1$	28
Tabla 3: Conductividad promedio de las muestras de las distintas formaciones de la cuenca de Santiago.....	29
Tabla 4: Conductividad promedio de las muestras de las unidades intrusivas de la cuenca de Santiago.....	30
Tabla 5: Valores RHP promedio para las formaciones de la cuenca de Santiago.....	32
Tabla 6: Valores RHP promedio para las unidades intrusivas de la cuenca de Santiago.....	32
Tabla 7: Valores de conductividad térmica promedio, mínimo y máximo para las formaciones de la cuenca.....	44
Tabla 8: Valores de conductividad térmica promedio, mínimo y máximo para las unidades intrusivas de la cuenca.....	44
Tabla 9: Valores de RHP promedio, mínimo, máximo y desviación estándar para las formaciones de la cuenca.....	45
Tabla 10: Valores de RHP promedio, mínimo, máximo y desviación estándar para las unidades intrusivas.....	45

1. Introducción

El estado actual del conocimiento de la estructura termal de la litosfera se basa en trabajos aislados, donde se han investigado principalmente producción de calor radiogénico (RHP, por sus siglas del inglés *Radiogenic Heat Production*) y conductividad térmica (Taylor y McLennan, 1985; Beardsmore y Cull, 2001; Jaupart y Mareschal, 2003). Por otro lado, la variación calórica cumple un importante rol en los procesos corticales (Bea et al., 2003; McLaren y Sandiford, 2005). Los métodos numéricos necesarios para este tipo de evaluaciones están bien establecidos en diferentes estudios alrededor del mundo (McKenzie et al., 2005; Jaupart y Mareschal, 2007; Puziewicz et al., 2011; entre otros), aunque en algunos casos se asume un estado estacionario. Las condiciones de borde al problema implican el conocimiento de las propiedades termales, con las cuales es posible trabajar a partir de la arquitectura previamente asumida para la litósfera continental. Considerando un equilibrio dinámico en la transferencia de calor de la litosfera, la conductividad termal y RHP son las propiedades más influyentes del proceso, lo cual queda de manifiesto al asumir la conducción termal como el método más eficiente para la transferencia de calor (Ecuación 1).

$$\rho C_P \cdot \frac{\partial T}{\partial t} - \nabla(k\nabla T) = Q \quad (1)$$

En la ecuación anterior, ρ es densidad de la roca; C_P es capacidad calórica, k es conductividad térmica y Q es la fuente de calor. Si se considera equilibrio dinámico termal, el primer término de la ecuación es cero ($\partial T / \partial t = 0$). Lo anterior implica que las únicas propiedades termales y físicas que controlan la transferencia de calor son la conductividad térmica y la RHP.

En las zonas alejadas del volcanismo activo, la principal fuente de calor en la litosfera es la producción de calor radiogénico (RHP), llegando a contribuir hasta el 98% (Slagstad, 2008). La desintegración de isótopos estables de uranio (^{238}U y en menor medida ^{235}U), torio (^{232}Th), y potasio (^{40}K) entregan la mayor cantidad de calor cortical (Brown y Mussett, 1993). Por lo tanto, usando los valores medidos de las concentraciones de U (C_U , ppm), Th (C_{Th} , ppm), y K (C_K % peso), además de una densidad asumida o medida (Kg/m^3) se puede estimar la RHP mediante la expresión de Rybach (1988), de la siguiente manera:

$$RHP(\mu\text{W/m}^3) = 10^{-5} \rho (9,52C_U + 2,56C_{Th} + 3,48C_K) \quad (2)$$

El problema a trabajar en este caso es la dificultad que existe para la evaluación de la arquitectura termal de la corteza superior cuando no hay datos de las propiedades termales suficientes. El flujo de calor que resulta de la producción de calor radiogénico es un dato importante para establecer cuál es la dinámica de transporte calórico en la zona de estudio.

En este trabajo se pretende evaluar, teniendo en cuenta los estudios previos realizados en la cuenca de Santiago, cuál es la injerencia de las propiedades termales de las formaciones presentes en la estructura termal de la corteza superior. Además de los nuevos valores medidos de RHP, las conductividades térmicas de las formaciones de la cuenca, son un nuevo dato para todo lo concerniente a esta zona de estudio, y por esta razón es de gran importancia su correcto tratamiento. También, se pretende establecer una relación entre estas propiedades termales y las características litológicas, petrográficas y edad. Más concretamente, áreas de alta RHP se han identificado cada vez más como posibles objetivos para recursos geotérmicos de roca seca caliente (Hasterok y Chapman, 2001).

1.1 Objetivos

a. Objetivo general

Evaluar la contribución de las propiedades termal principales de las distintas unidades de la corteza superior que afloran en la latitud de Santiago (conductividad térmica y RHP), y determinar sus implicancias en la estructura termal de la corteza superior, además de establecer relaciones de acuerdo a litologías, como primer parámetro, y edades, tamaño de grano, isotropía, etc., como factores de menor injerencia.

Se busca además, evaluar el potencial geotérmico de la cuenca de Santiago a través de una estimación basada en mediciones experimentales de las propiedades termal de la zona.

b. Objetivos específicos

- Determinar variables físicas (densidad, conductividad termal) y químicas (concentraciones de U, Th, K) en las unidades de la corteza superior, que afloran en la latitud de Santiago.
- Asignar datos de RHP a las unidades geológicas en profundidad, de acuerdo al modelo estructural existente para la zona de estudio, y determinar su importancia.
- Asignar datos de conductividad térmica a las unidades geológicas en profundidad, de acuerdo al modelo estructural existente para la zona de estudio, y determinar su importancia.
- Corregir las estimaciones de flujo calórico a partir de las nuevas mediciones realizadas en la cuenca de Santiago

1.2 Hipótesis de trabajo

La cuenca de Santiago posee las características necesarias para realizar proyectos de geotermia de baja entalpía y es posible extraer el calor que existe en profundidad para utilizarlo en diferentes aplicaciones domésticas e industriales.

La conductividad térmica de las rocas es una propiedad termal que varía dependiendo de la litología, contenido de agua, etc. Conociendo las principales litologías de las distintas formaciones en la cuenca de Santiago y unidades intrusivas, se esperan mediciones coherentes con la literatura existente (Cermák y Rybach, 1982; Kappel-meyer y Haenel, 1974), con valores entre 1 y 4 [W/m·K]. Se pretende corroborar que las rocas poseen esta dependencia composicional con su capacidad para transmitir el calor, comparando los distintos valores obtenidos para esta propiedad entre las distintas rocas estudiadas.

El decaimiento radiactivo de las series ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th y ^{40}K (cuyas concentraciones promedio y vidas medias pueden observarse en la Tabla 1), genera un delta energético resultante en un flujo calórico que se disipa a través de la corteza terrestre, incidiendo en la estructura termal de la litósfera. En este ámbito, también se espera obtener valores cercanos a los estimados en el compendio realizado por Vilà et al. (2010), donde se agrupan los distintos tipos de roca y sus RHP característicos. Además, para validar los resultados, se espera que los valores de razones entre elementos radiactivos sea consistente con la literatura específica existente: Th/U *ca.* 4 y la razón K/U *ca.* 1×10^4 (Rudnick et al., 1998; McLennan, 2001; Jaupart and Mareschal, 2003). Se busca comprobar la incidencia que tiene la litología y los procesos de alteración en la concentración de elementos productores de calor radiogénico presentes en cada una de las formaciones estudiadas.

Tabla 1: Isótopos con mayor tasa de producción calórica en la actualidad (Turcotte & Schubert, 2002).
(kg_(i): kilogramos isótopo, kg_(m): kilogramos manto).

Isótopo	Liberación de Calor [W/ kg_(i)]	Vida Media [años]	Concentración promedio manto kg_(i)/ kg_(m)	Liberación de Calor [W/ kg_(m)]
²³⁸ U	9.46×10^{-5}	4.47×10^9	30.8×10^{-9}	2.91×10^{-12}
²³⁵ U	5.69×10^{-4}	7.04×10^8	0.22×10^{-9}	1.25×10^{-13}
²³² Th	2.64×10^{-5}	1.40×10^{10}	124×10^{-9}	3.27×10^{-12}
⁴⁰ K	2.92×10^{-5}	1.25×10^9	36.9×10^{-9}	1.08×10^{-12}

Se esperan valores de conductividad promedio comparables con los rangos establecidos en Rybach et al. (1982), para las distintas rocas sedimentarias e ígneas de la cuenca de Santiago, teniendo en cuenta que los procesos petrogenéticos son distintos en cada una de estas, así como los procesos de alteración posteriores. La isotropía de las rocas también es un factor a considerar y por esta razón es que se realiza una descripción petrográfica de todas las muestras estudiadas para poder tener un parámetro de cuán confiable es el promedio asignado a cada una de las formaciones de la cuenca.

1.3 Ubicación y vías de acceso

La Región Metropolitana de Chile, ubicada entre los 33° y 34°S, corresponde al centro neurálgico del país. La zona de estudio específica está delimitada por el rectángulo azul observado en la Figura 1. La ruta 5 es el acceso tanto desde la zona norte como de la zona sur. La zona este tiene su acceso por la ruta G-25 del Cajón del Maipo, y al oeste se accede por la ruta 68. Como esta región es el centro demográfico y administrativo del país, presenta muchas vías alternativas de ingreso y salida, y en muchas de estas los afloramientos presentes permiten una mejor recolección de datos, sea por encontrarse más fresco el macizo rocoso, como por el perfil de suelo y/o el menor tránsito de automóviles, entre otros.

Mapa administrativo de la cuenca de Santiago

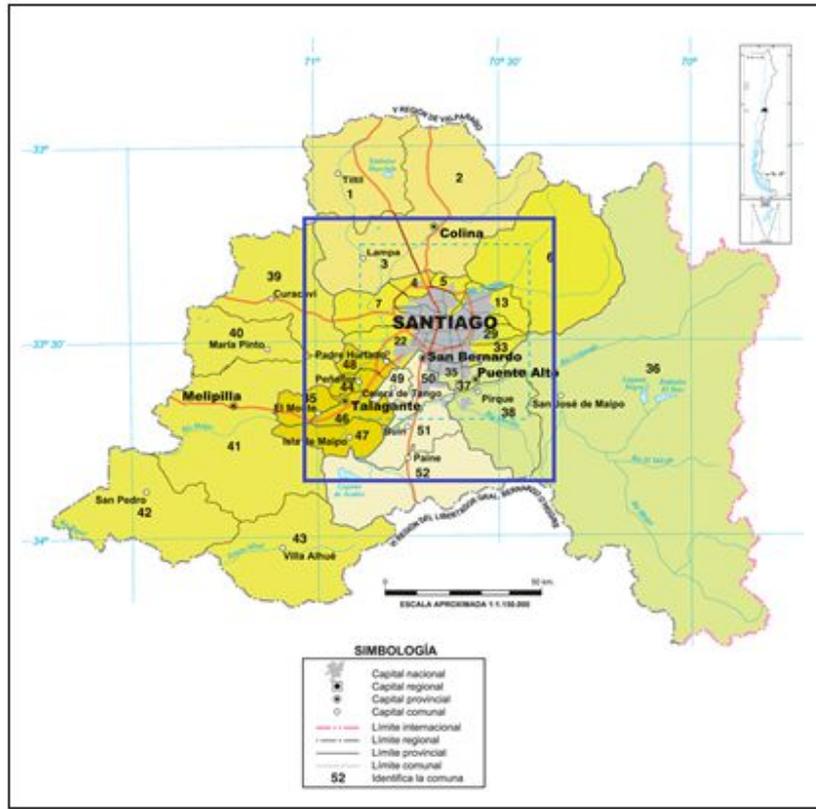


Figura 1. Mapa político – administrativo de la Región Metropolitana de Chile. El rectángulo azul corresponde a la zona de estudio. Instituto Geográfico Militar de Chile, 2015.

1.4 Alcance del estudio

Este trabajo solo abarca el segmento superior de la corteza en la latitud de Santiago, y -por lo tanto- existe un sesgo con respecto a lo que sucede más en profundidad. Para una estimación de estos parámetros más consistente, se pueden utilizar técnicas geofísicas o experimentos de laboratorio. Las formaciones más importantes son aquellas a las que se les da mayor énfasis, así como a las unidades intrusivas relevantes. Las magnitudes calculadas para conductividad térmica se asumen válidas; sin embargo, existe un margen de error en el cálculo de éstas por el instrumento utilizado, la roca medida, el estado del líquido conductor, entre otros. Lo mismo ocurre para RHP, pues se utiliza un espectrómetro portátil para calcular la concentración equivalente de elementos radioactivos y no espectrometría, salvo en datos singulares.

2. Antecedentes de la zona de estudio

2.1 Marco geológico

Las unidades morfoestructurales de primer orden en la zona, de oeste a este, corresponden a la Cordillera de la Costa, la Depresión Intermedia, y Cordillera de Los Andes (Figura 2).

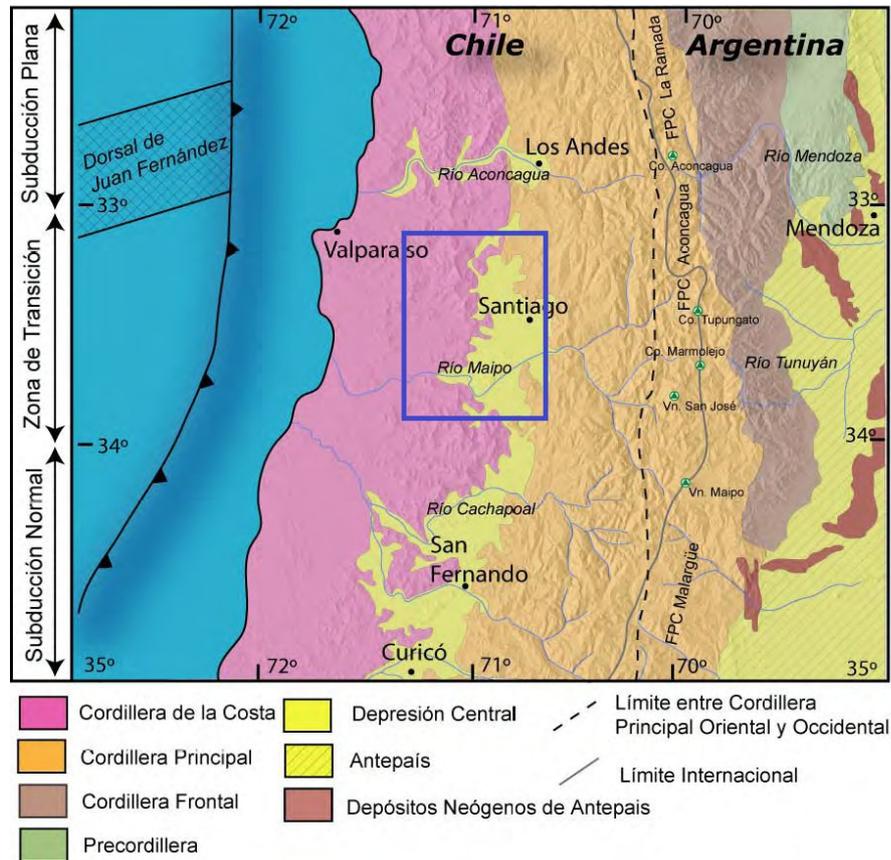


Figura 2: Morfoestructuras principales de la zona de estudio (correspondiente al rectángulo azul). Modificado de Fock (2005).

La Cordillera de los Andes corresponde a una cadena orogénica que recorre la porción occidental del continente sudamericano. Esta representa el rasgo geológico más importante a escala continental, y ha sido construida por la subducción oceánica bajo el margen de Sudamérica. Los procesos que han moldeado el borde tectónico han derivado paulatinamente en un margen muy variable, en características tectónicas, volcanismo asociado, profundidad cortical, topografía, estructuras de primer orden, etc. Mpodozis y Ramos (1989); Kley et al. (1999); Jacques (2003).

Mapa geológico de la cuenca de Santiago

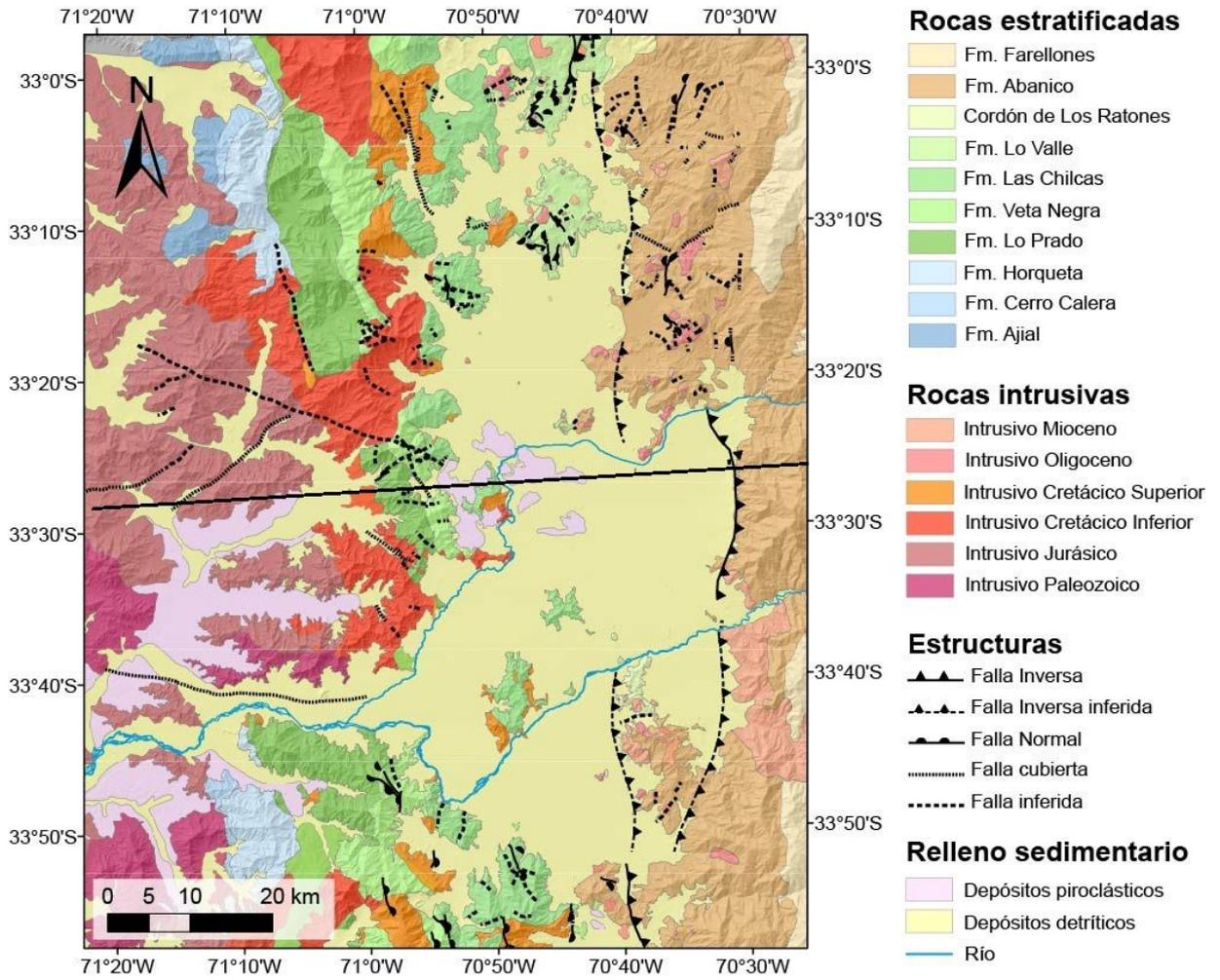


Figura 3: Mapa geológico de la cuenca de Santiago (Modificado de Thiele, 1980; Gana et al., 1996; Wall et al., 1996; Wall et al., 1999; Sellés y Gana, 2001; Fuentes et al., 2002; Fock, 2005).

2.1.1 Cordillera de la Costa

En este sector, un set de fallas normales de orientación NW-NE afecta rocas metamórficas e intrusivas de edades paleozoica y mesozoica Inferior. Estas se encuentran en disconformidad con las rocas sedimentarias y volcánicas del Mesozoico (Gana et al., 1994; Gana et al., 1996; Sellés y Gana, 2001). Esto puede verse representado en la Figura 4. La altura máxima de esta cadena alcanza los *ca.*2000 m.s.n.m. en esta latitud, siendo hacia el este un poco más elevada.

La Cordillera de la Costa, en su borde occidental, se caracteriza por un ancho aproximado de 30 km y rocas metamórficas e intrusivas (Paleozoico Superior a Jurásico Medio), además de varios lineamientos y extensas fallas con dirección NW-SE. Estos coinciden con el borde oeste de la depresión donde se encuentra la Laguna de Aculeo, y pertenecen a una serie de lineamientos NW-W que se extienden hasta el borde costero. Este sistema estuvo activo entre el Triásico Superior y el Cretácico Superior (Sellés y Gana, 2001). Aquí también puede incluirse la Falla Melipilla, detallada por Yáñez et al. (1998). Las rocas en este segmento de la Cordillera de la Costa constituyen el basamento occidental (Gana et al. 1994; Gana et al. 1996).

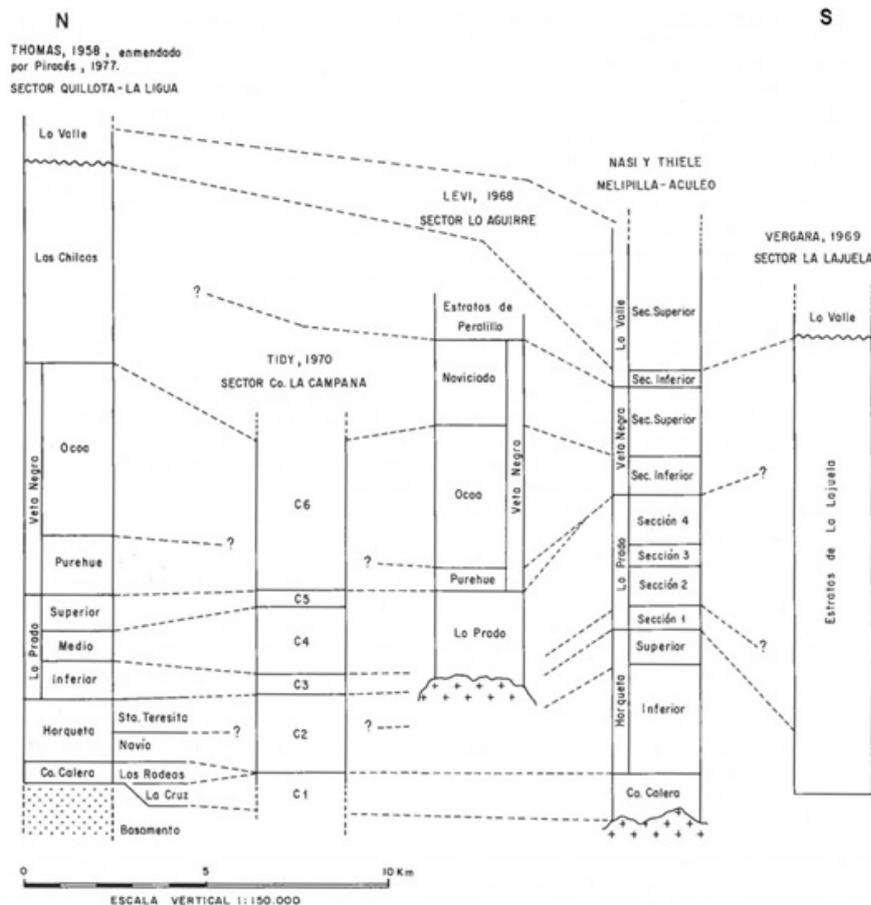


Figura 4: Correlaciones estratigráficas para la Cordillera de la Costa. Modificado de Nasi y Thiele (1982).

2.1.1.1 Formaciones y cuerpos intrusivos

El borde oriental de la Cordillera de la Costa presenta rocas intrusivas más jóvenes que van desde el Jurásico al Cretácico. Las secuencias sedimentarias y volcánicas tienen edades que van desde el Jurásico al Cretácico Superior, incluyendo las Formaciones Ajial, Cerro Calera, Horqueta, Lo Prado, Veta Negra, Las Chilcas, Lo Valle. En conjunto, presentan un manteo que varía de 30° a 40° hacia el este. Se consideran solo las últimas cuatro.

a. Intrusivos del Paleozoico (Sernageomin, Geología de la Hoja Santiago)

Afloran en el borde occidental de la cuenca de Santiago (Figura 3) y están principalmente compuestos por granodioritas, tonalitas, sienogranitos, monzogranitos y granitos de microclina. También es posible distinguir, al sur de la zona de estudio, cuerpos plutónicos de 1 a 10 km de longitud, constituidos por granitos porfídicos ricos en biotita y microclina y tonalitas. Presentan, además, foliación y ciertos segmentos con deformación milonítica. La ubicación de estos es aproximadamente el Morro del Guanaco y Leyda.

b. Intrusivos del Jurásico (Gana et al. , 1994)

Corresponden a afloramientos extensos en la Cordillera de la Costa (Figura 3), que incluyen desde gabros hasta granitos leucocráticos. Han sido datados por Gana et al. (1994) con edades próximas a los 160 Ma. Estos distintos afloramientos se encuentran distribuidos desde oeste hacia el este. Los cuerpos plutónicos son mayormente heterogéneos.

c. Intrusivos del Cretácico Inferior

Corresponden a cuerpos plutónicos de diorita, granodiorita y tonalita. Afloran en el segmento oriental de la Cordillera de la Costa, intruyendo a las formaciones Lo Prado y Veta Negra (Figura 3). Pertenecen a este grupo de intrusivos la Diorita del Portezuelo Los Aromos, el Plutón del Mallarauco, la Diorita Punta del Viento y el Plutón Cerro Bandera (Sellés y Gana 2001; Wall et al. 1999).

d. Intrusivos del Cretácico Superior

Corresponden a cuerpos plutónicos y stocks de monzogranito, granodiorita, diorita y tonalita, los cuales cubren una superficie máxima de 100 km². También de edad cretácica, afloran intrusivos hipabisales de composición variable, los cuales cubren un área que va desde los 0,5 hasta los 3 km². Las formaciones afectadas por estas intrusiones son Veta Negra y Las Chilcas (Sellés y Gana 2001; Wall et al. 1999).

e. Formación Lo Prado (Berriasiano – Hauteriviano) (Thomas, 1958)

Secuencias volcánicas intercaladas con depósitos sedimentarios marinos. Sobreyace concordantemente a la Formación Horqueta y subyace, de manera concordante, a la Formación Veta Negra. Aflora en el segmento occidental de la zona de estudio (Figura 3), variando en espesor de norte a sur, siendo estos 3.600-4.700 metros y 5800 metros, respectivamente (Sellés y Gana, 2001; Wall et al., 1999). Al sur del río Maipo su espesor está estimado desde 1.400 a 3.000 metros, según Nasi y Thiele (1982). La formación está intruída por granitoides del Cretácico.

f. Formación Veta Negra (Barremiano – Aptiano) (Thomas, 1958)

Unidad volcánica con segmentos piroclásticos e intercalaciones sedimentarias que sobreyace de forma concordante sobre Lo Prado y en discordancia angular con la Formación Las Chilcas. También existen segmentos concordantes entre estas últimas dos formaciones (Wall et al., 1999; Sellés y Gana, 2001). Incluye andesitas con notables fenocristales de plagioclasa (ocoitas), lavas andesíticas porfídicas y afáníticas e intercalaciones sedimentarias continentales. Aflora de norte a sur en el segmento occidental de la zona de estudio (Figura 3). Su espesor máximo en el segmento noroeste está estimado en 3.000 metros, disminuyendo hacia el sur hasta 800 metros. Está supeditada al segmento occidental de la cuenca, y se encuentra intruida por cuerpos de granodiorita del Cretácico Superior (Wall et al., 1996).

g. Formación Las Chilcas (Aptiano – Albiano) (Thomas, 1958)

Corresponde a una secuencia volcánica y sedimentaria constituida en su base por rocas piroclásticas de composición dacítica a riolítica, intercaladas con lavas basálticas. El techo de la formación está compuesto por conglomerados y areniscas. También presenta caliza fosilífera en su nivel medio. Hacia el techo, las rocas presentes son lavas basálticas y andesitas basálticas (Wall et al, 1999). Esta formación se encuentra intruida por plutones del Cretácico (Sellés y Gana, 2001). Su espesor máximo está estimado entre 1.800 y 3.000 metros, aflorando principalmente en el segmento oriental de la Cordillera de la Costa (Figura 3). En el segmento norte sobreyace en aparente concordancia con la Formación Veta Negra, y subyace en discordancia de erosión a la Formación Lo Valle. Hacia el suroeste se encuentra en discordancia angular sobre la Formación Veta Negra, en el sector denominado loma El Cepillo (Sellés y Gana, 2001). Subyace en discordancia erosiva a la Formación Abanico en el sector del cerro Challay.

h. Intrusivos hipabisales del Paleoceno – Eoceno

Stocks basálticos que intruyen a los cuerpos plutónicos del Cretácico Medio y a las formaciones Las Chilcas, Lo Valle y a los Estratos del Cordón Los Ratones. Su mineralogía es principalmente piroxeno y olivino. De acuerdo con Wall et al. (1999) y Sellés y Gana (2001), la edad correspondiente a estos intrusivos va desde los 64 a los 32 Ma, datados con K/Ar en biotita.

i. Intrusivos hipabisales del Eoceno Superior – Mioceno Inferior

Corresponden a stocks, diques, filones manto y cuellos volcánicos que incluyen desde gabros hasta andesitas. Petrográficamente, los fenocristales de piroxeno son predominantes. La superficie de estos cuerpos es de hasta 8 km². Estos intruyen a las formaciones Las Chilcas, Lo Valle y Abanico (Figura 3). La edad determinada radiométricamente está asignada al Eoceno Superior – Mioceno Inferior. De acuerdo con Thiele (1980), se agrupan en la denominada Unidad Intrusiva II, los cuales tienen carácter toleítico y son derivados de magmas anhidros con bajo enriquecimiento en elementos incompatibles. Esto es análogo a las lavas coetáneas de la Formación Abanico y son entendidos como sus conductos alimentadores (Kay y Kurtz, 1995; Wall et al., 1999; Sellés, 1999, 2000a).

j. Formación Lo Valle (Mastrichtiano – Paleoceno?) (Thomas, 1958)

Secuencia piroclástica cuya composición varía desde andesítica a riolítica. Posee intercalaciones con niveles de lavas y rocas sedimentarias de origen continental, así como restos fósiles y materia orgánica. Aflora principalmente en el segmento norte de la Cuenca de Santiago (Figura 3), exhibiendo un espesor variable entre los 700 y 1.800 metros (Wall et al., 1999; Fuentes et al., 2000, 2004). Sobreyace en discordancia de erosión a la Formación Las Chilcas y subyace, también en discordancia erosiva, a la Formación Abanico. Está intruida por hipabisales del Paleoceno - Mioceno. (Gana y Wall, 1997; Wall et al., 1999; Fuentes et al., 2000, 2004).

2.1.2 Depresión Intermedia

La Depresión Intermedia corresponde a una cuenca sedimentaria elongada en dirección norte-sur, en la cual el borde oriental corresponde a un lineamiento rectilíneo orientado norte-sur (Sellés y Gana, 2001). Se encuentra principalmente rellena con diferentes depósitos detríticos de facies fluvial y aluvial (Thiele, 1980). Estos depósitos tienen edades del Plioceno al Holoceno, y su potencia en el segmento oriental llega hasta los *ca.* 500 metros (Yáñez et al. 2015). En general, los depósitos tienen una tendencia grano decreciente hacia el oeste (Iriarte, 2003). Los pequeños cerros presentes dentro de esta cuenca alcanzan hasta 650 m.s.n.m. y pueden distinguirse singularmente, así como la denominada Ignimbrita de Pudahuel, correspondiente a un depósito volcánico de ceniza que abarca una porción del sector oeste de la cuenca (Stern et al. 1984).

Al norte de los 33°S, el cierre de esta cuenca está determinado por la presencia de los Cerros de Colina y el Cordón de Chacabuco, correspondiente al contacto de las formaciones Lo Valle (Cordillera de la Costa) y Abanico (Cordillera de los Andes). Esto resulta en lo que se conoce como Valles Transversales, correspondientes a pequeños cordones montañosos que conectan ambos dominios geomorfológicos regionales. Al sur de los 33°S se encuentra la zona denominada Oroclino del Maipo (Fariás, 2007), la cual presenta un cambio en la orientación de la fosa como también una variación en el rumbo de la cadena andina, debido a la subducción asísmica de la dorsal de Juan Fernández a los 33°S (Figura 2). La cadena orogénica disminuye su ancho hacia el sur de este evento y existe actividad volcánica que marca el inicio del volcanismo Holoceno. El límite es abrupto con la Cordillera de Los Andes. Las estructuras y lineamientos de primer orden poseen orientación WNW – NW en la Cordillera de la Costa, y NS en la Cordillera de los Andes. (Figura 3). Este rumbo podría haber influido fuertemente en la disposición de los afloramientos que presentan rumbo NS (Milovic 2000). La Depresión Intermedia se cierra hacia el sur en la zona de Angostura y se separa de la cuenca de Rancagua (Sellés y Gana, 2001). Según Thiele (1980), a partir del Plioceno ocurre el tercer episodio de deformación tectónica, produciéndose la formación de la cuenca de Santiago.

2.1.2.1 Formaciones y cuerpos intrusivos

a. Cordón Los Ratones (Cretácico Superior – Eoceno) (Sellés y Gana, 2001)

Secuencia volcánica que aflora en la Depresión Intermedia (Figura 3). Está constituida por tobas de lapilli (cuyos líticos son desde andesítico-basáltico a dacíticos amigdaloidales), brechas piroclásticas clastosoportadas con clastos andesíticos y dacíticos en matriz tobácea de lapilli, y escasas lavas andesíticas con intercalaciones sedimentarias continentales. La secuencia completa alcanza una potencia de hasta 450 metros. La base no aflora y una discordancia angular es

inferida con la Formación Abanico, que la sobreyace. Esta discordancia se infiere por la discontinuidad de los plegamientos y de las unidades intrusivas ácidas que afectan a la formación superior (Sellés y Gana, 2001). Esta unidad informal está intruida por stocks y diques, cuya edad está estimada entre 36 y 22 Ma. Su correlación litoestratigráfica más plausible es con la Formación Lo Valle (Thomas, 1958; Wall et al., 1999).

2.1.3 Cordillera de Los Andes

En la latitud de Santiago, la Cordillera de Los Andes presenta una serie de fallas de alto ángulo orientadas NE a NS (Sellés y Gana, 2001), así como plegamientos asimétricos en los cuales el flanco occidental es semi-vertical. Las características estructurales permiten subdividir distintos segmentos dentro de la Cordillera de Los Andes. Para mayor versatilidad se la describe subdividiéndola en tres partes (Figura 5). La primera, correspondiente a la porción oriental, está conformada por rocas que van desde el Jurásico al Cretácico Medio; se caracteriza por secuencias que se repiten, correspondiente a una faja plegada y corrida de escama fina.

El segmento central (Figura 5) se compone de unidades volcánicas y sedimentarias del Cenozoico. En esta franja se pueden observar diferentes pliegues con vergencia oeste (Armijo et al 2010).

La porción occidental está formada mayormente por rocas volcánicas clásticas (formaciones Abanico y Farellones), donde la principal característica es el fallamiento y los pliegues que se encuentran afectando las unidades (Thiele 1980; Charrier et al. 2005; Fock 2005; Armijo et al. 2010). Estas albergan intrusivos del Mioceno Inferior que aparecen parcialmente a lo largo de estas morfologías. El límite oriental de esta porción está dado por diferentes intrusivos de edad Mioceno Superior.

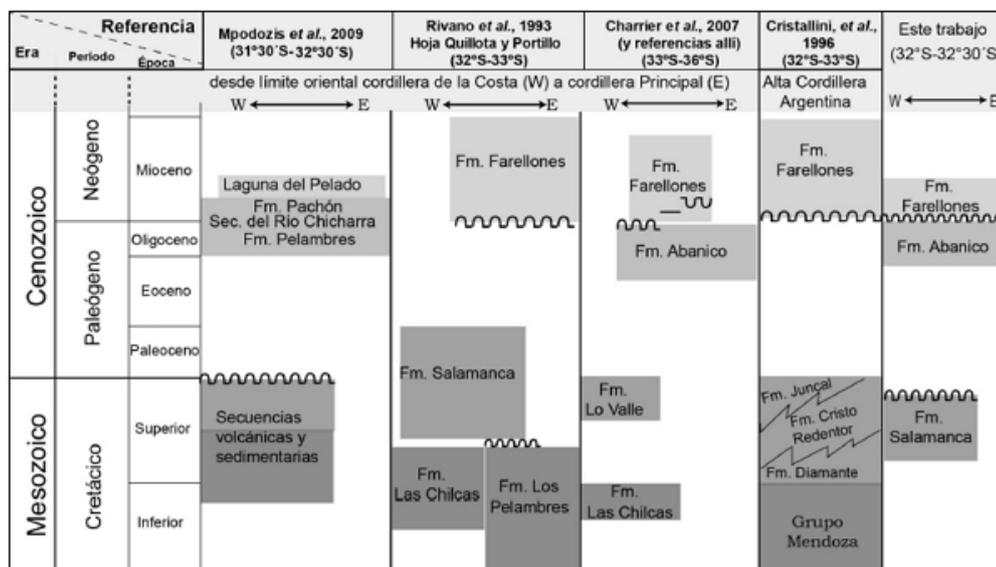


Figura 5: Cuadro de correlaciones entre formaciones de edades comprendidas entre el Cretácico Superior y Mioceno, reconocidas desde el límite oriental de la Cordillera de la Costa y la Cordillera límite (Chile – Argentina). Tomado de Jara y Charrier, 2014.

2.1.3.1 Formaciones y cuerpos intrusivos

a. Formación Abanico (Eoceno Superior? – Mioceno Inferior) (Wall et al., 1999)

Corresponde a una secuencia volcánica que consiste en rocas andesíticas a basálticas que presentan intercalaciones piroclásticas, epiclásticas y sedimentarias continentales, cuyo espesor total es de 2.000 a 3.000 metros, aproximadamente. La formación se encuentra intruida por filones manto y lacolitos andesíticos (Thiele, 1980). Aflora principalmente en el segmento oriental de la Cuenca de Santiago (Figura 3). Se dispone sobre los Estratos del Cordón Los Ratones en el sector este de Alto Jahuel y de forma discordante erosiva sobre la Formación Las Chilcas en el sector de Angostura (Sellés, 2000b). Hacia el este, la secuencia se cubre con estratos volcánicos de la Formación Farellones de manera concordante, discordante o tectónica, dependiendo de la localidad (Thiele, 1980; Godoy et al., 1999).

b. Formación Farellones (Mioceno Medio – Mioceno Superior) (Klohn, 1960)

Corresponde a una sucesión de lavas, tobas e ignimbritas que presentan intercalaciones brechosas. Su espesor aproximado varía entre los 2.500 y 3.000 metros, donde el predominio principal está ejercido por las lavas sobre tobas y brechas. Existen, además, tramos de 5 metros aproximadamente, consistentes en depósitos volcanoclásticos más finos que provocan una reconocible estratificación (Thiele, 1980). Sobreyace a la Formación Abanico desde los 32°S hasta los 35°S; su contacto es transicional (dependiendo de la localidad de estudio) y varía entre discordancias y paraconcordancias, consecuencia de la reactivación e inversión tectónica de fallas asociadas a la cuenca donde se depositó la Formación Abanico (Charrier et al., 2002).

c. Intrusivos del Mioceno Inferior

Cuerpos plutónicos que intruyen a la Formación Abanico, cuya litología principal es granodiorita. Tienen edades que van desde los 20 hasta los 18 Ma. Destacan el Plutón La Obra, Plutón San Francisco y el Plutón del Salto del Soldado (Thiele, 1980; Kurtz et al., 1997).

d. Intrusivos del Mioceno Medio – Superior

Corresponden a cuerpos intrusivos ubicados en el sector oriental de la franja de Intrusivos del Mioceno Inferior. Sus litologías corresponden a granodiorita, monzogranito y monzonita de cuarzo y dentro de estos se encuentran el Plutón San Gabriel, Plutón La Gloria e Intrusivo Colina (Figura 3). La edad de estos cuerpos intrusivos varía desde los 13 hasta los 8 Ma (Thiele, 1980; Cornejo y Mahood, 1997; Kurtz et al., 1997).

2.2 Geología estructural

La geología de Chile está influenciada por el contexto estructural en el que todas sus formaciones tienen lugar. La ocurrencia de fallas es una constante en todo el territorio su estudio de estas estructuras siempre es necesario. En la zona de estudio, la mayor injerencia está restringida a la Falla San Ramón (Figura 6), la cual sobrepone parte del frente cordillerano por encima de la cuenca de Santiago (Armijo et al., 2010).

En este trabajo se pretende entender si esta barrera estructural ejerce alguna influencia en términos del calor que es disipado a través de la corteza, ya sea como una estructura aislante o como un conducto de fluidos a menor temperatura desde la superficie hacia zonas más profundas de la porción estudiada de la cuenca.

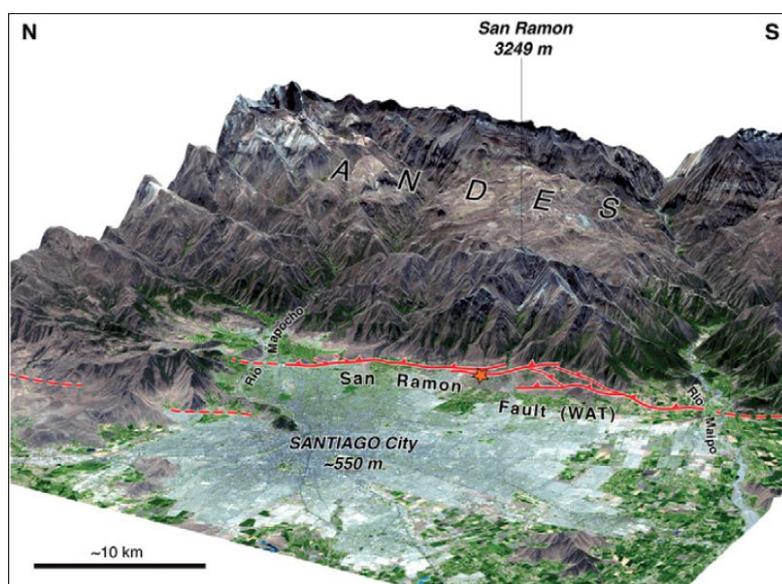


Figura 6: Perspectiva tridimensional del segmento oriental de la cuenca de Santiago y los escarpes de falla en el abrupto frente cordillerano. Se marcan en rojo los lineamientos de la Falla San Ramón. (Vargas et al., 2015).

2.2.1 Perfil de la zona de estudio

En la cuenca de Santiago, el relleno sedimentario existente ha sido estudiado por distintos autores para determinar con mayor precisión el espesor promedio entre la superficie y el basamento (Karzulovic, 1957; Klohn, 1960; Wall et al., 1999; Sellés, 1999, 2000a, 2000b), para determinar dominios estructurales, tasa de erosión, morfologías en profundidad, acuíferos y niveles permeables, etc. El reciente estudio gravimétrico realizado por Yáñez et al. (2015), permite delimitar adecuadamente la cubierta y evaluar la morfología profunda de las formaciones estudiadas, lo cual tiene gran relevancia para poder precisar el volumen de cuerpos intrusivos que aportan, en teoría, la mayor cantidad de calor radiogénico a la cuenca de Santiago. El perfil de la estructural de la Figura 7 esquematiza la forma en que se disponen las principales formaciones de la cuenca de Santiago. Ilustra también cómo una serie de fallas inversas controlan la geología y disposición estratigráfica de la cuenca, favoreciendo el ascenso de cuerpos intrusivos félsicos que se abrieron paso a través de la corteza y que suponen un aporte significativo de RHP para la zona de estudio. Además, se observan cerros isla superficiales, correspondientes a unidades intrusivas del Oligoceno, cuyos valores de RHPe se han corregido respecto de las estimaciones anteriores.

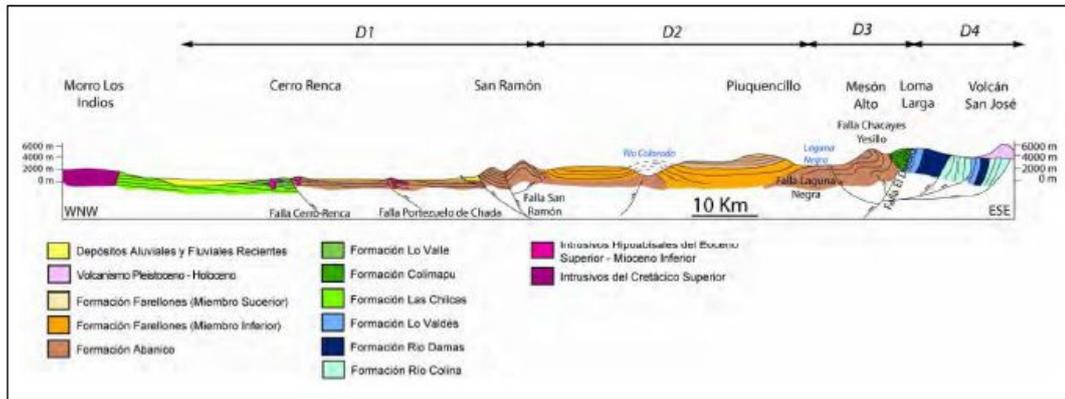


Figura 7: Perfil estructural esquemático de la cuenca de Santiago y Cordillera Principal Oriental (tomado de Fock, 2005).

2.2.2 Modelo estructural

El modelo propuesto por Armijo et al. (2010) para la cuenca de Santiago (Figura 8), corrobora las suposiciones hechas con respecto a la injerencia que tienen las fallas sobre las formaciones principales. El sistema de escama gruesa que domina en profundidad se manifiesta de distinta manera en superficie, con fallas ciegas que generan plegamientos y fallas de alta influencia, como lo es la Falla San Ramón, que sobrepone la Formación Abanico y Formación Farellones al relleno de la cuenca. Estos sistemas son, además, los responsables del ascenso facilitado de cuerpos relictos, los cuales aportan una significativa cantidad de RHP.

Este modelo se centra en la porción superior de la corteza terrestre para la zona de estudio, donde la influencia de estructuras en superficie es apreciable debido a los distintos arreglos que es posible observar. En este modelo se distingue la disposición en profundidad de las Formaciones Veta Negra, Lo Prado, Lo Valle y Las Chilcas, pertenecientes a la Cordillera de la Costa en sus respectivos afloramientos al oeste de la cuenca de Santiago. Se observa cómo las principales estructuras, como la Falla de San Ramón, también afectan a estos estratos.

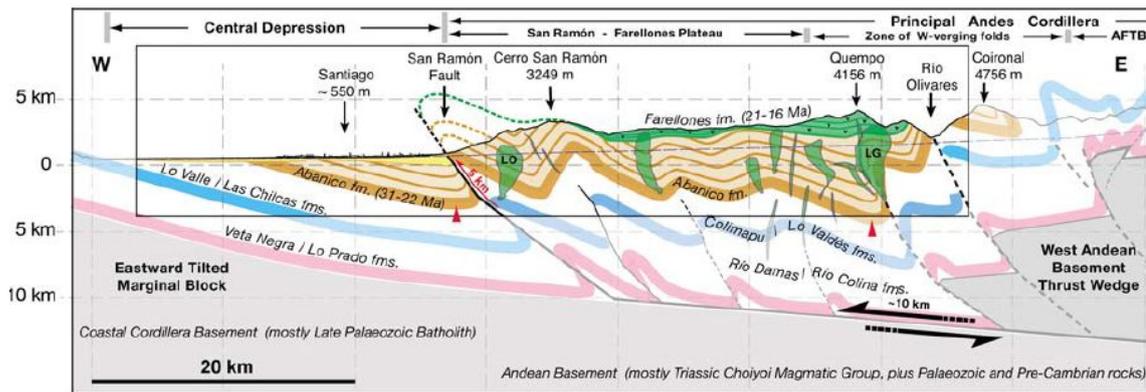


Figura 8: Modelo estructural de la cuenca de Santiago, desde la Cordillera de la Costa hasta la Cordillera Principal. Incluye los principales dominios estructurales (tomado de Armijo et al., 2010).

La evaluación del flujo de calor en profundidad debe tener muy claras las unidades que se encuentran en el subsuelo y la disposición de éstas. La incompatibilidad de los RHPe produce, en gran medida, acumulación de estos en intrusivos más diferenciados. Tener una estimación volumétrica acotada de sus dimensiones para evaluar su aporte real al RHP es ideal.

Por debajo de estas formaciones se ubica el Batolito Paleozoico, correspondiente al basamento de la Cordillera de la Costa, el cual supone un aporte distinto en cuanto a RHP, por la cantidad de tiempo transcurrido entre su petrogénesis y el presente. Representa un objeto de interés para poder determinar, en el presente estudio, si la antigüedad de las formaciones es un factor *sine qua non* para considerarles en el modelamiento y cuál es su RHP entregado a la cuenca de Santiago.

2.3 Estratigrafía

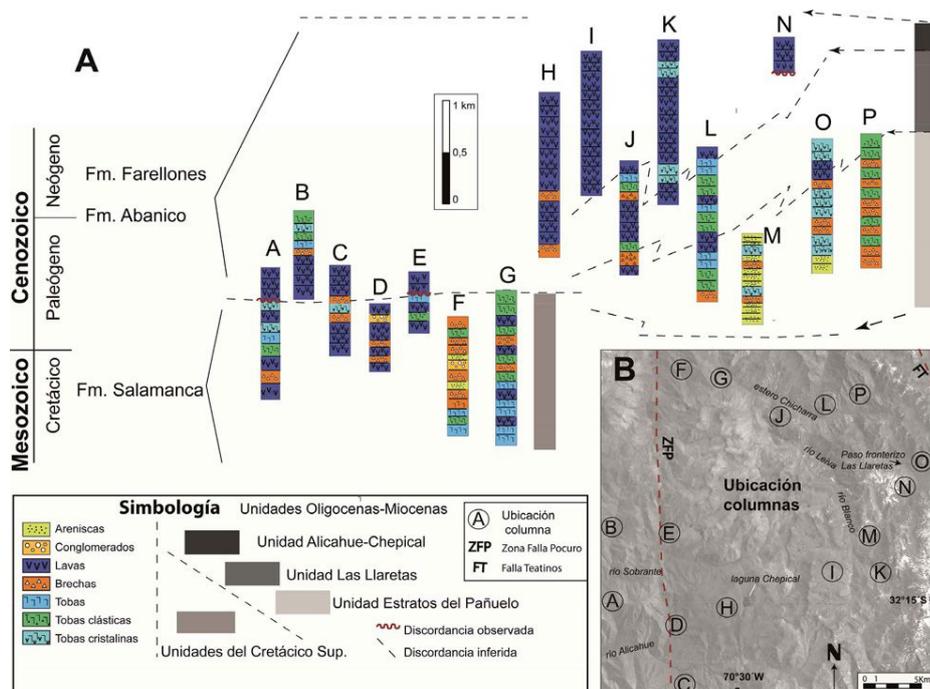


Figura 9: Correlaciones estratigráficas para el segmento oriental de la cuenca de Santiago, i.e. Cordillera de los Andes (tomado de Jara y Charrier, 2014).

Las columnas estratigráficas elaboradas por los estudios realizados se dividen en dos: una para la Cordillera de los Andes, y otra para la Cordillera de la Costa (Figura 10). Distintas litologías de cada estrato de las formaciones de la cuenca, suponen distintas tasas de RHP y valores de conductividad térmica. Es recomendable hacer distinciones entre cada formación, a objeto de poder diferenciar el aporte que estas han entregado desde su génesis. Las formaciones que afloran como Cordillera de la Costa también están presentes por debajo de toda la cuenca (Figura 8), y su aporte debe ser ponderado por su extensión y potencia inferida. De acuerdo con las diferencias existentes en los distintos segmentos de la Cordillera de los Andes, se han elaborado columnas estratigráficas acordes con cada uno de ellos. Columnas correlacionadas elaboradas por Jara y Charrier (2014) se muestran en la Figura 9, donde se puede observar la diferencia de espesor en las formaciones que componen este lado de la cuenca. Se esquematizan, además, las distintas formaciones importantes desde la Cordillera de la Costa hasta la Cordillera de los Andes (tomado de Jara y Charrier, 2014).

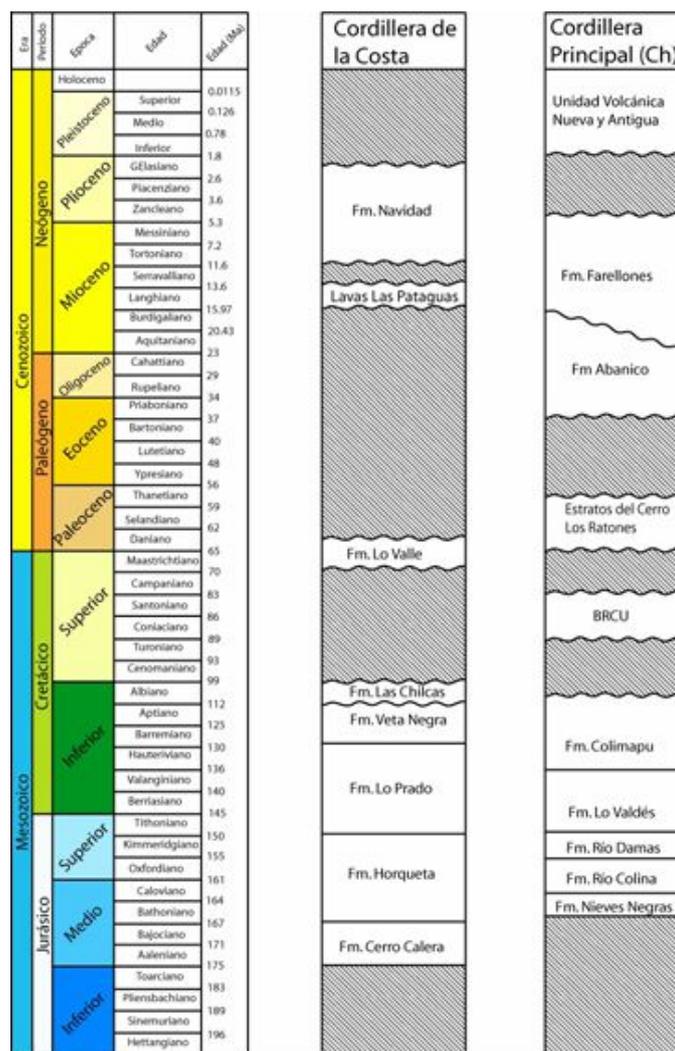


Figura 10: Columna generalizada para la zona de estudio, desde el Jurásico Medio. Modificado de Fock (2005).

2.4 Hidrogeología de la cuenca

La cuenca de la hoya hidrográfica del río Maipo cubre una superficie de 15.000 km², de los cuales 3.000 km² corresponden a sedimentos cuaternarios susceptibles de constituir acuíferos. La información de más de 1.500 sondajes existentes y los antecedentes de los trabajos realizados permite observar que dentro del relleno sedimentario, se distinguen tres unidades hidrogeológicas bien diferenciadas de acuerdo a sus características granulométricas y de permeabilidad. Un potente nivel inferior, constituido por limos arcillosos y arcillas limosas con permeabilidad estimada entre 10⁻⁴ y 10⁻⁷ [cm/s], con espesores de más de 200 m. Sobre la unidad anterior, un depósito compuesto por gravas arenosas y arenas gravosas, que constituye el acuífero principal de la cuenca; cuya permeabilidad está entre 10⁻² - 10⁻⁴ [cm/s]. Sobreyace al acuífero de la cuenca, un nivel discontinuo y delgado de limos arcillosos, con una permeabilidad media estimada entre 10⁻³ y 10⁻⁶ [cm/s]. El medio permeable continuo a lo largo y ancho de la cuenca, que conforma un acuífero de gran capacidad de almacenamiento y permeabilidad y que corresponde a la principal reserva de agua subterránea de la zona de estudio, influye en todos los aspectos someros de la cuenca, incluido el flujo calórico. (Falcón et al., 1970; Morales, 2002).

3. Propiedades termales

3.1 Conductividad térmica (k)

Es definida como la propiedad física que poseen los materiales para conducir la energía cinética de sus moléculas a otras moléculas que están en un estado energético diferente. Esta propiedad intensiva de los materiales es isotrópica en la gran mayoría de rocas ígneas. Para las rocas sedimentarias y metamórficas, la anisotropía existente debe considerarse, pues la estratificación y foliación ejercen un control en el paso del calor a través de las capas más conductoras. Las unidades en que se expresa la conductividad térmica son $[W/m \cdot K]$. En términos generales, la conductividad térmica en las rocas decrece con la temperatura (Figura 11). Los rangos de valores para esta propiedad termal se pueden observar en la Figura 12.

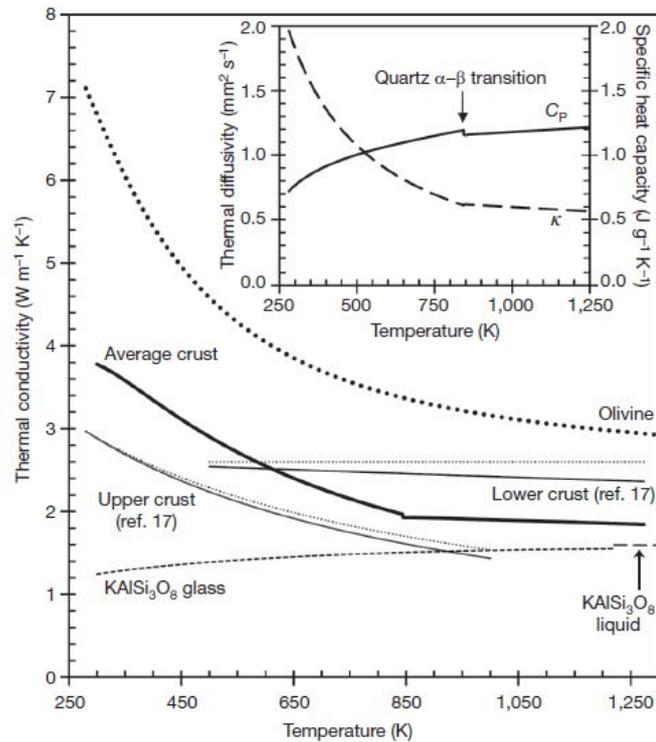


Figura 11: Conductividad térmica de rocas corticales en función de la temperatura (Whittington et al., 2009).

La conductividad térmica se expresa de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$k = \alpha \cdot C_p \cdot \rho$$

Aquí α corresponde a la difusividad térmica, C_p representa el calor específico y ρ equivale a la densidad.

Esta propiedad termal es dependiente de la litología de las rocas como factor intrínseco y de la temperatura como factor ambiental de primer orden.

Table 4.2. Comparison of Published Compilations of Thermal Conductivities ($W m^{-1} K^{-1}$)

Lithology	Sources										
	1 ^a	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Sandstone	7.1	4.2 ± 1.4	3.1 ± 1.3		3.7 ± 1.2	2.8		3.7 ± 1.2			4.7 ± 2.8
Claystone	2.9				2.0						1.8
Mudstone	2.9							2.0 ± 0.4			1.9 ± 0.4
Shale	2.9	1.5 ± 0.5	1.4 ± 0.4		2.1 ± 0.4	1.4		2.1 ± 0.4			1.8 ± 1.2
Kaolinite									1.8 ± 0.3		
Glauconite									0.5 ± 0.2		
Siltstone	2.9	2.7 ± 0.9	3.2 ± 1.3		2.7 ± 0.2	2.7 ± 0.9		2.7 ± 0.2			
Limestone	3.1	2.9 ± 0.9	2.4 ± 0.9	2.21	2.8 ± 0.4		3.4 ± 3.0	2.8 ± 0.3			2.5 ± 0.6
Marl	3.2	2.1 ± 0.7	3.0 ± 1.1		2.7 ± 0.5						2.4 ± 0.5
Dolomite		5.0 ± 0.6	3.1 ± 1.4		4.7 ± 0.8		4.8 ± 1.5	4.7 ± 1.1			3.7 ± 1.8
Halite		5.5 ± 1.8	5.7 ± 1.0		5.4 ± 1.0			5.4 ± 0.3			5.9
Chert		4.2 ± 1.5	1.4 ± 0.5		1.4 ± 0.5						
Quartzite				6.0			5.0 ± 2.4	5.9 ± 0.8		3.5 ± 0.4	5.6 ± 1.9
Granite							3.4 ± 1.2			3.5 ± 0.4	2.8 ± 0.6
Basalt	1.8			1.7			1.7 ± 0.6			2.0 ± 0.2	1.5
Tuff				1.7 ± 0.3							
Conglomerate		2.4 ± 0.8	3.2 ± 1.8		2.1 ± 1.0						
Coal		0.3 ± 0.1	0.2 ± 0.2	0.2 ± 0.04	0.2 ± 0.1	0.3 ± 0.1					
Loose sand				2.44 ± 0.8							
Typical sediment			2.3 ± 2.0								

^aMatrix conductivity values, only representing bulk conductivity when $\phi = 0$.

Sources: 1 = Beardsmore (1996), 2 = Majorowicz and Jessop (1981), 3 = Beach, Jones and Majorowicz (1987), 4 = Raznjevic (1976), 5 = Reiter and Jessop (1985), 6 = Taylor, Judge and Allen (1986), 7 = Roy et al. (1981), 8 = Reiter and Tovar (1982), 9 = Touloukian et al. (1970b), 10 = Drury (1986), 11 = Barker (1996).

Figura 12: Rangos de conductividad termal de distintas rocas a temperatura ambiente. Tomado de Beardsmore y Cull (2001).

3.2 Difusividad térmica (α)

Se define como la propiedad específica de cada material para la conducción de calor en condiciones no estacionarias. Sus unidades en el sistema internacional son [m^2/s], pero es común encontrarla expresada en [mm^2/s]. La difusividad térmica permite estimar cómo es el cambio o reacción del material cuando ocurre una variación en la temperatura; es decir, refleja la velocidad de cambio hasta alcanzar el equilibrio térmico. Se obtiene como resultado de la división entre la conductividad térmica y el calor específico por la densidad ($\alpha = k / \rho \cdot C_p$), y refleja la inercia térmica que un determinado material posee, siendo directamente proporcional a la conductividad térmica. Es posible observar esta correlación negativa con el aumento de temperatura en las rocas analizadas por Whittington et al. (2009), mostradas en la Figura 13.

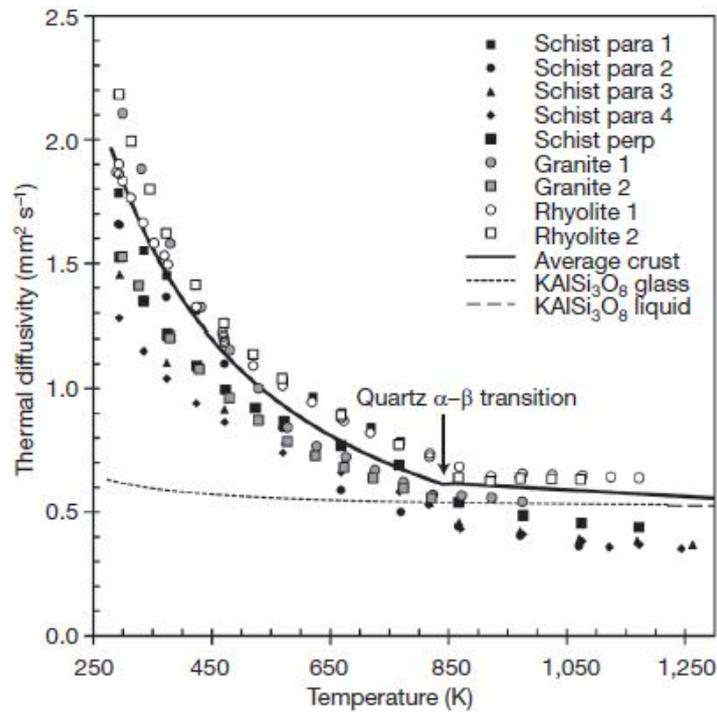


Figura 13: Gráfico de difusividad térmica de distintas rocas corticales en función de la temperatura. (Tomado de Whittington et al., 2009).

3.3 Producción de calor radiogénico (*Radiogenic Heat Production: RHP*)

Se define el calor radiogénico como la cantidad de energía calórica liberada por un volumen de roca determinado por unidad de tiempo, y se mide en el sistema internacional de unidades en [W/m³]. Este calor es producido por la radiactividad de los isótopos inestables, donde la desintegración libera energía debido a su estado excitado. Para la corteza terrestre, este fenómeno se deriva mayormente por la radiactividad del uranio (²³⁵U, ²³⁸U), torio (²³²Th) y potasio (⁴⁰K). En la Figura 14 se pueden observar las concentraciones promedio para estos elementos en la corteza.

A partir de las concentraciones de los elementos radiactivos U, Th, K, se calculó la producción de calor radiogénico utilizando la fórmula de Rybach (1988), la cual representa una aproximación bastante acertada y difiere como máximo un 3% de otras estimaciones posteriores. Esta fórmula se expresa de la siguiente manera:

$$RHP = 10^{-5} * \rho * (9.52 C_U + 2.56 C_{Th} + 3.48 C_K) \quad (2)$$

Esta ecuación utiliza las concentraciones relativas de estos elementos radiactivos, ponderadas por un valor determinado empíricamente. Las concentraciones de uranio y torio están expresadas en ppm, mientras que el potasio, al ser un elemento mayoritario, se expresa en peso. La densidad ρ se expresa en [kg/m³]. Para la producción promedio de la corteza se puede observar el gráfico de la Figura 15, donde destaca la producción conjunta de los isótopos ²³⁵U y ²³⁸U.

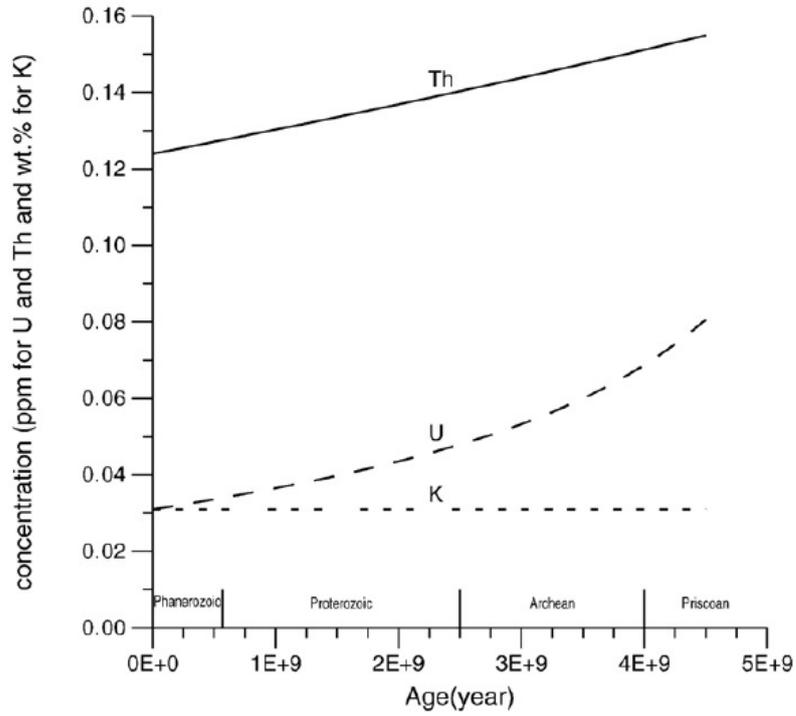


Figura 14: Concentraciones de U, Th y K debido al decaimiento de isótopos radiactivos como función del tiempo medido desde el presente. Tomado de Vilà et al. (2010).

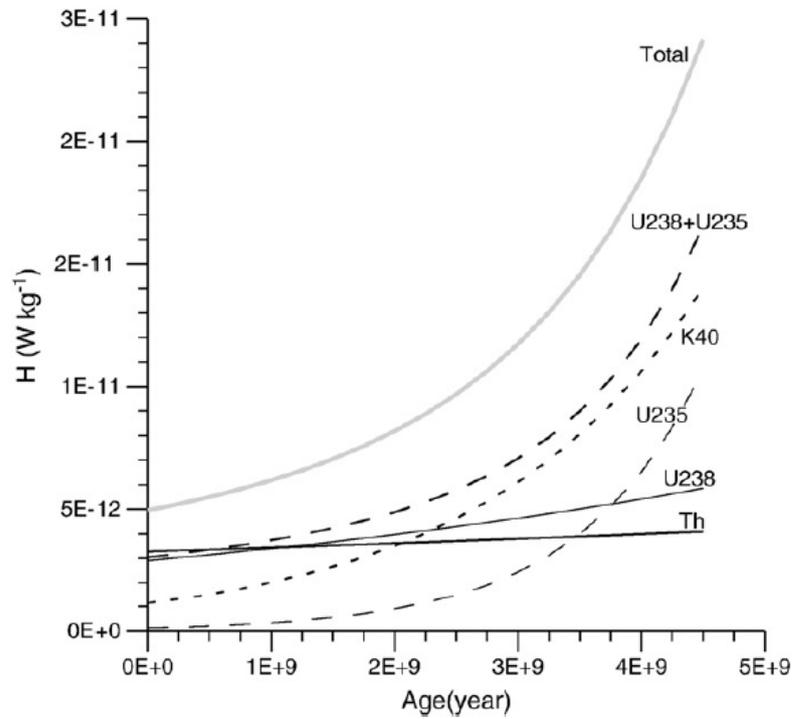


Figura 15: Producción de calor radiogénico interno en la Tierra durante el pasado. Tomado de Vilà et al. (2010).

3.4 Densidad (ρ)

Definida como masa por unidad de volumen, su unidad en el sistema internacional de medidas es $[\text{kg}/\text{m}^3]$. La densidad en las rocas depende directamente de la composición mineralógica, y ésta -a su vez- de los distintos procesos geológicos y petrogenéticos que toman parte en la formación y posterior modificación del cuerpo rocoso. Sin embargo, en profundidad también ejercen una tremenda influencia en este parámetro la presión y la temperatura (Semprich et al., 2010), y por esta razón es importante considerarlas. Además, en el cálculo de RHP, este factor pondera el resto de las concentraciones de elementos radioactivos.

Distintos factores controlan la densidad de una roca, entre los cuales se destacan la porosidad y cementación (densidad total) y la composición (densidad de matriz). Los procesos de alteración posteriores que sufre un cuerpo de roca son especialmente importantes en rocas sedimentarias, pues estos afectan de distinta forma, dependiendo de la composición, tiempo de exposición, etcétera. En el caso de las rocas ígneas, sus densidades permiten una clasificación confiable, pues ésta se ve poco alterada por procesos secundarios. Las densidades de las rocas en las cuales se midieron concentraciones de elementos radiactivos estaban previamente estimadas en el trabajo de Poblete (2014), y por esta razón se utilizaron los datos allí obtenidos para la ponderación con la que se calcula el RHP (Rybach, 1988). Otras densidades utilizadas se obtuvieron de publicaciones relacionadas (Semprich et al., 2010; Tassara et al., 2006).

3.5 Calor específico (C_p)

Se define como la cantidad de energía calórica requerida para aumentar en 1 [K] la temperatura de un cuerpo de 1 [kg]. Su unidad en el sistema internacional es $[\text{J}/\text{kg}\cdot\text{K}]$. Este valor depende, por lo general, de la temperatura inicial del sistema, pero su influencia es leve y se asume constante. Esta magnitud es intensiva; y por lo tanto, una muestra será suficiente para evaluar el calor específico del afloramiento y de su hipotético volumen en profundidad. Esta magnitud también es isótropa y se requiere el conocimiento acotado de su valor para la estimación y modelamiento temporal del flujo termal. Al calentarse tanto rocas como sedimentos, el calor involucrado en el aumento termal de los respectivos cuerpos puede corresponder a gran parte del flujo calórico resultante. Si los procesos de erosión y sedimentación ocurren a una tasa baja, el calor específico no ejerce mayor efecto, y el gradiente geotermal permanece medianamente constante.

4. Metodología de trabajo

Para estimar las propiedades termales de las rocas correspondientes a las distintas formaciones basamentales de la cuenca de Santiago, así como unidades intrusivas presentes, se utilizó una fuente de calor lineal, correspondiente a una sonda electrónica específica para rocas con el dispositivo KD2 Pro de *Decagon Devices, Inc.* (Figura 16) para conductividad térmica; y un espectrómetro portátil para radiación gamma RS-125 Super – SPEC de *Radiation Solutions Inc.* (Figura 17) para RHP, además de la base de datos existente elaborada por Poblete (2014).



Figura 16: Dispositivo KD2 Pro, *Decagon Devices*, para mediciones de conductividad térmica.



Figura 17: Espectrómetro portátil para radiación gamma RS-125 Super-SPEC, de *Radiation Solutions Inc.*

4.1 Detalle metodológico

4.1.1 Conductividad térmica

Para medir esta propiedad termal se requiere primeramente la extracción de una muestra de la formación objetivo con un volumen no inferior a los 20 cm³, la cual debe ser cortada en caras rectas idealmente para medir en 3 direcciones, para evaluación de la variación de este parámetro con la isotropía de la muestra.

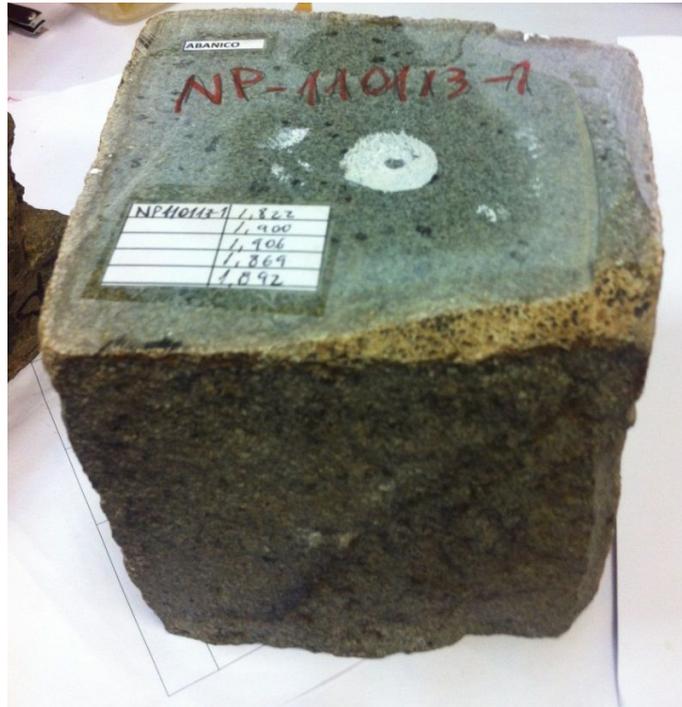


Figura 18: Muestra de roca para medición de conductividad donde se aprecian los cortes rectos y el orificio.

Posteriormente se procede a perforar la roca con una broca de 4 mm, que es el tamaño adecuado para introducir la sonda simple electrónica específica para rocas. Si la muestra es isótropa bastará con una perforación en una de las caras rectas, mientras que si existe anisotropía se deberá medir en las 3 direcciones cartesianas. Existe la posibilidad de medir otras propiedades termales con una sonda doble genérica, lo que requiere la perforación de dos orificios con una broca de 3 mm separados por 3 - 4mm. Antes de medir con la sonda para rocas, se debe remover todo el resto de sedimento presente en el orificio producto de la perforación, para asegurarse que la estimación sea fiel al material rocoso fresco.



Figura 19: Muestras perforadas con pasta conductora introducida previo a la medición.

Posterior a esta remoción, y esperar que toda la roca se encuentre seca, se debe inyectar un líquido conductor que, en este caso, es *Arctic Alumina Premium Ceramic Polysynthetic Thermal Compound (Arctic Silver)*. Este debe recubrir todas las paredes del orificio de tal manera que al introducir la sonda esta quede totalmente “empastada” por la sustancia.



Figura 20: Muestras perforadas con pasta conductora introducida previo a la medición .

Se debe dejar la sonda introducida hasta el tope dentro de la roca por al menos 7 minutos para que se equilibre termalmente con la pasta conductora ante de empezar a medir.

Posterior a este paso, se puede iniciar la medición activando el dispositivo KD2 pro, el cual toma un tiempo aproximado de 5 minutos por cada medición.

La primera medición nunca debe considerarse como válida si difiere mucho de la segunda, pues esto ocurre cuando todavía no hay equilibrio con la pasta conductora.



Figura 21: Muestras de rocas intrusivas perforadas con la pasta conductora necesaria.

Para las rocas estratificadas el taladro a utilizar puede ser estático, cuidando siempre ir agregando agua o algún líquido que minimice el efecto del roce para evitar fundir la broca a medida que ésta perfora. El orificio debe ser máximo 2 mm más largo que la sonda electrónica.

Para las rocas intrusivas se debe utilizar un taladro manual con la opción de rotopercusión, debido a la dureza y masividad de estas rocas. Si se utiliza un taladro estático se corre el riesgo de fundir una cantidad considerable de brocas y además pueden quedar insertos fragmentos metálicos dentro de la muestra.

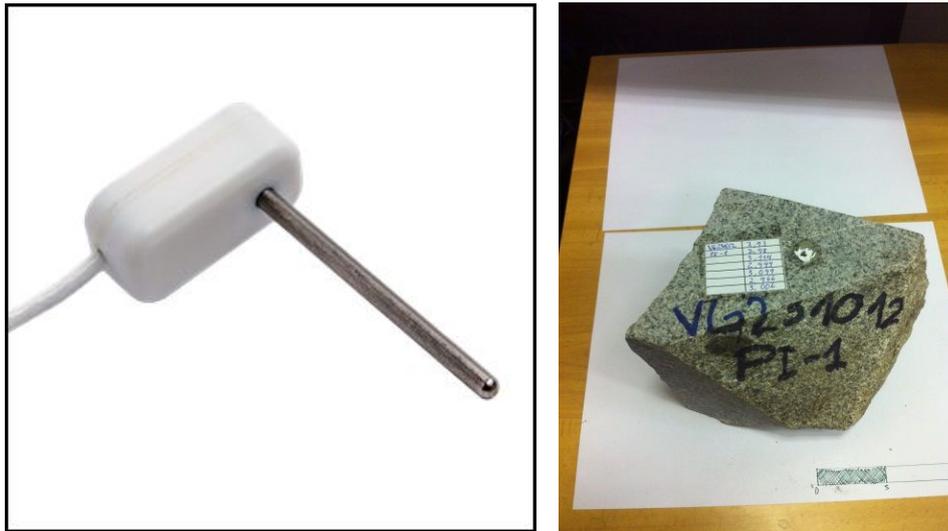


Figura 22: Sonda electrónica específica para rocas (izq.) y muestra perforada de roca intrusiva (der).

Para cada muestra se realizan de 5 a 10 mediciones para obtener un promedio confiable. Los datos obtenidos se tabulan en una tabla de Excel para mejor manejo de los resultados dependiendo:

- a) Muestra
- b) Formación
- c) Litología
- d) Rango entre 1 y 4,5 [W/m*K]

Se midió la conductividad térmica en 45 muestras tomadas de los trabajos de Poblete (2014), Gaínza (2014) y Morales (2014), además de otras 9 muestras de los intrusivos Paleozoico, Jurásico y Oligoceno. La ubicación de estas muestras está graficada en el mapa elaborado con los resultados obtenidos, y sus coordenadas se encuentran tabuladas en los anexos de este trabajo.

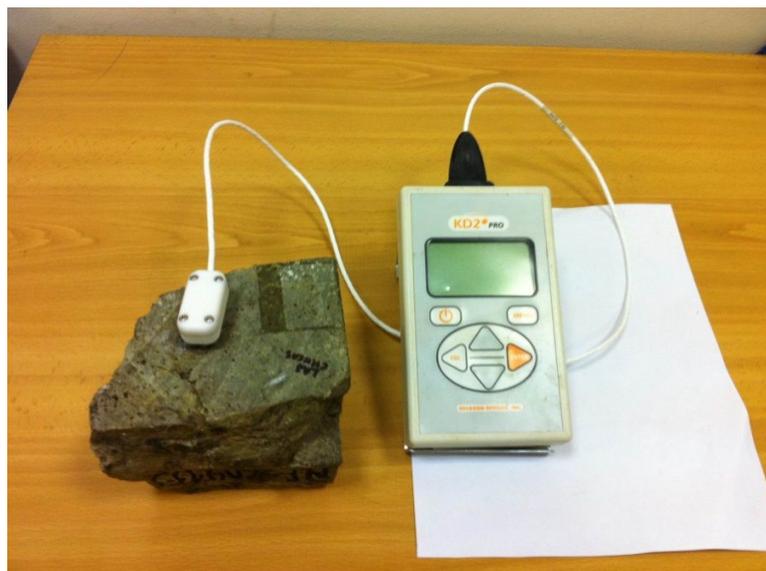


Figura 23: Sonda electrónica KD2pro introducida en la roca.

4.1.2 RHP

El cálculo de esta propiedad se realiza a partir de las concentraciones relativas de los elementos productores de calor radiogénico ^{238}U , ^{232}Th y ^{40}K . Los dos primeros, al ser elementos traza, pueden determinarse utilizando una serie de técnicas experimentales tales como espectrometría de masa (ICP-MS). Sin embargo, como se pretende obtener una gran cantidad de datos para poder ajustar su densidad a distribuciones estadísticas se opta por utilizar la espectrometría portátil de rayos gamma (Figura 17).

El espectrómetro portátil debe calibrarse al encenderse previo a la medición. Este posee una alerta para avisar que está calibrado y a partir de ese momento puede dejarse recolectando datos. El estándar es de 300 segundos por medición para alcanzar una precisión aceptable

En cada formación el promedio de muestreo fue 5 a 10 mediciones en cada coordenada, llegando hasta un máximo de 150 mediciones para la Formación Abanico. Esto tiene como finalidad el poder ajustar curvas de distribución estándar en el software *Matlab* (R2013a 8.1.0.604).

Para esta propiedad se graficó la distribución de densidad (Figuras 29, 30 y 31) para ajuste de datos, y también se elaboraron mapas de distribución espacial correspondientes a cada formación, dependiendo su rango.



Figura 24: Espectrómetro portátil para radiación gamma midiendo en terreno.

El estado del arte en esta materia es amplio, pues si bien existen metodologías muy acertadas para el cálculo de RHP (Rybach 1988), y tecnología de punta para determinar la conductividad térmica, los intentos para estimar un patrón en la producción de calor radiogénico solo alcanzan profundidades someras, debido a la alta movilidad de los elementos productores de calor radiogénico. En los procesos internos de la tierra, los RHPe se clasifican como elementos litófilos y tienden a acumularse en fundidos residuales ígneos, que son más tardíos en el proceso de diferenciación (Rogers et al., 1978). El calor que es disipado a través de la corteza se asocia, en gran parte, a la RHP consecuente del decaimiento de estos elementos contenidos en este segmento terrestre. Se asume esta fuente de calor como la más contribuyente, y más aun dependiendo de la ubicación geográfica, puede representar hasta el 98% del total (Slagstad, 2008)

y proveer la mayor cantidad de generación calórica geológicamente significativa (Brown y Mussett, 1993). La fricción entre placas tectónicas, la oxidación de sulfuros, y los procesos exotérmicos metamórficos y sedimentarios corresponden, en conjunto, al porcentaje restante (Jessop, 1990). Otras contribuciones, tales como la interacción de neutrinos con la masa de la tierra (Hamza y Beck, 1972) y la distorsión gravitacional (Beardsmore y Cull, 2001), son despreciables. Compilaciones de RHP, según litología, ayudan a entender cómo esta variable se hace dependiente -en gran medida- de los procesos petrogenéticos que conciernen a cada tipo de roca. Esta limitación es, a su vez, una motivación para realizar nuevos estudios y mediciones en distintos lugares del mundo. El último compendio realizado a nivel global, que es utilizado como guía en este trabajo, es el realizado por Vilà et al. (2010).

4.2 Tratamiento de datos

Se sometieron a revisión todos los datos obtenidos, a objeto de evaluar su coherencia en relación con los resultados esperados y con la base de datos en formaciones circundantes y análogas. Si el instrumento no está bien calibrado, los datos obtenidos no serán válidos y por lo tanto, se desechan. El instrumento emite un sonido para alertar que la calibración automática ha sido completada. Si existe duda con respecto a los requerimientos que el instrumento tiene para realizar una medición correcta, también se opta por descartar las mediciones obtenidas.

4.3 Errores asociados

Para la medición de conductividad térmica en rocas se deben cumplir algunas condiciones óptimas que aseguren el registro fidedigno (o lo más constreñido posible) de este importante parámetro termal. Cuando la roca contiene aún cantidades no despreciables de agua, esto modifica el valor medido. Igualmente, cuando existen anisotropías dentro de la distribución mineral. La temperatura es también un factor determinante en la conductividad térmica, decreciendo esta última a medida que la profundidad (y por ende la temperatura circundante) aumenta. Sin embargo, como todas las mediciones son realizadas superficialmente, la temperatura ambiente es constante para todas las rocas.

En la medición de datos es necesario considerar que existen variables que pueden generar errores asociados a cada procedimiento. Estas variables son, el tiempo transcurrido en cada una de las mediciones, en casos en que la producción de calor radiogénico presente anomalías leves; la geometría del afloramiento rocoso (por esta razón se escogieron zonas de alto volumen con presencia de caras frescas planas); el estado de alteración de la roca, dada la movilidad de elementos medidos (fuente de error considerable) en la estimación de cuánto RHP ha producido el cuerpo rocoso a partir de su petrogenesis. A lo anterior se suma la calibración inexacta del instrumento utilizado, y este error asociado es sistemático. Sin embargo, cuando el tiempo de conteo es suficiente, se puede comparar al error estadístico (aun cuando aumente a una tasa mayor). Por último, la interferencia cruzada, resultado de la interferencia de rayos gamma, es también una fuente de error en las mediciones realizadas con el espectrómetro portátil.

La fórmula que permite calcular el error estadístico se expresa como sigue:

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

Los valores de sigma K, Th, U pueden obtenerse en la Tabla 2.

Tabla 2: Hoja de cálculos para el error estadístico, considerando valores $\sigma=\pm 1$.

K (%)	1 sigma K (%)	1 sigma U (ppm)	1 sigma Th (ppm)
0	0.000	0.000	0.000
0.1	0.030	0.041	0.006
1	0.096	0.130	0.019
5	0.214	0.291	0.042
10	0.303	0.412	0.060
U (ppm)	1 sigma K (%)	1 sigma U (ppm)	1 sigma Th (ppm)
0	0.000	0.000	0.000
1	0.043	0.307	0.027
10	0.135	0.970	0.087
100	0.427	3.067	0.274
1000	1.349	9.698	0.866
10000	4.27	30.67	2.740
Th (ppm)	1 sigma K (%)	1 sigma U (ppm)	1 sigma Th (ppm)
0	0.000	0.000	0.000
1	0.023	0.237	0.539
10	0.072	0.750	1.705
100	0.228	2.373	5.391
1000	0.721	7.504	17.047
10000	2.280	23.70	53.90

Por ejemplo, si se tiene 5% K, 1 ppm U, 10 ppm Th, el error del potasio es 0,35. El espectrómetro utilizado para determinar cantidades posee un cristal ajustable a distintos rangos energéticos (desde 0.03 MeV hasta 3 MeV), que son registrados en 1.024 canales. Los peaks energéticos (Figura 25) determinados para las emisiones electromagnéticas gamma permiten estimar la concentración relativa de elementos radiactivos. Los parámetros estimativos de cada uno de los elementos son los siguientes: potasio: 1368 – 1569 keV (1461keV (^{40}K)); uranio: 1659 – 1860 keV (1765 keV (^{214}Bi)); torio: 2409 – 2808 keV (2615 (^{208}Tl)).

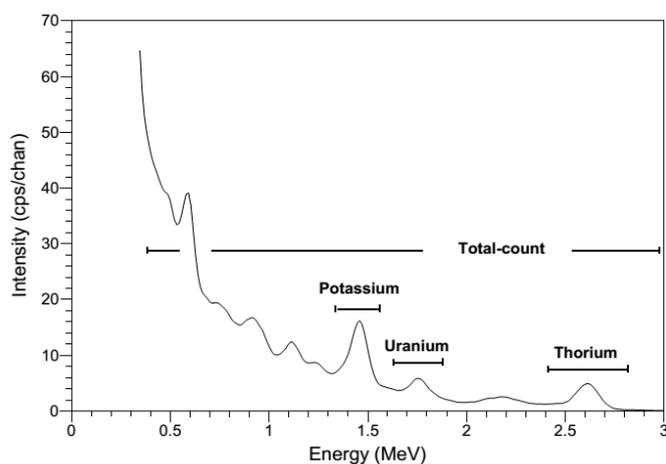


Figura 25: Peaks energéticos para la emisión electromagnética gamma de uranio, torio y potasio (IAEA, 2003).

5. Resultados

Se presentan en las siguientes tablas y figuras los resultados obtenidos para las mediciones de conductividad térmica y RHP en la cuenca de Santiago, las cuales muestran los valores promedio para cada parámetro. También se han ajustado a curvas de distribución estadísticas mediante el software *Matlab* y se han elaborado mapas según rangos y formación para su exposición gráfica.

5.1 Conductividad térmica

Los resultados detallados de conductividad térmica obtenidos para las distintas formaciones y unidades intrusivas de la cuenca de Santiago, además de la descripción petrográfica de las muestras estudiadas, junto con su ubicación geográfica, se entregan tabulados en los anexos de este trabajo. Se presentan, a continuación, tablas con los valores promedio.

5.1.1 Formaciones de la cuenca de Santiago

Tabla 3: Conductividad promedio de las muestras de las distintas formaciones de la cuenca de Santiago.

RESUMEN CONDUCTIVIDAD			
LO PRADO	(W/m*K)	LO VALLE	(W/m*K)
NP250413-2	2,40	NP190413-3	1,63
NP030513-2	2,52	LOS RATONES	
NP260413-4	2,49	VG231012 PI-2	1,60
VG191212(CLP1)	4,24	ABANICO	
VETA NEGRA		NP110113-1	1,88
NP170113-3	2,70	NP100113-1	2,06
LAS CHILCAS		NP080113-1	2,13
VG191212 LLO-1	2,28	NP161112-2	1,35
NP0205132B	2,02	NP161112-1	1,88
VG201212 LB-1	1,71	NP151112-3	1,71
NP290413-1	2,11	NP160513-1	2,12
VG201212 (LB-3)	1,87	NP040413-1	2,04
NP020513-3	2,00	FARELLONES	
VG251012	2,51	NP150113-4	2,01

Se observan magnitudes coherentes para las formaciones estudiadas, siendo el máximo valor promedio obtenido 4,24 [W/m*K] en la Formación Lo Prado (media 2,91) y 1,6 [W/m*K] el mínimo, en la Formación del Cordón Los Ratones.

5.1.2 Unidades intrusivas de la cuenca de Santiago

Para los cuerpos intrusivos presentes en la cuenca, se han estimado de real importancia su composición, su granulometría y su grado de alteración. También el ordenamiento de los minerales podría considerarse un factor de incidencia, pero con una influencia bastante menor.

Tabla 4: Conductividad promedio de las muestras de las unidades intrusivas de la cuenca de Santiago.

RESUMEN CONDUCTIVIDAD	
INT CRETACICO	(W/m²k)
NP300413-2	3,31
NP030513-4	2,46
NP260413-3	2,53
TTD013	2,85
INT OLIGOCENO	
PV240615	1,56
INT MIOCENO	
VG231012 PI-1	3,01
VG221012 CM-3	2,84
NP100113-3	2,75

Estos valores son un nuevo dato en la información disponible para la cuenca de Santiago y representan un importante avance en el conocimiento de las propiedades termales de la corteza superior en esta latitud.

Se observa en este último cuadro resumen con los valores promedio que, a diferencia de las formaciones estratificadas de la cuenca, las unidades intrusivas presentan menor variabilidad entre sí. Esto es consistente con lo observado en diferentes estudios alrededor del mundo y puede observarse en el cuadro resumen elaborado por Beardsmore y Cull (2001), Figura 12.

Para un mejor entendimiento y asimilación de cómo varían espacialmente estos valores, se ha diseñado un mapa de la zona de estudio donde se sitúan los puntos desde donde fueron extraídas las muestras a las cuales se les midió conductividad (Figura 26).

Mapa de conductividad en la cuenca de Santiago

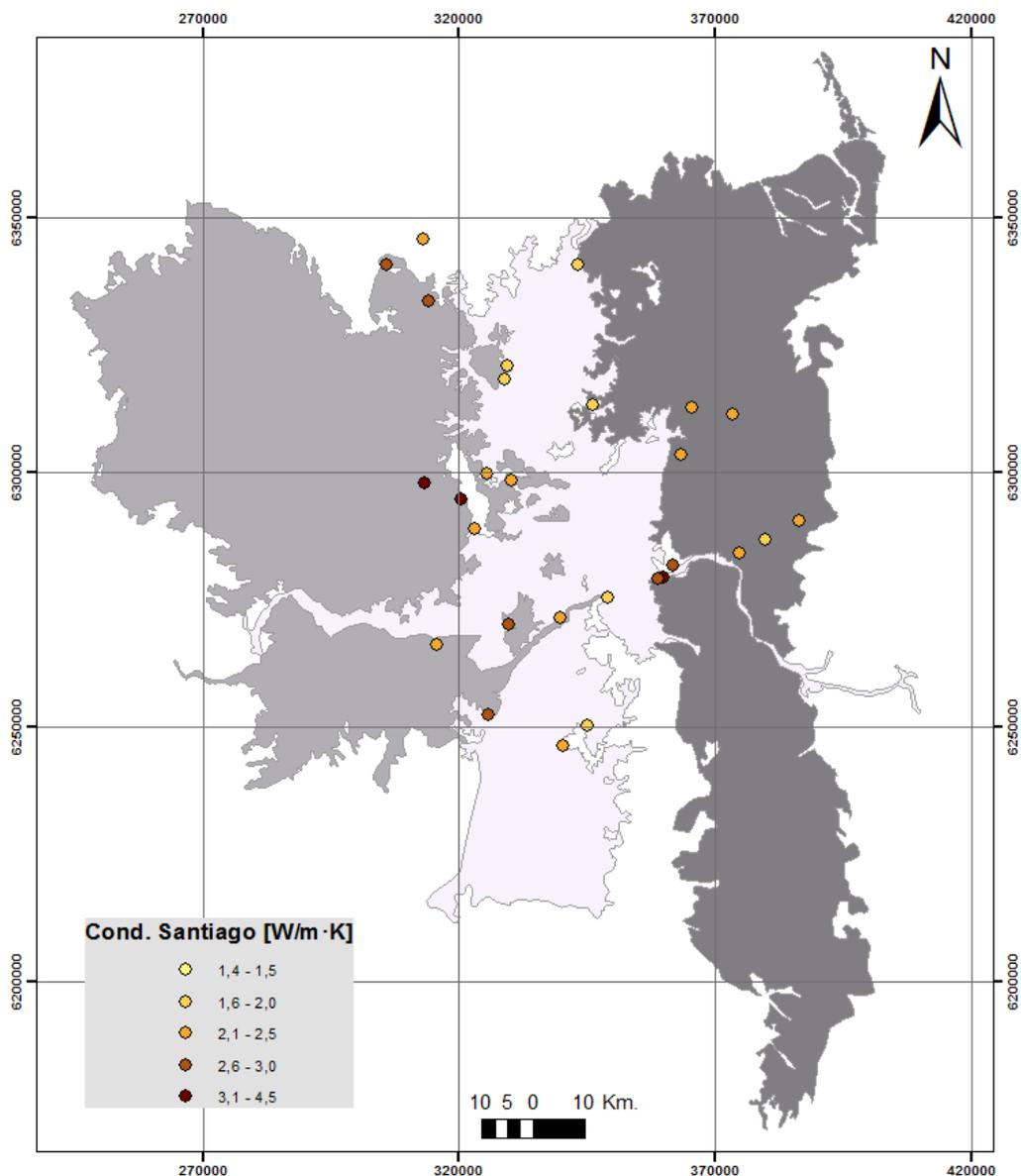


Figura 26: Mapa con la distribución espacial de los datos de conductividad promedio en la cuenca de Santiago. Las diferentes tonalidades de grises representan las tres macromorfológicas de la cuenca: Cordillera de la Costa, Depresión Intermedia y Cordillera de Los Andes.

Las condiciones de temperatura y contenido de agua son constantes para todas las muestras al momento de medir esta magnitud, y la distribución observada es isótropa en todas ellas. Los valores medidos fluctúan entre 1 y 4,5 [W/m*k]. Estas diferencias no dependen necesariamente de la formación estudiada, sino más bien de la litología del segmento medido.

5.2 Producción de calor radiogénico

Según Morgan (2011), los valores de RHP para la corteza terrestre son muy bajos para las rocas máficas, llegando a un promedio menor a $0.1 [\mu\text{W}/\text{m}^3]$, mientras que para granitos con alto contenido en RHPe pueden llegar hasta $6 [\mu\text{W}/\text{m}^3]$. También existen razones mundiales promedio para Th/U y K/U, las cuales se asemejan medianamente a lo obtenido para las formaciones estudiadas. Se disponen, a continuación, dos tablas resumen con los valores de K, U, Th, ρ , RHP, Th/U, K/U promedio para las formaciones (Tabla 5) y unidades intrusivas (Tabla 6) de la cuenca de Santiago.

Tabla 5: Valores RHP promedio para las formaciones de la cuenca de Santiago.

Formación	K [%]	U [ppm]	Th [ppm]	Litología	ρ [g/cm ³]	RHP[$\mu\text{W}/\text{m}^3$]	Th/U	K/U
Lo Prado	$2,77 \pm 3,14$	$2,32 \pm 2,98$	$9,11 \pm 6,01$	Toba y Andesita	2,61	$1,44 \pm 1,23$	5,52	1,52
Veta Negra	$3,41 \pm 3,80$	$2,27 \pm 3,11$	$10,54 \pm 12,91$	Toba y Andesita	2,67	$1,60 \pm 1,85$	5,35	1,79
Las Chilcas	$2,50 \pm 3,38$	$1,60 \pm 2,77$	$6,40 \pm 9,60$	Toba y Andesita	2,60	$1,10 \pm 1,60$	5,41	2,27
Lo Valle	$1,40 \pm 3,64$	$0,67 \pm 2,54$	$5,09 \pm 18,17$	Toba y Andesita	2,54	$0,59 \pm 1,85$	9,89	3,55
Los Ratones	$2,05 \pm 1,51$	$1,31 \pm 1,59$	$7,50 \pm 5,28$	Brecha volcánica	2,44	$0,95 \pm 0,75$	6,48	1,84
Abanico	$1,80 \pm 1,91$	$1,40 \pm 2,23$	$6,10 \pm 7,07$	Toba y Andesita	2,60	$0,90 \pm 1,09$	7,24	2,02
Farellones	$2,84 \pm 1,11$	$1,96 \pm 1,37$	$8,45 \pm 5,73$	Toba	2,55	$1,28 \pm 0,73$	4,86	1,64

Se puede observar cómo estos valores varían, dependiendo de litología, edad y principalmente, procesos de alteración posterior. Estos procesos son los que se pretende explicar gráficamente a través del ajuste de distribuciones (Figura 29, Figura 30, y Figura 31), pues su influencia ha sido diferente en cada una de las formaciones. Se exponen también los valores y las distribuciones de RHP para las unidades intrusivas de importancia, donde dichas mediciones representan un valioso aporte al conocimiento de las propiedades termales de las rocas de la corteza superior en la latitud de Santiago, por sus implicancias en posteriores fenómenos de flujo de calor.

Tabla 6: Valores RHP promedio para las unidades intrusivas de la cuenca de Santiago.

Formación	K [%]	U [ppm]	Th [ppm]	Litología	ρ [g/cm ³]	RHP[$\mu\text{W}/\text{m}^3$]	Th/U	K/U
Int. Jurásico	$2,52 \pm 1,3$	$2,69 \pm 1,11$	$14,28 \pm 15,16$	Granodiorita	2,70	$1,91 \pm 1,52$	6,21	1,12
Int. Cretácico	$3,25 \pm 3,35$	$2,26 \pm 2,73$	$10,18 \pm 9,80$	Granito, Diorita	2,64	$1,55 \pm 1,42$	5,01	1,66
Int. Oligoceno	$1,28 \pm 0,44$	$0,89 \pm 0,51$	$5,17 \pm 1,08$	Andesítica (hip)	2,61	$0,68 \pm 0,23$	6,71	2,12
Int. Mioceno	$3,57 \pm 0,53$	$4,40 \pm 0,90$	$15,61 \pm 3,34$	Granodiorita	2,59	$2,45 \pm 0,47$	3,77	0,87

La base de datos de RHP obtenida en las formaciones y unidades intrusivas de la cuenca de Santiago consta de más de 1200 mediciones. Esta gran cantidad de información disponible para todas las rocas de la zona de estudio es muy valiosa, pues permite constreñir de forma bien acotada cuáles son las concentraciones promedio de RHPe y sirve para comparar las implicancias que cada tipo de roca y contexto tectónico tienen en la producción de calor a nivel de corteza superior.

5.2.1 Mapas de RHP

A continuación se presentan los mapas que exponen la distribución espacial de los puntos donde se midió RHP según su rango de producción. En las imágenes se evidencian las diferencias existentes en las distintas rocas que componen la cuenca. En el primer mapa (Figura 27) se muestran los valores de las formaciones Lo Prado, Veta Negra, Las Chilcas, Lo Valle, Cordón Los Ratones, Abanico y Farellones; mientras que en el segundo mapa se exponen las distintas mediciones para las unidades intrusivas (Figura 28).

Mapa de RHP para las formaciones de la cuenca de Santiago

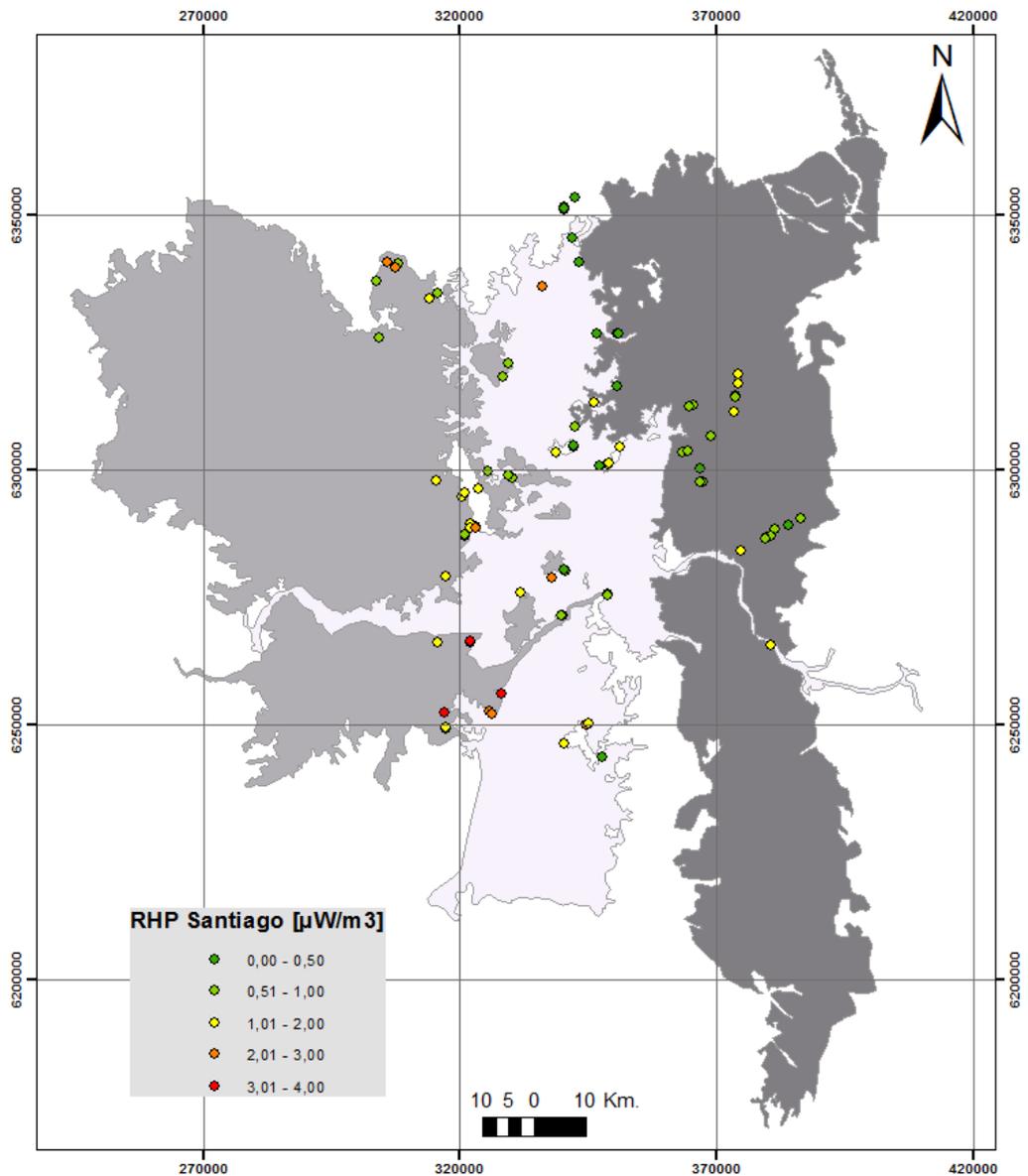


Figura 27: Mapa con la distribución espacial de los datos RHP en la cuenca de Santiago.

Mapa de RHP para las unidades intrusivas de la cuenca de Santiago

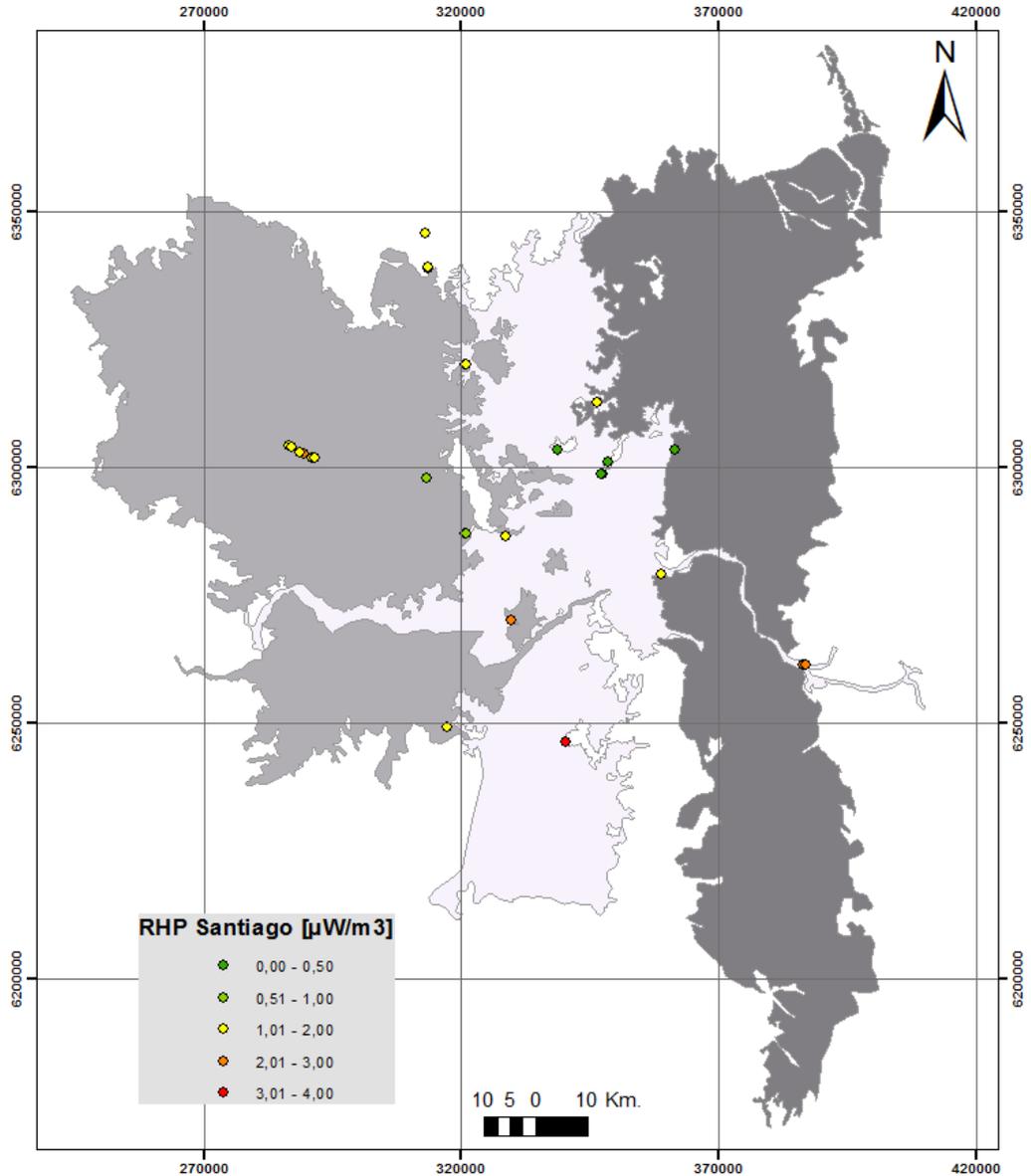


Figura 28: Mapa con la distribución espacial de los datos RHP en la cuenca de Santiago.

Para la medición de esta propiedad termal las condiciones también fueron constantes de un afloramiento a otro. En este caso, no se distingue una distribución de valores de RHP heterogénea vista en planta, por lo que su revisión debe acotarse a cada formación de manera singular. Estas no afloran en franjas completamente rectas y, por lo tanto, debe asumirse que la distribución espacial de valores no es un factor de incidencia, en tanto representa simplemente la amplitud del espacio de muestreo, que para este caso es suficientemente representativo, pues abarca gran parte de la cuenca de Santiago.

5.2.2 Distribuciones

Las distribuciones de probabilidad (Figura 29, Figura 30 y Figura 31) son una herramienta muy versátil para presentar gráficamente los resultados obtenidos en el estudio. La consistencia de las estimaciones y su comparación relativa, sobre la base de las mediciones realizadas, se observa claramente, dependiendo de las funciones estadísticas que mejor se ajusten a la dispersión obtenida para cada caso. Las formaciones y unidades intrusivas estudiadas tienen diferentes petrogénesis e historias de procesos de alteración posterior. En este sentido, gráficamente se puede observar cómo hay casos donde el sistema se encuentra más expuesto a fraccionamiento y por esta razón decrece la densidad de datos hacia valores más altos de RHP (eje de abscisas), mientras que existen otros donde este nivel de exposición es bastante menor, exhibiendo una condición más parecida a un sistema cerrado (distribución normal).

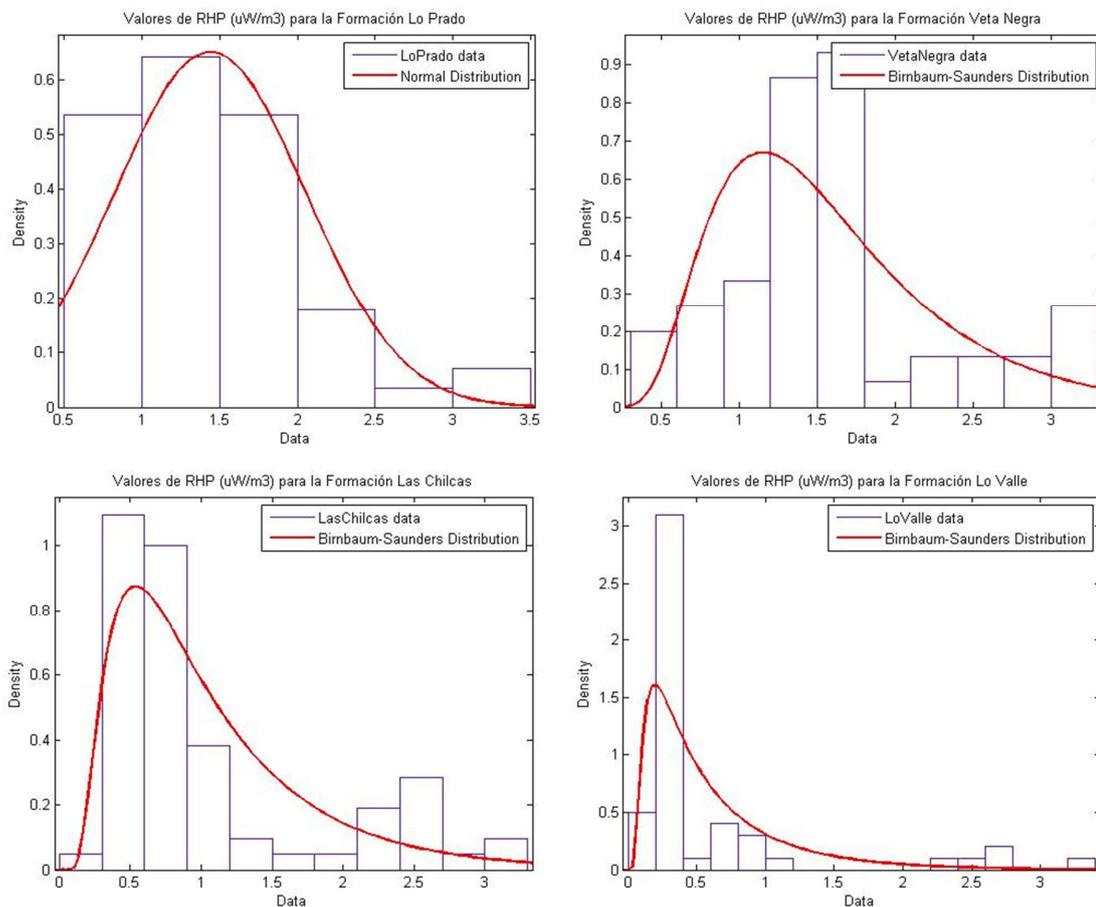


Figura 29: Distribuciones de probabilidad para las formaciones de la cuenca de Santiago.

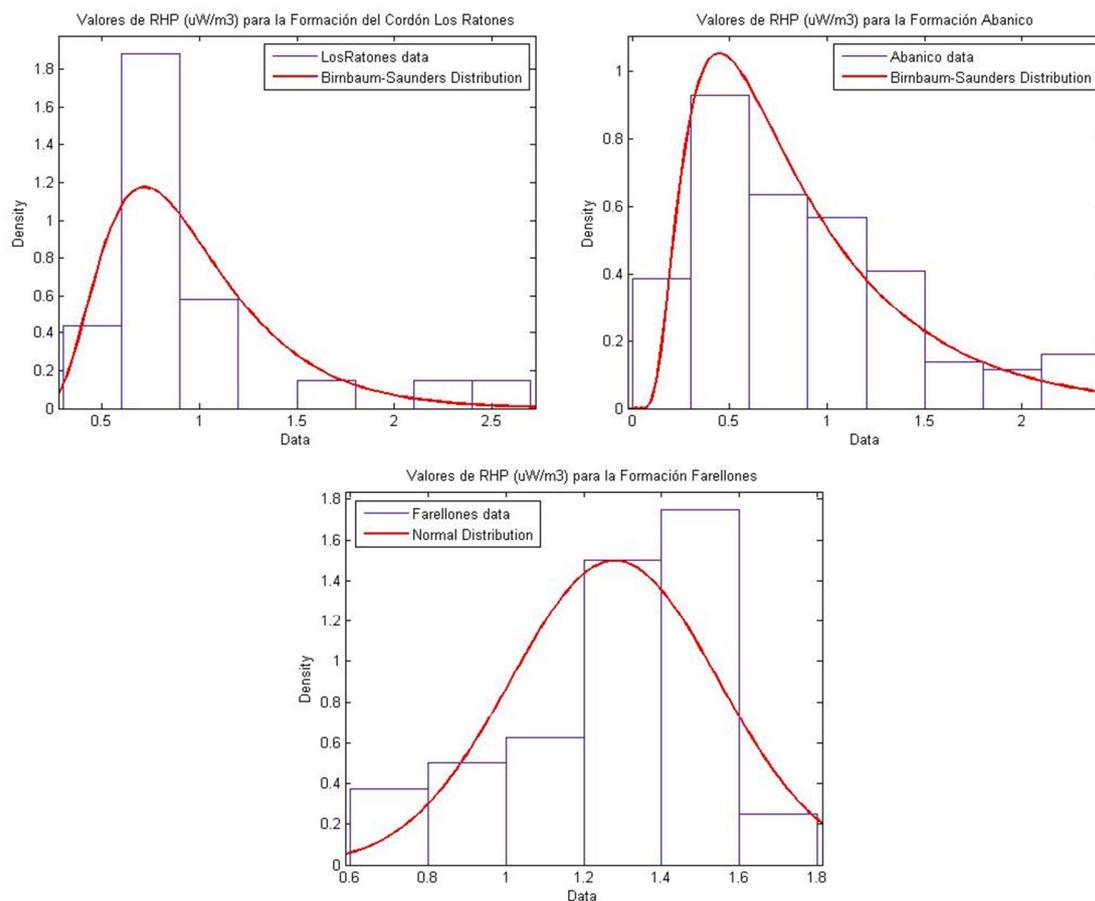


Figura 30: Distribuciones de probabilidad para las formaciones de la cuenca de Santiago.

Se observa en las figuras anteriores que, de las formaciones estratificadas de la cuenca de Santiago, solo dos se ajustan a una función normal, lo que implica un grado significativo de cambio en la concentración de elementos productores de calor radiogénico para las formaciones restantes, cuya densidad de valores altos de RHP disminuye sucesivamente. Lo descrito se ilustra adecuadamente gracias al ajuste de la distribución Birnbaum-Saunders, donde el valor medio se alcanza “rápidamente”. No debe entenderse como que las concentraciones altas de RHPe disminuyan progresivamente, sino más bien que existe un proceso que puede haber causado movilización o enriquecimiento por alteración hidrotermal. Mientras mayor es la cantidad de medidas, se observa un ajuste más confiable en relación con la función estadística, como es el caso de la Formación Abanico, donde se realizaron 150 mediciones aproximadamente.

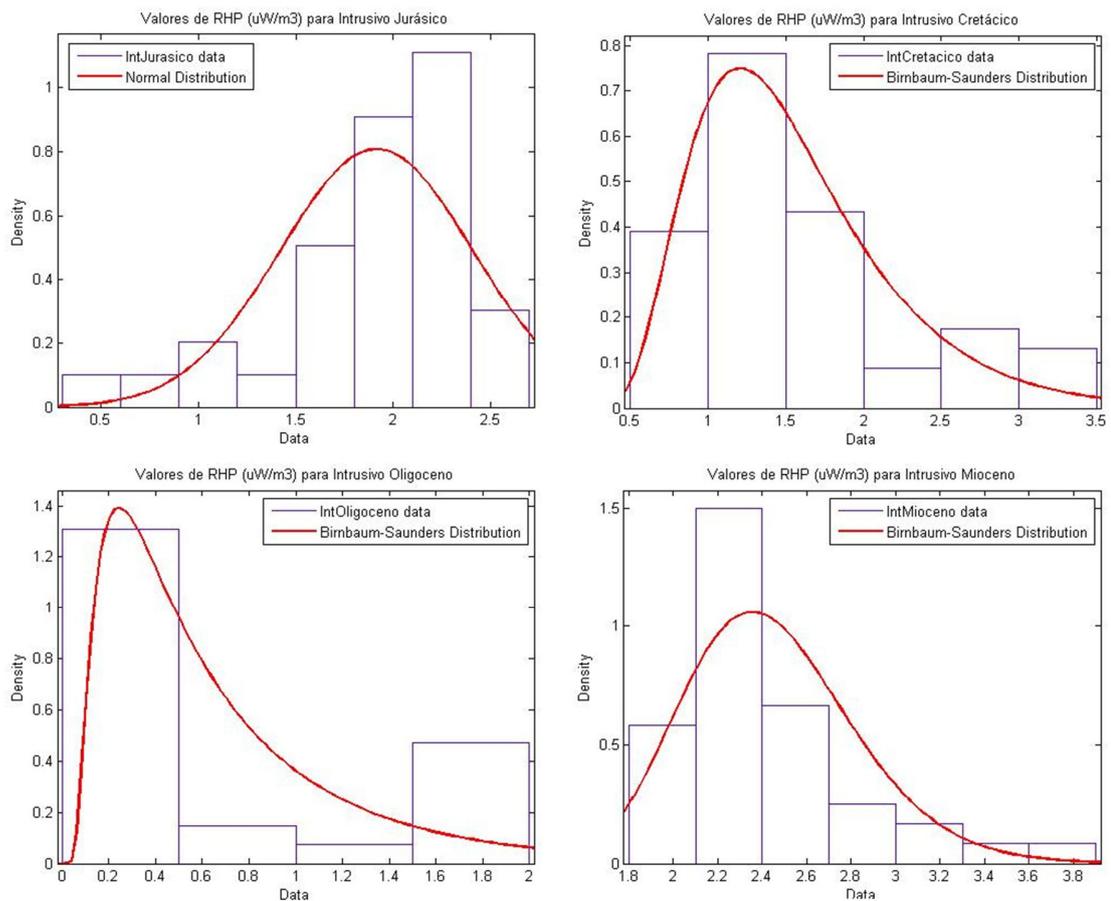


Figura 31: Distribuciones de probabilidad para las unidades intrusivas de la cuenca de Santiago.

Para las unidades intrusivas de la zona de interés el resultado gráfico es muy similar, donde observamos que tan solo el intrusivo Jurásico exhibe un ajuste relativamente aceptable a una función normal. Para este caso, el análisis debiese ser mucho más profundo si se pretende explicar por qué estos cuerpos intrusivos muestran concentraciones de RHPe diferentes, debido a la gran cantidad de procesos petrogenéticos que determinan la litología de las rocas estudiadas y que influyen en este aspecto (Vilà et al., 2010).

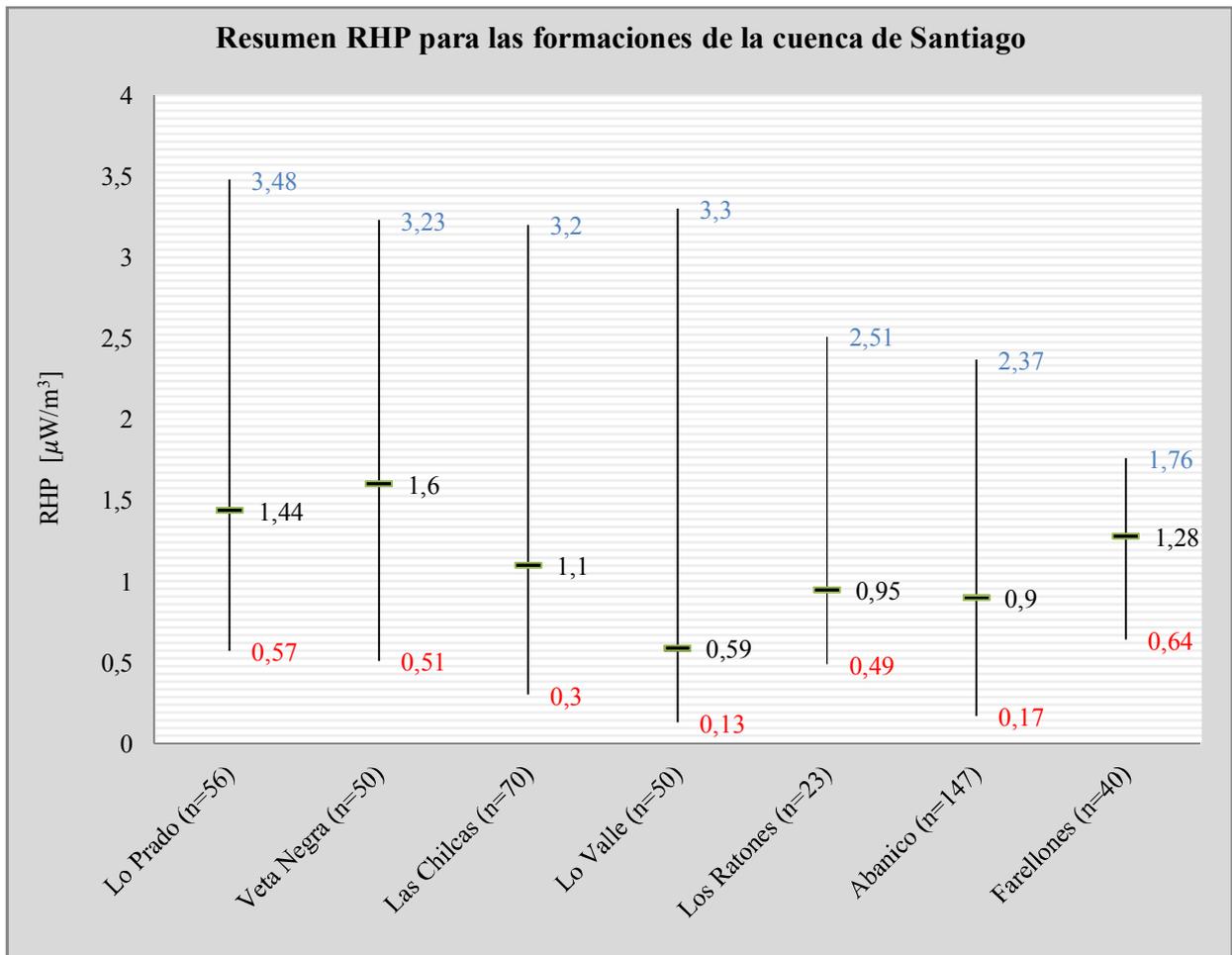


Figura 32: Valores máximos, mínimos y promedio para las formaciones de la cuenca de Santiago.

En la Figura 32 se observa que los datos obtenidos para las formaciones de la cuenca de Santiago presentan valores promedio dentro de los rangos mundiales, y se aceptan como válidos para una estimación aproximada. Estos datos evidencian de forma más tangible las diferentes tasas de RHP existentes para las formaciones, debido a sus distintos procesos petrogenéticos y de alteración posterior. Existe una tendencia de una menor desviación estándar mientras más joven es la formación. El valor promedio más alto se obtuvo en la Formación Veta Negra, con 1,6 [$\mu\text{W}/\text{m}^3$], mientras que el mínimo se obtuvo para la Formación Lo Valle, con 0,59 [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]. El valor máximo medido se registró en la Formación Lo Prado, con un valor de 3,48 [$\mu\text{W}/\text{m}^3$].

Se puede distinguir dentro de la tendencia de datos obtenida para las formaciones estratificadas de la cuenca, una disminución considerable hacia la Formación Lo Valle (Oligoceno). Este abrupto descenso del valor de RHP promedio revela la existencia de una dependencia de la concentración de elementos productores de calor radiogénico con un factor de alta influencia en la zona de estudio. Debido a la ubicación de los afloramientos la explicación más plausible es que la influencia de la Falla Pocuro en ese segmento. Esta estructura ejerce una gran influencia en términos de movilización de RHPe debido a los fluidos que pueden circular a través de zonas preferentes.

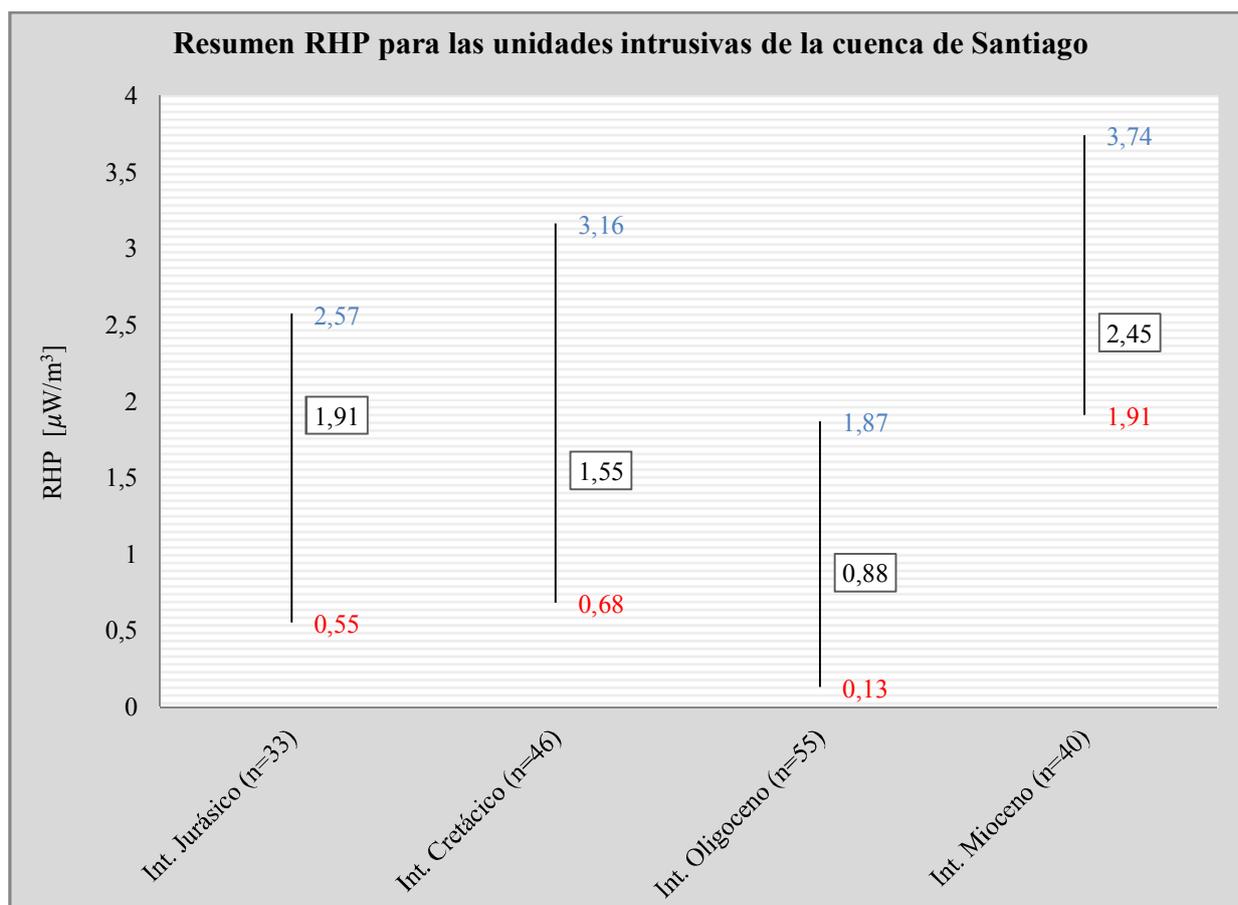


Figura 33: Valores máximos, mínimos y promedio para las formaciones de la cuenca de Santiago.

En la Figura 33 se registra una serie de datos aceptables según la literatura especializada, por lo que se toman como válidos. Las distintas RHP se deben a una variedad de posibles razones, entre las cuales destacan diferentes procesos petrogenéticos, los cuales producen una gran variabilidad de posibles concentraciones de RHPe para rocas ígneas. Aquellas rocas emplazadas en el segmento superior de la corteza, se generaron mayormente en condiciones de fusión cortical de alta temperatura (Vilà et al., 2010), lo que afecta de diversas maneras a cada protolito. El valor promedio más alto se obtuvo en el Intrusivo Mioceno, con un valor de 2,45 $[\mu\text{W}/\text{m}^3]$, como también el valor máximo medido, de 3,74 $[\mu\text{W}/\text{m}^3]$. El valor promedio mínimo se obtuvo en el intrusivo Oligoceno (hipabisal de composición andesítica), con un valor de 0,88 $[\mu\text{W}/\text{m}^3]$.

Al igual que para las formaciones estratificadas, para las rocas intrusivas esta disminución en valores de producción de calor radiogénico presenta una abrupta disminución en el valor correspondiente al intrusivo Oligoceno, influenciado principalmente por la zona de Falla Pocuro. La importancia que tienen las estructuras en la concentración de RHP queda nuevamente de manifiesto en este caso, al evidenciar una gran susceptibilidad de la concentración de RHPe y fluidos que producen movilización de estos elementos. Estos fluidos a su vez ven favorecido su tránsito por la existencia de estos conductos estructurales y permiten una mayor influencia del intercambio químico entre las fases líquidas y las formaciones más afectadas por su ocurrencia.

5.2.3 Razones Th/U y K/U

Desde un punto de vista geoquímico, el potasio es un elemento mayor y por esta razón es que su concentración se determina porcentualmente. Su relación con los elementos traza torio y uranio (ambos medidos en ppm), se evalúa mediante el uso de razones de estos elementos entre sí. Las concentraciones mundiales promedio para estas se evalúan cuantitativamente para distintos contextos geológicos, teniéndose valores de Th/U cercanos a 4 y de K/U 1×10^4 (Jaupart y Mareschal, 2003).

a. Razón Th/U

Las formaciones estudiadas presentan, por lo general, bastante similitud y coherencia con la razón Th/U de valor 4 (Figura 34). Sin embargo, para algunas de las rocas basamentales de la cuenca de Santiago, esta razón es diferente de lo esperado. Por ejemplo, para varias rocas de la Formación Lo Valle se observa que esta razón es bastante mayor al promedio. La elevada movilidad del uranio es la explicación más sugerente, debido a la exposición que estas rocas soportan. Lo mismo ocurre para algunas rocas del Cordón Los Ratones. El retrabajo de las rocas y el fraccionamiento de elementos radioactivos es también un factor influyente en unidades de origen sedimentario, de acuerdo con McLennan et al. (2001).

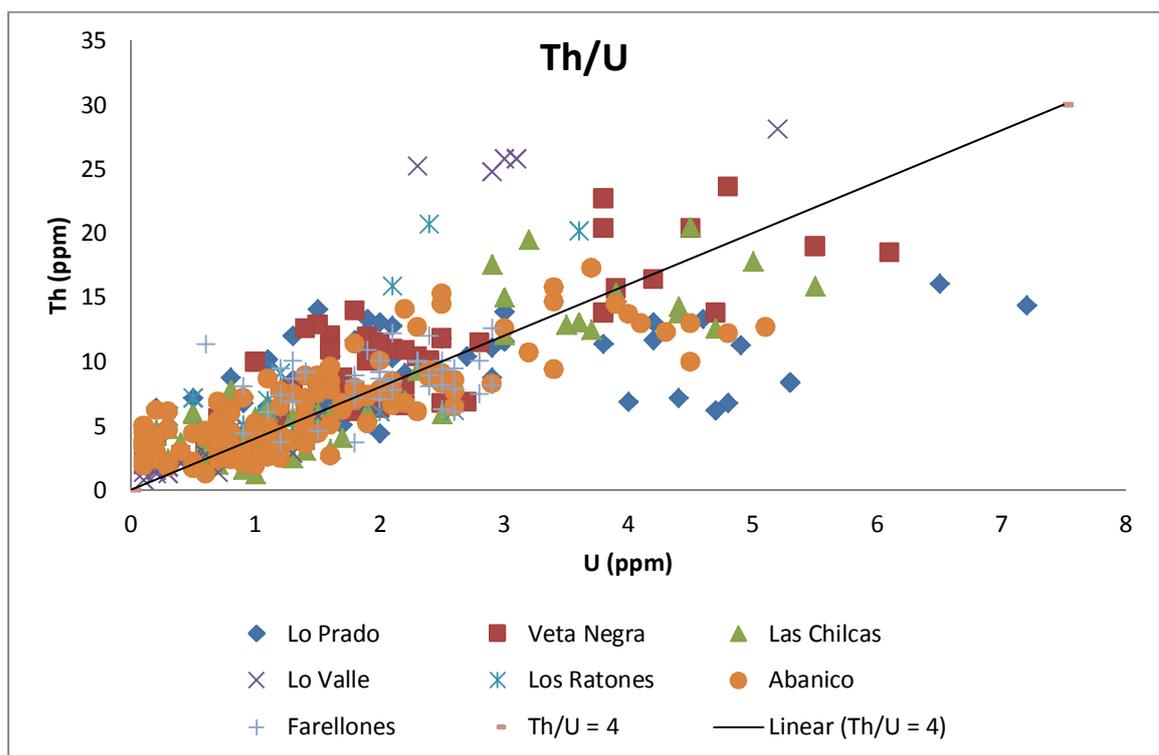


Figura 34: Razón Th/U para las formaciones de la cuenca de Santiago.

De todas formas, estos valores que escapan a las razones mundiales promedio son puntos aislados o formaciones con alto nivel de exposición, mientras que la gran mayoría presenta valores dentro del rango. Ello implica que la movilización de estos elementos RHPe, especialmente de uranio, existe, pero no ha sido tan importante como para alterar la tendencia de estas razones. Los valores más alejados se descartaron, atribuyéndose al error asociado propio del proceso de medición, el factor humano.

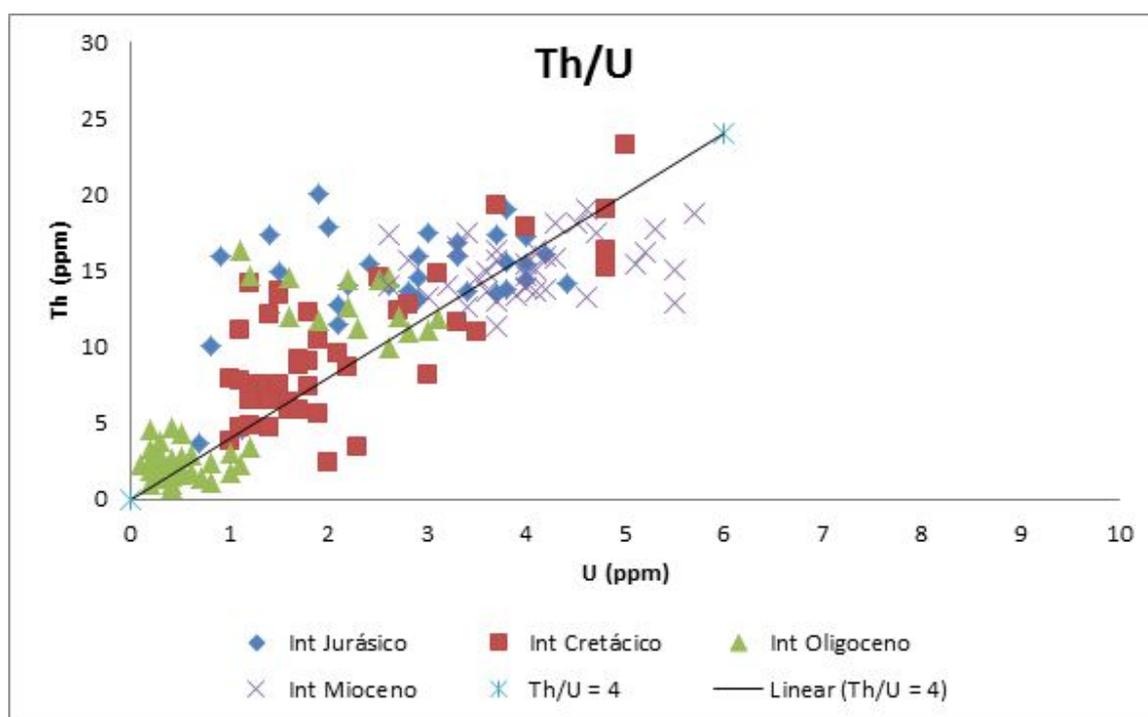


Figura 35: Razón Th/U para las unidades intrusivas de la cuenca de Santiago.

Para las distintas unidades intrusivas de la cuenca, la razón Th/U es también cercana a 4 en la mayoría de las muestras (Figura 35). El intrusivo Jurásico, sin embargo, presenta valores que difieren considerablemente (en algunos casos) de esta razón y se explica, al igual que en el caso de rocas de formaciones estratificadas, por la alta movilidad del uranio y sus susceptibilidad a procesos de meteorización, o bien por eventos hidrotermales, donde el uranio se ve incluido en la fase acuosa para luego precipitar.

b. Razón K/U

Al igual que en el caso anterior, existe un buen ajuste de los datos a la razón de K/U igual a 1×10^4 (Figura 36). Sin embargo, también se observa que ellos dan cuenta, en varios casos (no tan diferenciado por formación, como en la razón anterior), de que la dispersión existente es considerablemente mayor que para la razón Th/U. La interpretación más directa sería asumir que esto se debe a que el contenido de potasio en las rocas es bastante mayor que el de uranio. Pero también esto puede asociarse -en gran medida- con los procesos que generan removilización de elementos RHPe, especialmente uranio.

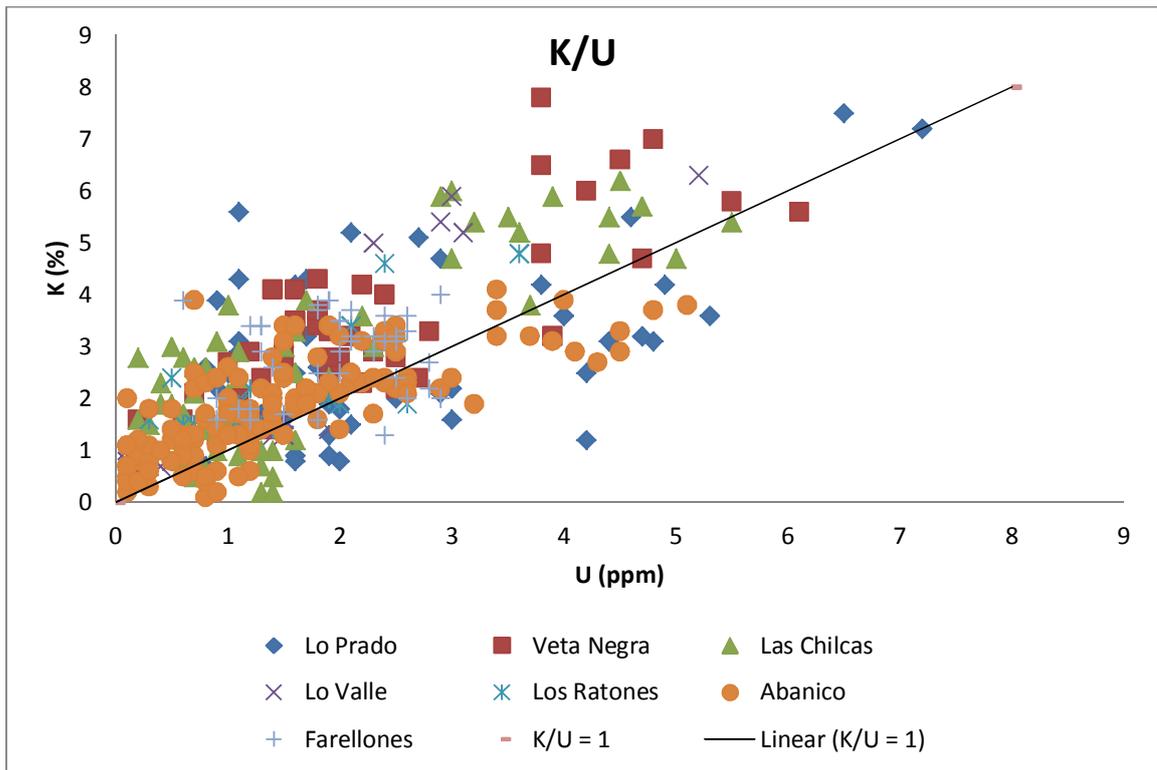


Figura 36: Razón K/U para las formaciones de la cuenca de Santiago.

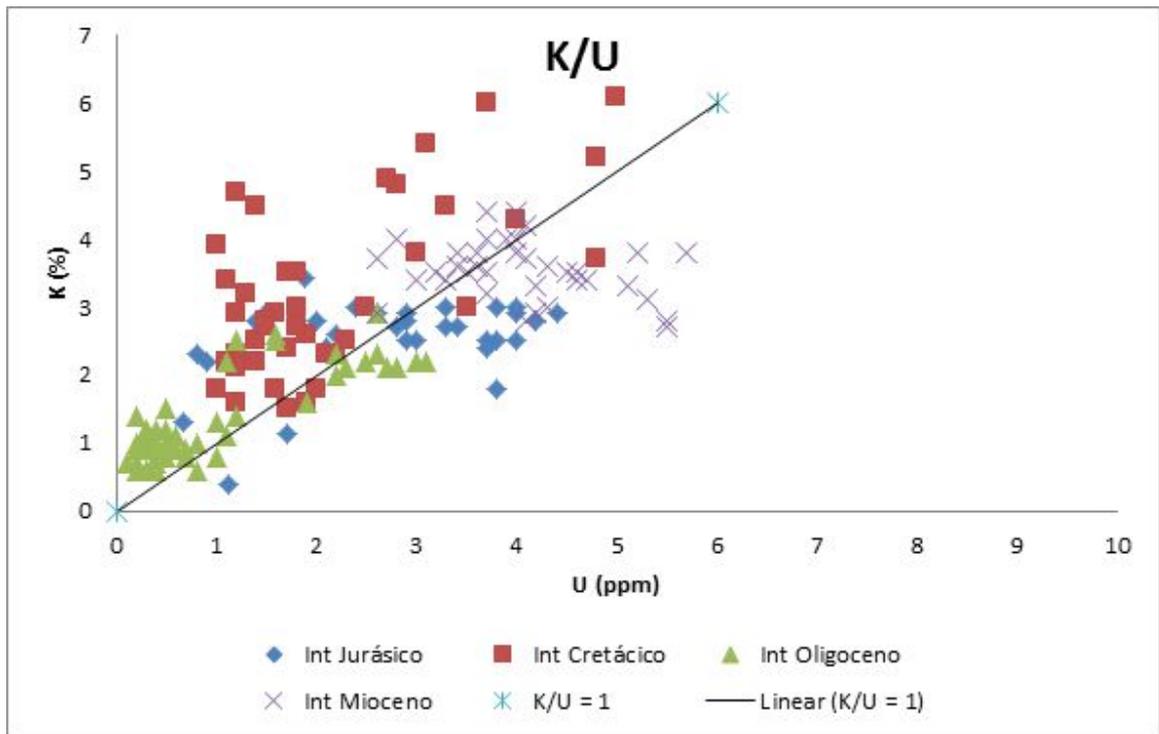


Figura 37: Razón K/U para las unidades intrusivas de la cuenca de Santiago.

Para las unidades intrusivas, la razón K/U (Figura 37) es también aceptable en comparación con la media mundial. Existe, no obstante, una gran variabilidad en este aspecto; sobre todo para los intrusivos Cretácico y Mioceno.

Estas razones exhiben, por lo tanto, una tendencia esperable y una dispersión a veces considerable, pero explicada por la movilidad de elementos. Lo anterior podría verse reflejado en los valores de RHP obtenidos para las formaciones y unidades intrusivas de la cuenca de Santiago.

6. Discusión

Al igual que en todos los estudios sobre propiedades termal, para la cuenca de Santiago, es fundamental el conocimiento litológico y composicional del segmento litosférico estudiado para poder determinar de forma adecuada tanto conductividad térmica como la distribución de RHP. Aun así, se tiene un espectro muy variado de posibles valores donde la diferencia se atribuye principalmente al origen de cada formación estudiada y al contexto tectónico en que la cuenca de Santiago tiene lugar. Según Nabelek et al. (2012) y Vilà et al. (2010), existen factores primordiales que tienen mayor injerencia en estos dos parámetros. El determinar estas propiedades termal principales permite, idealmente, inferir su aporte a la estructura térmica de la corteza superior.

6.1 Conductividad térmica

Los resultados obtenidos para esta propiedad termal son bastante coherentes, indicando que, de acuerdo con los procesos petrogenéticos y de alteración posterior, la conductividad térmica medida para las rocas basamentales de la cuenca de Santiago es consistente con los valores medidos para cada tipo de litología, edad, etc., alrededor del mundo (Cermák y Rybach, 1982; Kappel-meyer y Haenel, 1974). Los factores principales que modifican este parámetro varían y pueden ser divididos en internos (litología, isotropía, entre otros) y externos (contenido de agua, temperatura, etc.).

Tabla 7: Valores de conductividad térmica promedio, mínimo y máximo para las formaciones de la cuenca.

Conductividad térmica[W/m*K]			
Formación	Promedio	Mínimo	Máximo
Lo Prado	2,91	2,24	4,92
Veta Negra	2,70	2,65	2,76
Las Chilcas	2,07	1,69	2,58
Lo Valle	1,63	1,59	1,66
Los Ratones	1,60	1,58	1,63
Abanico	1,90	1,31	2,16
Farellones	2,01	1,99	2,05

Tabla 8: Valores de conductividad térmica promedio, mínimo y máximo para las unidades intrusivas de la cuenca.

Conductividad térmica [W/m*K]			
Intrusivo	Promedio	Mínimo	Máximo
Cretácico	2,79	2,39	3,44
Oligoceno	1,56	1,52	1,59
Mioceno	2,87	2,65	3,11

6.2 Producción de calor radiogénico (RHP)

Para el segmento cortical estudiado, la media de producción de calor radiogénico (RHP) corresponde a 1,27 [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]. Esto difiere de lo calculado por Rudnick y Gao (2003), ya que ellos suponen para la parte superior de la corteza un valor estimado de 0,93 [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]. La diferencia puede deberse a que las formaciones estudiadas presentan un contenido mayor de RHPe. A esto se suma el hecho de que existen variados cuerpos plutónicos en la cuenca, cuya concentración de RHPe es mayor y, por lo tanto, aportan significativamente al total. Se observa lo anterior en las distribuciones de probabilidad, que se ajustan dependiendo de una serie de factores que influyen en la producción de RHP según litología, edad y procesos de alteración posterior. Estos últimos son notablemente importantes dada la alta movilidad de los RHPe, y pueden ser actividad hidrotermal, metasomatismo de sodio, y metamorfismo (Kyser y Cuney, 2008). Si el sistema fuera perfectamente cerrado, con la cantidad de RHPe original y sin inputs, la distribución que debiese ajustarse mejor a la densidad de datos sería la función normal. Las formaciones estudiadas presentan distintas dispersiones de datos que pueden ser explicadas por este tipo de fenómenos.

Tabla 9: Valores de RHP promedio, mínimo, máximo y desviación estándar para las formaciones de la cuenca.

RHP [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]				
Formación	Promedio	Mínimo	Máximo	Desv. Est.
Lo Prado	1,44	0,57	3,48	0,61
Veta Negra	1,60	0,51	3,23	0,71
Las Chilcas	1,10	0,30	3,20	0,8
Lo Valle	0,59	0,13	3,30	0,75
Los Ratonés	0,95	0,49	2,51	0,53
Abanico	0,90	0,17	2,37	0,5
Farellones	1,28	0,64	1,76	0,27

Tabla 10: Valores de RHP promedio, mínimo, máximo y desviación estándar para las unidades intrusivas.

RHP [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]				
Formación	Promedio	Mínimo	Máximo	Desv. Est.
Cretácico	1,55	0,68	3,16	0,69
Oligoceno	0,88	0,13	1,87	0,59
Mioceno	2,45	1,91	3,74	0,422

De acuerdo con lo observado por Papadopoulos et al. (2014), el tamaño de grano en rocas intrusivas no es un factor distintivo entre diferentes tasas de RHP, así como tampoco la edad representa un parámetro definitorio en mayor o menor producción de calor. Por otro lado, según él y otros autores (Vilà et al., 2010), la litología, y por lo tanto la presencia de ciertos minerales, podría controlar la radioactividad natural de las rocas. La dispersión observada en las rocas de la cuenca de Santiago es considerable y se extiende a las formaciones estratificadas y unidades intrusivas, lo cual puede observarse en los datos resumidos que se exponen en las tablas 9 y 10.

Las formaciones con menor dispersión de datos de RHP fueron Abanico y Farellones. Esto se explica en mayor o menor medida por el grado de exposición que han tenido ambas formaciones, donde los procesos de alteración posterior son el factor responsable de la removilización de RHPE, principalmente uranio. Aquí se pueden agrupar las formaciones cretácicas Lo Prado, Veta Negra, Las Chilcas y Lo Valle, las cuales presentan la mayor variabilidad dentro del rango de valores de RHP obtenidos. Para las formaciones Cordón Los Ratonos y Abanico, se observa una disminución de esta variabilidad, lo que acota más la explicación de las concentraciones allí medidas. Para la Formación Farellones, la desviación estándar es muy baja (tan solo 1,12 [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]), lo que es consistente con el hecho de que es la de menor edad y, en consecuencia, se asume una menor cantidad de procesos que la hayan afectado.

La meteorización física y química, además de la selección de minerales durante los procesos erosivos y de transporte, fraccionan paulatinamente los RHPE en la formación de material sedimentario (McLennan, 2001; Rudnick y Gao, 2003). Además, debido a la alta solubilidad del uranio y potasio en aguas de origen natural, estos poseen gran potencial para ser fraccionados durante los procesos mencionados (Taylor and McLennan, 1985).

Para las unidades intrusivas de la cuenca de Santiago, el factor litológico es preponderante debido a las diferencias composicionales encontradas en las distintas rocas. Existen distinciones que se evidencian en los distintos valores obtenidos para estas unidades, siendo el intrusivo Oligoceno el que exhibió menores valores de RHP, debido a su composición más máfica. Para el intrusivo Mioceno, considerablemente más félsico, este valor es casi tres veces el anterior, lo que da cuenta de cuán importante es el factor composicional en la cantidad de RHPE presentes y, por ende, en la producción calórica. Muchos procesos previos a la formación de la roca pueden influenciar variaciones litológicas que se manifiestan en la concentración de RHPE que esta tiene. A medida que se emplazan en niveles corticales superiores, estos son de vital importancia en la variabilidad observada para las tasas de RHP encontrada en las distintas rocas intrusivas. Esto se acentúa más en contextos geológicos donde la corteza está más diferenciada en promedio.

6.3 Elementos productores de calor radiogénico (RHPE)

Los elementos productores de calor radiogénico (RHPE) se encuentran en una diversa gama de valores en las formaciones de la cuenca de Santiago. Por esta razón es que su gran variabilidad refleja distintos valores de RHP, incluso dentro de una misma formación, por segmentos más expuestos que otros o variación composicional de los productos emitidos por centros volcánicos.

Los valores de concentración promedio para los RHPE varían de una formación a otra, siendo el máximo medido para potasio, el intrusivo Mioceno con 3,6%, y el mínimo, correspondiente a la Formación Lo Valle, con 1,4%. Para el elemento radiogénico uranio se tiene que la concentración máxima promedio se midió en el intrusivo Mioceno, con un valor de 4,4 ppm, mientras que el mínimo observado se obtuvo en la Formación Lo Valle, con 0,7 ppm. Por último, para el RHPE torio, el máximo medido se encontró en intrusivo Mioceno, con un valor de 15,6 ppm, y el mínimo en el intrusivo Oligoceno, con tan solo 5,2 ppm.

La homogeneidad de las unidades intrusivas se ve reflejada en la baja variabilidad que presentan los valores de RHPE medidos en cada uno de estos cuerpos, en diversos afloramientos de la cuenca de Santiago, mientras que en las unidades volcano-sedimentarias el rango de

mediciones es considerablemente más amplio dentro de una misma formación. Lo descrito da cuenta de la escasa homogeneidad existente entre estas unidades. Además, existe una gran exposición de algunos segmentos de ellas, lo que genera mayor susceptibilidad a procesos de meteorización que, como se ha visto, producen fraccionamiento.

El estudio de la variación de la razón Th/U permite distinguir la ocurrencia de procesos de empobrecimiento o enriquecimiento de uranio por procesos que afecten a los cuerpos rocosos estudiados (Papadopoulus et al., 2014). En la zona de estudio la razón Th/U para las formaciones de la cuenca es bastante cercana al promedio mundial (cuyo valor es aproximadamente 4), excepto en las formaciones Lo Valle (9,89) y Abanico (7,24). Ninguna de estas formaciones volcano-sedimentarias presenta un valor promedio (Tabla 5), lo cual puede responder a un fraccionamiento de uranio (cuya movilidad es mayor a la de los otros dos RHPe Th y K), por su exposición superficial. Este proceso ocurre por el cambio en la valencia del uranio, pasando de U^{+4} a U^{+6} al entrar en contacto con el oxígeno superficial, donde este último estado electrónico es más móvil y soluble al entrar en contacto con fases acuosas, siendo transportado.

6.4 RHP y edad de la roca

De acuerdo con lo expuesto por Vilà et al. (2010), la heterogeneidad de la corteza continental exhibe la compleja historia de procesos tectónicos a partir de la diferenciación litosférica en el tiempo. Además, para las formaciones corticales, las distintas concentraciones de RHPe y sus espesores particulares son dos posibles causas de la variabilidad existente en la RHP de la corteza (Rudnick et al., 1998). Para otros autores, la estimación total del RHP continental, derivada a partir del flujo calórico observado, evidencia un decrecimiento de esta producción con la edad (Jaupart y Mareschal, 2003). De acuerdo con estudios realizados en rocas de edades muy antiguas, existe una clara disminución de RHP con la edad; sin embargo, para rocas del Proterozoico y Fanerozoico esta relación no es tan evidente, lo que queda de manifiesto en las rocas medidas para la zona de estudio, donde existen formaciones o unidades intrusivas con valores mayores de RHP promedio, a pesar de su antigüedad.

6.5 Contribución a la estructura termal de la corteza superior

Se han hecho estimaciones (Jaupart y Mareschal, 2007) para evaluar el aporte calórico de la RHP al total terrestre, siendo esta cuantificación cercana a los 6×10^{20} [J]. Este input calórico ayuda a explicar por qué esta desintegración radioactiva de los elementos RHPe es una fuerza directora que cuenta hasta por el 90% del calor total producido.

El transporte calórico impulsa muchos procesos en la litósfera terrestre, incluyendo fusión parcial, metamorfismo, sistemas hidrotermales y enfriamiento plutónico (Nabelek et al. 2012). La dependencia de la difusividad térmica con la temperatura influye en la distribución geotermal de la litósfera en un estado estacionario.

De acuerdo con Vilà et al. (2010), sin importar las condiciones de borde utilizadas para modelar esta estructura termal de la corteza, las incertidumbres en las geotermas calculadas y espesores corticales son considerables. Además, se acentúa el hecho de que las variaciones en las geotermas no solo dependen de la RHP, sino que de la conductividad térmica y de la geometría litosférica. Por esta razón, se asume que técnicas que consideran variaciones aleatorias de RHP y conductividad térmica, son las más apropiadas.

6.6 Flujo Calórico

Para la estimación del flujo calórico en la corteza superior se utilizó el mismo segmento considerado en el trabajo de Poblete (2014), representado en la figura a continuación. Las mediciones en unidades intrusivas consideradas en el estudio realizado se consideran válidas hasta cierto punto, debido a la incertidumbre existente en la composición y/o litología de las rocas más profundas en la cuenca de Santiago.

El flujo calórico para la corteza superior muestra valores estimados que van desde 45 hasta 60 [mW/m²]. Esto es considerando las nuevas mediciones de conductividad térmica realizadas en las formaciones que componen la cuenca de Santiago. En algunos casos, las diferencias topográficas generan variabilidad en esta propiedad.

El flujo calórico estimado registra un mayor valor en la cuenca misma, mientras que existe una disminución hacia los segmentos laterales. Esto puede deberse a que las diferencias topográficas antes mencionadas y, más particularmente, las diferentes conductividades termales obtenidas para las rocas de la zona, además del flujo subterráneo de aguas, no siempre se ajustan a un gradiente vertical y por ende el flujo resultante no es estrictamente en esta dirección.

De acuerdo con las estimaciones realizadas en trabajos anteriores, para el segmento medio de la corteza los valores debiesen fluctuar entre 35 a 50 [mW/m²]. Esto se debe a una disminución paulatina de la conductividad con la temperatura en profundidad y por consiguiente un tránsito más dificultoso del calor a través de las rocas que se encuentran más en profundidad para esta latitud. Para el segmento inferior de la zona estudiada, estos valores son aún menores, resultando en un rango de magnitud desde los 29 hasta los 35 [mW/m²].

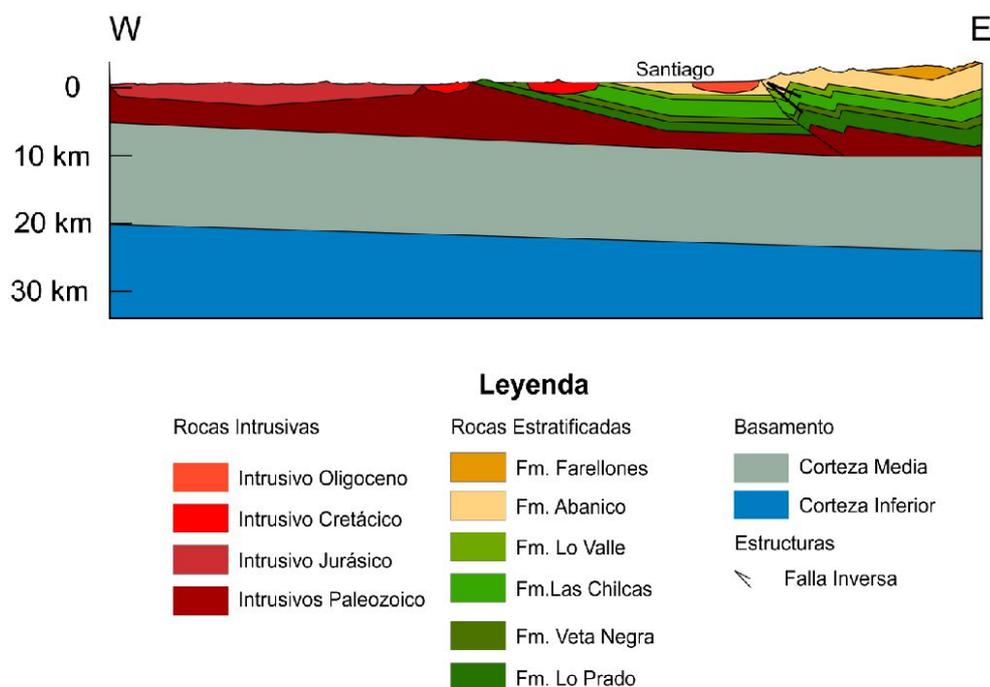


Figura 38: Segmento esquemático de la zona de estudio para el cual se consideró el flujo calórico. Tomado de Fock (2005), Tassara et al. (2006), Armijo et al. (2010).

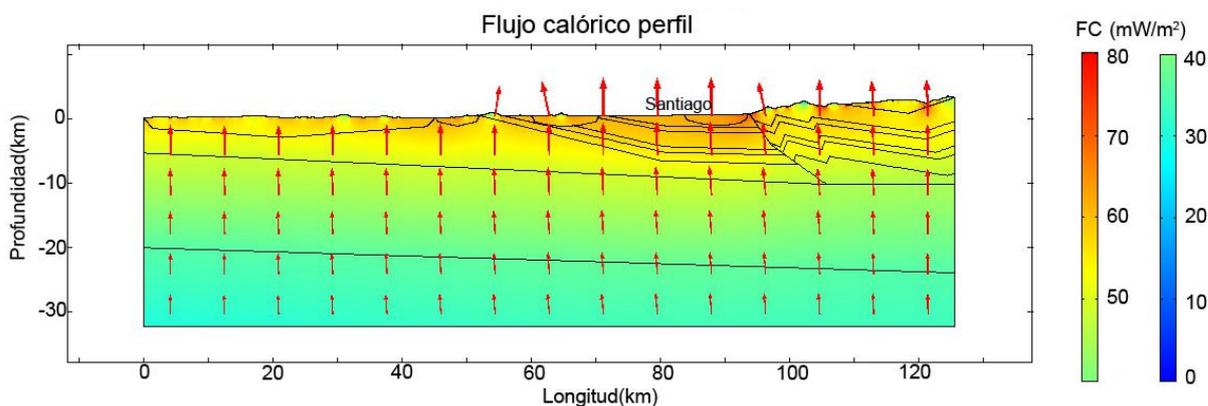


Figura 39: Perfil a gran escala del flujo calórico en la zona estudiada, incluyendo la Cordillera de la Costa y gran parte de la Cordillera de los Andes. Modificado de Poblete (2014).

En las Figuras 39 y 40 se puede observar cómo el flujo calórico en la cuenca de Santiago varía según las condiciones de cada segmento en particular. Si bien estas variaciones son muy acotadas dentro del rango estimado, las distintas conductividades térmicas presentes en las rocas que componen la cuenca, ejercen una gran influencia, así como las diferencias topográficas.

Por ejemplo, se tiene que hacia la Cordillera de la Costa, el flujo es menor, llegando hasta $55 \text{ [mW/m}^2\text{]}$. El lado este de la cuenca, en la zona anterior a la Falla San Ramón, el flujo es mayor, cercano a los $60 \text{ [mW/m}^2\text{]}$. Esto puede deberse a una facilitación del tránsito calórico ejercido por esta importante estructura de la zona de estudio. Al este de esta falla el valor es aún mayor, llegando hasta $65 \text{ [mW/m}^2\text{]}$ aproximadamente.

De acuerdo con el modelo realizado por Poblete (2014), el flujo decrece hacia las zonas más profundas del sector estudiado. Las nuevas estimaciones realizadas a partir de los datos obtenidos para conductividad térmica y RHP también coinciden con esta observación, llegando hasta $50 \text{ [mW/m}^2\text{]}$ a los 4 km de profundidad y $45 \text{ [mW/m}^2\text{]}$ a 8 km.

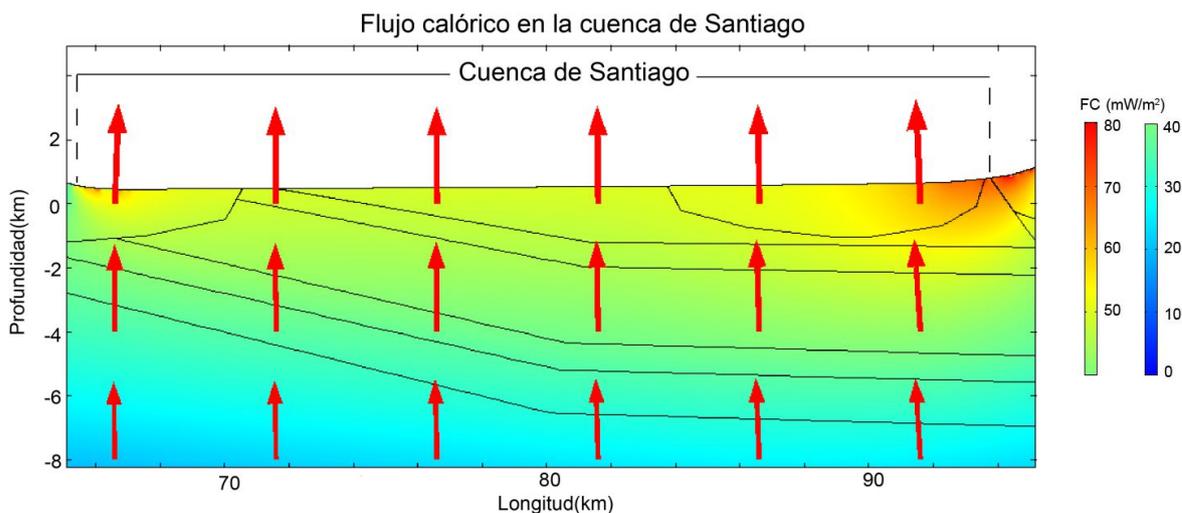


Figura 40: Perfil local esquemático del flujo calórico estimado en la cuenca de Santiago, Poblete (2014).

6.7 Distribución isotermal

Para la corteza superior, media y parte somera del segmento inferior, la distribución elaborada a partir del modelamiento realizado por Poblete (2014) estima que las isotermas se encuentran en concordancia con la media mundial determinada para una corteza continental engrosada, siendo la corteza superior el segmento que soporta hasta 300 °C aproximadamente en las zonas de mayor engrosamiento cortical.

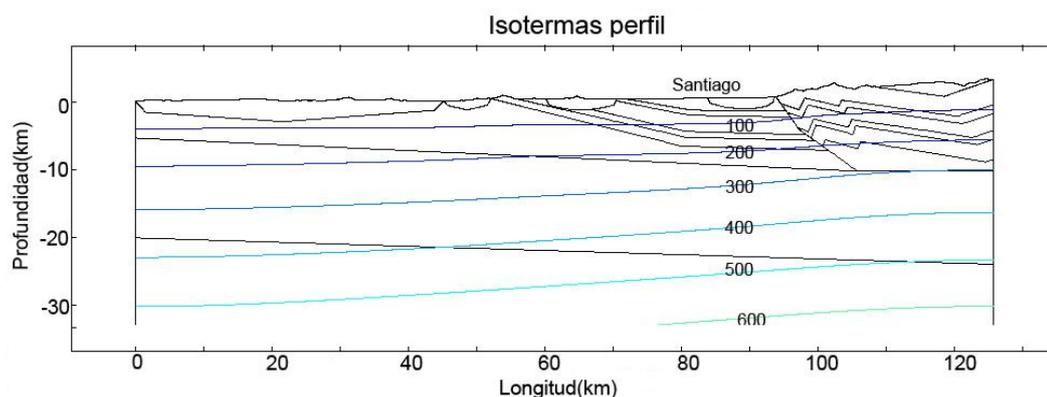


Figura 41: Perfil a gran escala de la distribución isotermal en la zona estudiada, incluyendo la Cordillera de la Costa y gran parte de la Cordillera de los Andes. Modificado de Poblete (2014).

Para la cuenca de Santiago, esta distribución de isotermas está acorde con el gradiente estimado en distintos pozos en puntos en diferentes locaciones. No existe ninguna anomalía termal y esto es consistente con el hecho de que las zonas ligadas a volcanismo en esta latitud se encuentran en segmentos a gran altura dentro de la Cordillera de Los Andes. La distribución isotermal no depende de la estratigrafía y se encuentra dentro de un rango acotado que se relaciona con las propiedades termales estudiadas. Se tiene que entre los 2 km y 4 km de profundidad hay entre 80°C y 90°C, lo que implica que para poder extraer agua a esas temperaturas, se requiere un gran trabajo de perforación.

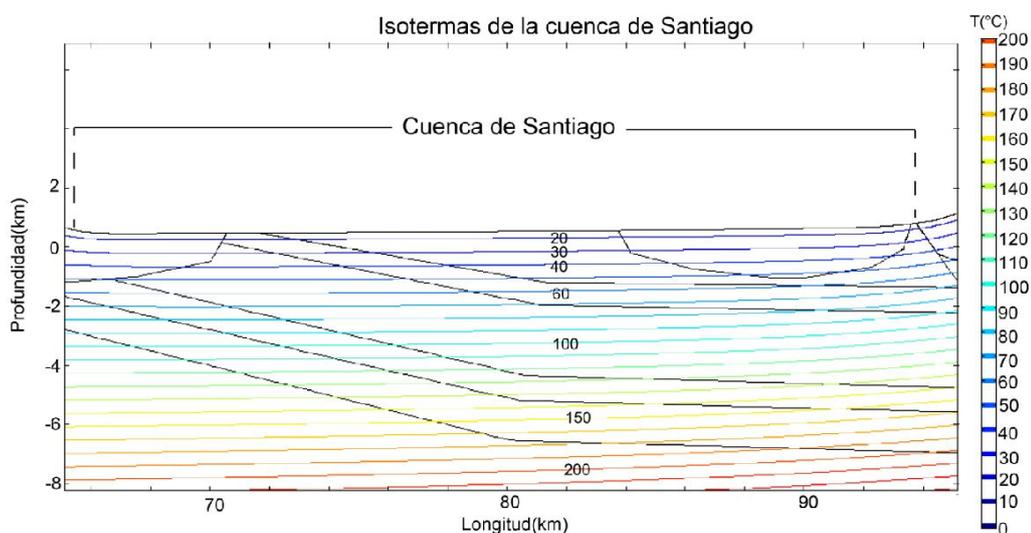


Figura 42: Perfil local esquemático de isotermas estimado para la cuenca de Santiago, Poblete (2014).

7. Conclusiones

A partir del trabajo realizado se pueden formular diversas conclusiones en relación con los objetivos propuestos y la versatilidad de los resultados obtenidos.

7.1 Conductividad térmica

El propósito principal fue determinar de forma detallada la conductividad térmica de las formaciones de la cuenca de Santiago. En este sentido, las mediciones realizadas resultaron exitosas, por cuanto los valores obtenidos son suficientemente coherentes con lo esperado, de acuerdo con el tipo de rocas estudiadas.

A partir del estudio de esta propiedad termal de las rocas, se originan ciertas conclusiones respecto de su injerencia en la transmisión de calor a través de las formaciones de la corteza en la zona de estudio. Primero, es oportuno recalcar que como ésta es una propiedad intensiva, el volumen de roca solo es un factor de injerencia en cuán rápido se transmite el calor a través de una formación determinada. Teniendo esto en cuenta, se concluye que para la cuenca de Santiago las rocas que componen las formaciones principales y unidades intrusivas tienen conductividades que permiten un flujo de calor óptimo hacia la superficie. Esto no quiere decir que sean anormalmente conductoras, sino más bien que no presentan dificultad al tránsito calórico.

El promedio para las unidades cretácicas es de 2,33 [W/m*K], resultando ser el más alto de los tres grupos medidos, pues para las formaciones del Cordón Los Ratones y Abanico se tiene un promedio de 1,75[W/m*K], y para la Formación Farellones 2,01 [W/m*K]. Ello implica que la edad (y en este caso la exposición a procesos de alteración), no es un factor del cual dependa la conductividad térmica. Litología y temperatura (que para el estudio realizado es constante) se reconocen, entonces, como los dos parámetros de principal influencia en esta propiedad termal.

7.2 Producción de calor radiogénico (RHP)

La variabilidad de las distintas tasas de producción de calor radiogénico en las rocas basamentales de la cuenca de Santiago se debe, posiblemente, a la diferencia petrogenética y, principalmente, a procesos posteriores de alteración, así como la diferenciación y procesos de redistribución que afectan a la corteza. Las concentraciones estimadas para los RHPe en la zona de estudio son coherentes con el valor estimado en el compendio de Vilà et al. (2010), y se ajustan a diferentes distribuciones de probabilidad, de manera esperable. El RHP estimado para cada una de las rocas de la cuenca también es congruente con el trabajo antes mencionado, y las tasas Th/U, K/U concuerdan parcialmente con la media mundial de la corteza terrestre. También se estimaron distintos valores para el segmento superior de la corteza en la zona de estudio (Poblete, 2014), donde el valor de RHP es *ca.* 1,3 [$\mu\text{W}/\text{m}^3$], lo que está sobre el promedio mundial determinado para el segmento superior de la corteza continental, y se atribuye al nivel de enriquecimiento en elementos incompatibles presente en rocas diferenciadas.

La mayor producción de RHP para formaciones estratificadas se midió en la Formación Veta Negra, cuyo valor promedio es 1,6 [$\mu\text{W}/\text{m}^3$], mientras que el menor se tiene en la Formación Lo Valle, con 0,59 [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]. Por otro lado, el intrusivo Mioceno, con un valor promedio de 2,45 [$\mu\text{W}/\text{m}^3$], fue el máximo valor promedio registrado para unidades intrusivas, mientras que el intrusivo Oligoceno, con 0,88 [$\mu\text{W}/\text{m}^3$], fue el mínimo. Esto último coincide con lo observado por Vilà et al. (2010), donde se observa una mayor variación de valores para las rocas ígneas plutónicas, así como mayores valores promedio, desde rocas máficas a félsicas.

Para rocas volcánicas como la Formación Veta Negra, es coherente que, dada su litología y su nivel de alteración, pueda presentar un enriquecimiento en RHPe y sus valores sean más altos que en las otras formaciones.

Considerando las litologías correspondientes y los resultados obtenidos, además de los factores influyentes en el fraccionamiento de elementos productores de calor radiogénico, se concluye que la variabilidad exhibida en las rocas de la cuenca de Santiago es bastante grande. Por lo tanto, establecer tendencias según tipo de roca, edad, u otro parámetro, implica un sesgo que separa un número indefinible de muestras. Por esta razón es necesario acotar que, si bien existe una correlación entre la RHP y el contenido de SiO₂, los procesos que preceden a la formación rocosa (procesos asociados a cada protolito particular) y aquellos que la suceden son los que finalmente determinan el contenido de RHPe y por ende la producción calórica resultante.

La gran diversidad de valores de RHP ocurrente en estas rocas significa un impedimento para establecer relaciones precisas entre este parámetro y la profundidad. Todas las mediciones realizadas arrojan valores dentro del rango esperado (Vilà et al., 2010).

7.3 Elementos productores de calor radiogénico (RHPe)

En resumen, y de acuerdo con lo observado en este trabajo, no existe una relación actual directa entre las concentraciones de ²³⁸U, ²³²Th y ⁴⁰K, y el tamaño de grano, ni la edad de la roca, pero sí con la litología y el contenido de SiO₂. Aun cuando los valores promedios de ²³²Th y ⁴⁰K pueden aumentar con la edad, la correlación entre la concentración de RHPe y su antigüedad no es suficientemente esclarecedora, en especial para el ²³⁸U, debido a su alta movilidad.

El tipo de roca está directamente relacionado con las concentraciones relativas de estos tres RHPe, aun cuando estas cantidades pueden verse afectadas por procesos posteriores a la formación, como actividad hidrotermal, interacciones agua roca o procesos metamórficos. Estos últimos son particularmente notables en relación con la movilización de ²³⁸U.

Se concluye, a partir del trabajo realizado, que las litologías graníticas (como es de esperarse), concentran una mayor cantidad de RHPe, pues exhiben el mayor promedio de valores de ²³⁸U, así como la menor dispersión entre las rocas medidas. Para ²³²Th y ⁴⁰K, se tiene que las litologías graníticas también son las de mayor valor, en comparación con las formaciones estratificadas o rocas hipabisales.

7.4 Contribución a la estructura termal de la corteza

Conductividad térmica y RHP son un factor de primer orden en el ordenamiento y la estructura termal de la corteza superior, pues el flujo calórico a través de este segmento cortical depende directamente de éstas. La distribución de isothermas dentro de la fracción estudiada está directamente relacionada con la influencia que ejerce la conductividad térmica (que deja de ser preponderante a partir de los *ca.* 800°C), y -por lo tanto- depende de las unidades litológicas encontradas en la cuenca. La RHP aporta *ca.* 20% al total de flujo calórico que llega a la superficie (Poblete, 2014; Morales 2014), lo que es un valor considerable si se tiene en cuenta que la corteza superior es bastante menos potente en espesor que la porción media e inferior.

Para una evaluación más en detalle y modelación de las distintas capas de la corteza y su estructura termal, se deben tener en cuenta las principales litologías y, de ser posible, su proporción dentro de estas distintas fracciones. Esto puede realizarse mediante la combinación de métodos geológicos y geofísicos. También debe considerarse el rango variable de posibles valores de RHP, así como la edad de los distintos dominios dentro de la corteza. Por último, se deben integrar de forma adecuada las condiciones de borde del segmento estudiado, utilizándose modelos litosféricos que integren toda la posible variabilidad de parámetros físicos involucrados.

7.5 RHP y flujo calórico

La RHP es el factor más influyente por cuanto es la fuente de calor que posteriormente se traduce en un flujo calórico determinado, el cual a su vez depende de otros parámetros. El flujo que alcanza las formaciones superficiales de la corteza superior es también consecuencia de esto y por lo tanto se reafirma como una propiedad termal de primer orden en el tránsito calórico.

El calor remanente en la cuenca de Santiago se estima entre 28 y 34 [mW/m²], de acuerdo con la modelación realizada por Poblete (2014), mientras que para los segmentos corticales inferior y medio se tienen rangos de 4 a 7 [mW/m²] y 6 a 9 [mW/m²] respectivamente. Para el segmento superior, el aporte que tiene el RHP se estima entre 7 y 10 [mW/m²]. De acuerdo con las estimaciones realizadas, se tiene que aproximadamente el 50% del flujo calórico que alcanza la superficie en la cuenca de Santiago se debe a la producción de calor radiogénico ocurrente en la litósfera, lo que es un aporte bastante importante. Se hace entonces hincapié en la relevancia que tiene la RHP, sobre todo en el segmento superior de la corteza.

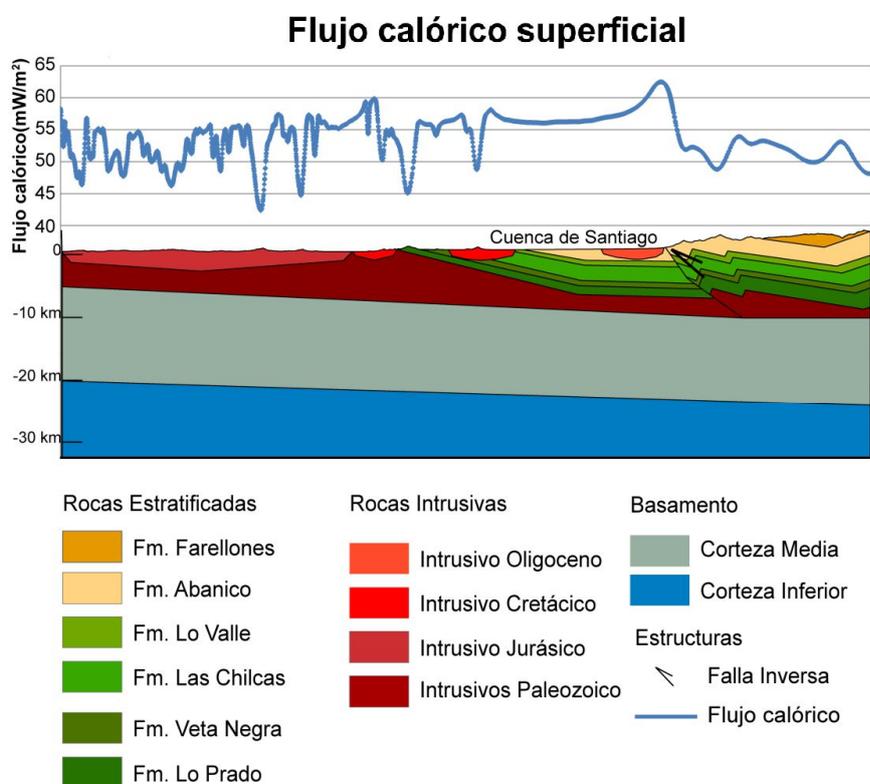


Figura 43: Segmento esquemático de la zona de estudio y el flujo calórico estimado según su longitud. Tomado de Fock (2005), Tassara et al. (2006), Armijo et al. (2010).

7.6 Potencial geotérmico de la cuenca de Santiago

A partir de los datos obtenidos en este trabajo y de las estimaciones realizadas para la cuenca de Santiago por Poblete (2014), así como la evaluación económica realizada por Bosch (2014) para el potencial geotérmico de la zona de estudio se puede reafirmar que en la cuenca de Santiago la factibilidad para desarrollar proyectos que aprovechen el calor subsuperficial, está ligada a la geotermia de muy baja entalpía, donde según el último autor existen 3 lugares propicios para la extracción directa de agua a alta temperatura.

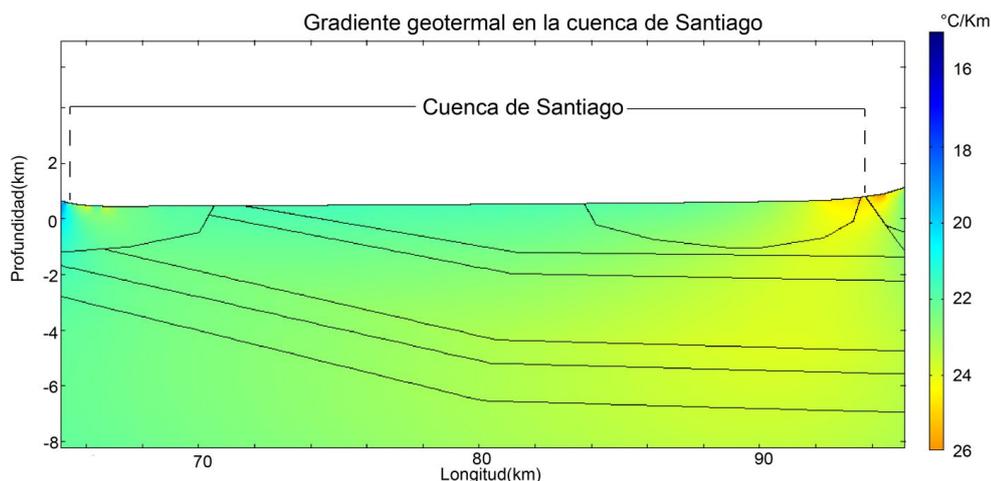


Figura 44: Gradiente geotermal en la zona de estudio.

Esto a partir del estudio realizado con gravimetría para estimar la profundidad y morfología de la cuenca, donde se ha determinado una profundidad promedio de 250 metros, donde el relleno es de menor espesor en la zona norte y progresivamente mayor hacia el sur. Existen según este estudio, tres depocentros con profundidades superiores a 600 metros. De acuerdo con los resultados de evaluación económica y profundidad del espesor sedimentario, solo para tres lugares (de un total de siete estudiados) la extracción del recurso a través de bombas de calor es rentable, cuando existe una asociación de asentamientos para cada bomba.

La temperatura a nivel superficial es de 25°C y va aumentando hasta 100°C hasta los 3 km, donde progresivamente existe un incremento hasta los 150°C a 6 km y 200°C a 8 km de profundidad. La Falla San Ramón propicia el camino necesario para conectar acuíferos con otras zonas de diferente profundidad, las cuales no se encuentran mecánicamente conectadas. Sin embargo, su flujo horizontal puede verse obstaculizado por la misma estructura (Bense et al., 2008), siendo esta última un conducto – barrera para los fluidos. Existen propuestas anteriores en las cuales las estructuras ejercerían solo un rol como barreras; sin embargo, esto no explica las anomalías termales observadas en muchas cuencas.

Finalmente, cabe reafirmar que el potencial para la zona de estudio está constreñido a la geotermia de muy baja entalpía y en zonas bastante localizadas, pues a 300 m de profundidad aún es muy baja la temperatura, y esto además debiese considerar zonas donde el flujo de aguas subterráneas disminuye aún más el gradiente en zonas localizadas (Suárez et al., 2014; Yáñez et al., 2015). La utilización directa del recurso es entonces la opción viable, pues este tipo de bombas pueden alcanzar hasta 500 m y seguir siendo rentables.

8. Bibliografía

- Aguirre, L. 1960.** Geología de los Andes de Chile Central (provincia de Aconcagua). Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, No. 9, 70 p.
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., Kausel, E. 2010.** The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics* vol. 29, TC 2007 p.
- Bea, F., Molina, J.F., Scarrow, J.H. 2003.** The Peña Negra Anatectic Complex. Reunión del Grupo Ibérico de Petrología, Geoquímica y Geocronología (PGG-Ib): Gredos, 24-27 junio, 2014.
- Beardsmore, G. R. y Cull, J. P. 2001.** Crustal Heat Flow. A guide to Measurement and Modeling. *Geological Magazine*, May 2003, vol. 140, 365 p.
- Bense, V.F., Person, M.A., Chaudhary, K., You, Y., Cremer, N., y Simon, S. 2008.** Thermal anomalies indicate preferential flow along faults in unconsolidated sedimentary aquifers. *Geophysical Research Letters*, vol. 35, L24406, doi:10.1029/2008GL36017.
- Bosch, A. 2014.** Profundidad del basamento en la cuenca de Santiago a través de un modelo de gravimetría y evaluación de su potencial geotérmico. Memoria profesional. Pontificia Universidad Católica de Chile: 59 p.
- Bristow, K. L., R. D. White, and G. J. Kluitenberg. 1994.** Comparison of single and dual probes for measuring soil thermal properties with transient heating. *Australian Journal of Soil Research* vol. 32, 447 - 464 p.
- Brown, G. C. y Musset, A. E. 1993.** The Inaccessible Earth. An Integrated View of its Structure and Composition. 2nd edition, Chapman and Hall, London, 1993.
- 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*, vol. 127, 159 - 175 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°-36° SL). *Journal of South American Earth Sciences* vol. 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* vol. 236, 43 - 77 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* vol. 6, 48 - 55 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* vol. 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* vol. 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.
- 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* vol. 24, 145 - 163 p.
- Gana, P.; Wall, R.; Gutiérrez, A. 1996.** Mapa geológico del área Valparaíso-Curacaví, Regiones de Valparaíso y Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, No. 1, 20 p., 1 mapa 1:100.000. Santiago.
- Gana, P.; Yáñez, G.; Wall, R. 1994.** Evolución geotectónica de la Cordillera de la Costa de Chile Central (33°-34°S): control geológico y geofísico. Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, vol. 1, 38 - 42 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* vol. 42, 129 - 140 p.
- Godoy, E., Yáñez, 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* vol. 306, 217 - 236 p.
- Hamza, V. M. y Beck, A. E. 1972.** Terrestrial Heat Flow, the Neutrino Problem, and a Possible Energy Source in the Core. *Nature* vol 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* Vol 97, 205 - 226 p.
- Hasterok, D. y Chapman, D. S. 2011.** Heat production and geotherms for the continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* vol. 307, 59 - 70 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.
- 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* vol. 160, 687-701 p.

- Jaupart, C., Labrosse, S., Mareschal, J.C., 2007.** Temperatures, Heat and Energy in the Mantle of the Earth. Treatise on Geophysics, vol. 7: Mantle dynamics (Bercovici, Schubert, eds), 253 – 303 p.
- Jaupart, C. y Mareschal, J. C. 2003.** Constraints on Crustal Heat Production from Heat Flow Data. Treatise on Geochemistry, vol. 3, 65 - 84 pp
- 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 vol. 103, 15269 - 15286 p.
- Jessop, A. M. 1990.** Thermal Geophysics. Developments in Solid Earth Geophysics, vol. 17, Elsevier.
- 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 vol. 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 vol. 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 vol. 8. 1 - 95 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 vol. 24, 75 - 90 p.
- Kyser, K., Cuney, M., 2008.** Recent and not-so recent developments in uranium deposits and implications for exploration. Mineralogical Association of Canada. Short Course Series vol. 39, 257 p.
- López - Escobar, L., Frey, F. y Oyarzún, J. 1979.** Geochemical characteristics of central Chile (33 °–34 °S) granitoids. Contributions to Mineralogy and Petrology vol. 70, 439 - 450 p.
- McLaren, S. y Sandiford, M. 2005.** Contrasting styles of Proterozoic crustal evolution: a hot-plate tectonic model for Australian terranes. Geology vol. 33, 673 – 676 p.
- McLennan, S. M. 2001.** Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. Geochemistry, Geophysics, Geosystems vol. 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. Encyclopedia of Solid Earth Geophysics. Springer, Netherlands. 573 - 582 p.

Mpodozis, C. y Ramos, V. A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Tex., U.S.A. 59 - 89 p.

Muñoz, M. 2005. No flat Wadati–Benioff Zone in the central and southern central Andes. Tectonophysics vol. 395, 41 - 65 p.

Nabelek, P. I., Hofmeister, A. M., Whittington, A. G. 2011. The influence of temperature-dependent thermal diffusivity on the conductive cooling rates of plutons and temperature-time paths in contact aureoles. Earth and Planetary Sciences Letters vol. 317, 157 - 164 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 vol. 16, 81 - 99 p.

Priestley, K. y McKenzie, D. 2006. The thermal structure of the lithosphere from shear wave velocities. Earth and Planetary Science Letters vol. 244, 285 – 301 p.

Puziewicz, J., Czechowski, L., Kryszinski, L., Majorowicz, J., Matusiak-Malek, M., Wroblewska, M. 2011. Lithosphere thermal structure at the eastern margin of the Bohemian Massif: a case petrological and geophysical study of the Niedzwiedz amphibolite massif (SW Poland). International Journal of Earth Sciences vol. 101, Issue 5, 1211 – 1228 p.

Rudnick, R. y Gao, S. 2003. Composition of the continental crust. Treatise on geochemistry vol. 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 vol. 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 vol. 145, 395 - 411 p.

Rybach, L. 1976. Radioactive heat production in rocks and its relation to other petrophysical parameters. Pure and applied geophysics vol. 114, 309 - 317 p.

Rybach, L. 1988. Determination of heat production rate. Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination. 125 – 142 p.

Rybach, L. y Buntebarth, G. 1982. Relationships between the petrophysical properties density, seismic velocity, heat generation, and mineralogical constitution. Earth and Planetary Science Letters vol. 57, 367 - 376 p.

Sabaj, R. 2008. Identificación y caracterización de estructuras potencialmente activas en la cordillera de la costa entre los 33° y 33°45's. Memoria de pregrado, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Schatz, J. F. y Simmons, G. 1972. Thermal conductivity of Earth materials at high temperatures. Journal of Geophysical Research vol. 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 área 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 vol. 74. 30 p.
- Semprich, J., Simon, N.S.C., Podladtchikov, Y.Y. (2010).** Density variations in the thickened crust as a function of pressure, temperature and composition. International Journal of Earth Sciences vol. 99, 1487 – 1510 p.
- SERNAGEOMIN. 2003.** Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.
- Slagstad, T. 2008.** Radiogenic heat production of Archean to Permian geological provinces in Norway. Norwegian Journal of Geology vol. 88, 149 – 166 p.
- Stern, C. R. 2004.** Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. Revista geológica de Chile vol. 31, 161 - 206 p.
- Stern, C. R., Amini, H., Charrier, R., Godoy, E., Hervé, 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. vol. 23, 39 - 52 p.
- Suárez, F.; Sotomayor, R.; Oportus, T.; Yáñez, G.; Hausner, M.B.; Muñoz, M. 2014.** Complementando el conocimiento hidrogeológico mediante sistemas distribuidos de temperatura. In Congreso Latinoamericano de hidrogeología, vol. 12, 9 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 vol. 189, 161 - 168 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: Santiago. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile vol. 39, 51 p.
- 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, vol. 2, 86 p.
- Turcotte, D.L., Schubert, G. 2002.** 4. Geodynamics (2nd edition). Cambridge, England, UK: Cambridge University Press. 137 p.
- Vargas, G., Klinger, Y., Rockwell, T.K., Forman, S.L., Rebolledo, S., Baize, S., Lacassin, R., Armijo, R. (2014).** Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes. Geology vol. 42, 1083 - 1086 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 vol. 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 vol. 490, 152 - 164 p.

Wall, R.; Gana, P.; Gutiérrez, A. 1996. Geología de la Hoja Santiago, área de San Antonio-Melipilla, regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, vol. 2, 19 p.

Wall, R., Sellés, D. y Gana, P. 1999. Area Tiltit - Santiago, Región Metropolitana. Mapas Geológicos. Servicio Nacional de Geología y Minería. vol. 11.

Whittington, A.G., Hofmeister, A.M., Nabelek, P.I. (2009). Temperature-dependent thermal diffusivity of the Earth's crust and implications for magmatism. Nature Letters vol. 458, 319 – 321 p.

Willmot Noller, N. M., Daly, J.S., and the IRETherm team (2015). The Contribution of Radiogenic Heat Production Studies to Hot Dry Rock Geothermal Resource Exploration in Ireland. World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia.

Yáñez, G. A., Gana, P. y Fernández, R. 1998. Origen y significado geológico de la Anomalía Melipilla, Chile central. Revista geológica de Chile vol. 25, 175 - 198 p.

Yáñez, G., Muñoz, M., Flores-Aqueveque, V., Bosch, A., 2015. Gravity derived depth to basement in Santiago basin, Chile: implications for its geological evolution, hydrogeology, low enthalpy geothermal, soil characterization and geo-hazards. Andean Geology vol. 42, 147 - 172 p.

9. Anexos

MUESTRA	Conductividad [W/m*K]	MUESTRA	Conductividad [W/m*K]	MUESTRA	Conductividad [W/m*K]	MUESTRA	Conductividad [W/m*K]	MUESTRA	Conductividad [W/m*K]
NP 250413-2	2.414	NP170113-3	2.654	TT03AB	1.609	NP161112-1	1.768	NP150113-4	2.021
-	2.369	-	2.724	-	1.599	-	1.866	-	2.049
-	2.355	-	2.744	-	1.593	-	1.838	-	1.993
-	2.427	-	2.758	-	1.606	-	1.861	-	1.990
-	2.453	-	2.647	-	1.592	-	1.979	-	2.010
MEDIA	2.403	-	2.660	-	1.615	-	1.902	-	2.011
NP 110113-1	1.822	MEDIA	2.700	MEDIA	1.602		1.921	MEDIA	2.012
-	1.900	NP0205132B	1.972	TT203	2.637	MEDIA	1.876	VG201212 (2B-3)	1.917
-	1.906	-	2.026	-	2.663	NP290413-1	2.069	-	1.903
-	1.869	-	2.057	-	2.687	-	2.146	-	1.873
-	1.892	-	2.038	-	2.617	-	2.111	-	1.823
MEDIA	1.877	-	2.031	-	2.723	-	2.124	-	1.877
VG191212 LO-1	2.232	MEDIA	2.024	-	2.682	-	2.152	-	1.851
-	2.296	NP080113-1	2.109	MEDIA	2.668	-	2.077	MEDIA	1.874
-	2.261	-	2.148	NP161112-2	1.305	MEDIA	2.113	NP151112-3	1.663
-	2.293	-	2.110	-	1.362	NP190413-3	1.591	-	1.711
-	2.312	-	2.127	-	1.393	-	1.628	-	1.774
MEDIA	2.278	-	2.142	-	1.346	-	1.619	-	1.790
VG231012 PI-2	1.575	MEDIA	2.127	-	1.349	-	1.649	-	1.635
-	1.576	VG201212 LB-1	1.696	-	1.370	-	1.642	MEDIA	1.714
-	1.618	-	1.713	MEDIA	1.354	-	1.663	NP020513-3	1.961
-	1.608	-	1.711	TT01Jig	2.041	-	1.610	-	2.029
-	1.627	-	1.691	-	2.083	MEDIA	1.628	-	2.171
MEDIA	1.600	-	1.738	-	2.076	TT34AB	1.961	-	1.950
NP100113-1	2.092	MEDIA	1.709	-	2.068	-	2.095	-	1.916
-	2.093	Gruta La Virgen	3.093	-	2.041	-	2.128	-	1.975
-	2.053	-	3.101	-	2.06	-	2.14	MEDIA	2.000

-	2.055	-	3.116	MEDIA	2.062	-	2.079	VG251012	2.453
-	2.031	-	3.065	TT20J	2.245	-	2.009	LA-2	2.551
MEDIA	2.064	-	3.114	-	2.248	-	2.079	-	2.499
NP1912-2	1.440	MEDIA	3.098	-	2.253	MEDIA	2.070142857	-	2.445
-	1.447	NP030513-2	2.451	-	2.239	VG191212 (CLP1)	4.37	-	2.551
-	1.455	-	2.503	-	2.234	-	4.329	-	2.579
-	1.439	-	2.554	-	2.335	-	4.204	MEDIA	2.513
-	1.447	-	2.538	-	2.309	-	3.888	NP15082013	2.741
MEDIA	1.445	-	2.544	MEDIA	2.266	-	4.083	(13?)	2.580
NP040413-1	1.987	MEDIA	2.518	NP260413-4	2.31	-	3.888	-	2.823
-2	2.064	TT01Jna	2.112	-	2.687	-	4.915	-	2.616
-	2.041	-	2.174	-	2.486	MEDIA	4.239	-	2.884
-	2.044	-	2.136	-	2.513	TT29AB	2.181	-	2.697
-	2.012	-	2.217	-	2.238	-	2.472	MEDIA	2.7235
-	2.079	-	2.215	-	2.676	-	2.514	NP160513-1	2.067
-	2.036	-	2.214	MEDIA	2.485	-	2.464	-	2.153
MEDIA	2.037	-	2.153	-	-	-	2.483	-	2.098
		MEDIA	2.174	-	-	-	2.466	-	2.109
						MEDIA	2.430	-	2.115
								-	2.164
								MEDIA	2.118

Tabla Anexo 1: Mediciones detalladas de conductividad para las formaciones de la cuenca de Santiago.

MUESTRA	Conductividad [W/m*K]	MUESTRA	Conductividad [W/m*K]	MUESTRA	Conductividad [W/m*K]
VG231012 PI-1	2.930	NP030513-4	2.391	TT31LP	2.872
	2.980		2.455		3.008
	3.114	-4	2.479		2.974
	2.944		2.407		2.984
	3.099		2.496		3.023
	2.966		2.452		3.011
	3.006		2.527		3.011
MEDIA	3.01	MEDIA	2.458	MEDIA	2.983
NP300413-2	3.206	NP100113-3	2.654	TTD013	2.870
	3.212		2.826		3.058
	3.422		2.776		2.823
	3.326		2.74		2.826
	3.444		2.766		2.571
	3.269		2.691		2.869
	3.300		2.771		2.906
MEDIA	3.311	MEDIA	2.746	MEDIA	2.850
VG221012 CM-3	2.800	TT23LP	2.759	NP030513(sil)	2.529
	2.600		2.870		2.537
	2.829		2.895		2.580
	2.944		2.893		2.626
	2.839		2.893		2.600
	2.866		2.887		2.640
	2.986		2.740		2.615
MEDIA	2.840	MEDIA	2.848	MEDIA	2.589
		NP260413-3	2.475		
			2.56		
			2.517		
			2.556		
			2.559		
			2.487		
		MEDIA	2.526		

Tabla Anexo 2: Mediciones detalladas de conductividad para las unidades intrusivas de la cuenca de Santiago.

Id	Punto	UTM N	UTM E	K[%]	U[ppm]	Th[ppm]	Formación	Litología	ρ[g/cm³]	RHP[μW/m³]	Th/U	K/U
513	160113-2	6294716	320391	3.9	0.9	7.2	Lo Prado	Andesita	2.75	1.12	8.00	4.33
514	160113-2	6294720	320392	4.2	1.6	6.3	Lo Prado	Andesita	2.75	1.27	3.94	2.63
515	160113-2	6294713	320387	3	1.5	5.8	Lo Prado	Andesita	2.75	1.09	3.87	2.00
516	160113-2	6294703	320384	2.9	1.1	6.2	Lo Prado	Andesita	2.75	1.00	5.64	2.64
517	160113-2	6294717	320390	3.2	1.7	5.1	Lo Prado	Andesita	2.75	1.11	3.00	1.88
518	160113-2	6294724	320393	5.6	1.1	6.5	Lo Prado	Andesita	2.75	1.28	5.91	5.09
519	160113-3	6295722	321037	5.2	2.1	10.3	Lo Prado	Brecha (Pol)	2.75	1.78	4.90	2.48
520	160113-3	6295726	321037	5.1	2.7	10.4	Lo Prado	Brecha (Pol)	2.75	1.93	3.85	1.89
521	160113-3	6295725	321043	4.3	1.7	8.6	Lo Prado	Brecha (Pol)	2.75	1.46	5.06	2.53
522	160113-3	6295720	321044	4.7	2.9	8.8	Lo Prado	Brecha (Pol)	2.75	1.83	3.03	1.62
523	160113-3	6295722	321043	4.3	1.1	10.2	Lo Prado	Brecha (Pol)	2.75	1.42	9.27	3.91
557	180113-2	6340680	307938	0.8	2	4.4	Lo Prado	Skarn	2.47	0.82	2.20	0.40
558	180113-2	6340679	307949	0.9	1.6	8.3	Lo Prado	Skarn	2.47	0.98	5.19	0.56
559	180113-2	6340678	307936	1.4	1.3	8.6	Lo Prado	Skarn	2.47	0.97	6.62	1.08
560	180113-2	6340671	307948	0.7	0.8	8.8	Lo Prado	Skarn	2.47	0.81	11.00	0.88
561	180113-2	6340664	307949	0.8	1.6	6.8	Lo Prado	Skarn	2.47	0.88	4.25	0.50
839	250413-2	6288859	323046	2.5	4.2	11.7	Lo Prado	Andesita	2.66	2.09	2.79	0.60
840	250413-2	6288850	323063	4.2	3.8	11.4	Lo Prado	Andesita	2.66	2.13	3.00	1.11
843	250413-3	6289483	321965	2.6	1.8	11.7	Lo Prado	Andesita	2.50	1.40	6.50	1.44
844	250413-3	6289474	321957	2.4	1.5	14.1	Lo Prado	Andesita	2.50	1.47	9.40	1.60
845	250413-3	6289469	321934	2.3	2.2	9.1	Lo Prado	Andesita	2.50	1.31	4.14	1.05
846	250413-3	6289488	321930	2.5	1.6	10.4	Lo Prado	Andesita	2.50	1.26	6.50	1.56
847	250413-3	6289493	321912	1.3	1.9	10.8	Lo Prado	Andesita	2.50	1.26	5.68	0.68
848	250413-3	6288605	322099	1.5	2.1	10.3	Lo Prado	Andesita	2.50	1.29	4.90	0.71
854	250413-5	6287223	320852	1.9	1.6	6.5	Lo Prado	Andesita	2.50	0.96	4.06	1.19
855	250413-5	6287282	320865	1.7	1.3	12	Lo Prado	Andesita	2.50	1.23	9.23	1.31
856	250413-5	6287283	320857	3.1	1.1	9.6	Lo Prado	Andesita	2.50	1.15	8.73	2.82
857	250413-5	6287320	320831	2.8	1.5	6.2	Lo Prado	Andesita	2.50	1.00	4.13	1.87

877	260413-4	6266263	315593	3.1	4.8	6.8	Lo Prado	Andesita	2.52	1.86	1.42	0.65
878	260413-4	6266263	315593	3.6	5.3	8.4	Lo Prado	Andesita	2.52	2.13	1.58	0.68
879	260413-4	6266263	315593	3.2	4.7	6.2	Lo Prado	Andesita	2.52	1.81	1.32	0.68
880	260413-4	6266263	315593	3.1	4.4	7.2	Lo Prado	Andesita	2.52	1.79	1.64	0.70
881	260413-4	6266263	315593	3.6	4	6.9	Lo Prado	Andesita	2.52	1.72	1.73	0.90
919	300413-1	6298062	315243	2.1	2.9	11.1	Lo Prado	Andesita	2.55	1.62	3.83	0.72
920	300413-1	6298080	315280	2	2.5	11.8	Lo Prado	Andesita	2.55	1.56	4.72	0.80
921	300413-1	6298078	315276	2.3	1.9	13.3	Lo Prado	Andesita	2.55	1.53	7.00	1.21
922	300413-1	6298070	315262	1.8	2	13.1	Lo Prado	Andesita	2.55	1.50	6.55	0.90
923	300413-1	6298080	315253	3.2	2.1	12.8	Lo Prado	Andesita	2.55	1.63	6.10	1.52
929	300413-3	6326139	304135	1.6	1	5	Lo Prado	Andesita	2.55	0.71	5.00	1.60
930	300413-3	6326149	304137	2.2	0.9	7.3	Lo Prado	Andesita	2.55	0.89	8.11	2.44
931	300413-3	6326142	304139	2.6	0.8	4.8	Lo Prado	Andesita	2.55	0.74	6.00	3.25
932	300413-3	6326141	304135	2.5	1	5.3	Lo Prado	Andesita	2.55	0.81	5.30	2.50
933	300413-3	6326138	304135	1.6	1.1	5.7	Lo Prado	Andesita	2.55	0.78	5.18	1.45
970	030513-1	6337322	303811	1.6	1.5	6.1	Lo Prado	Andesita	2.76	0.98	4.07	1.07
971	030513-1	6337324	303810	0.9	1.9	5.9	Lo Prado	Andesita	2.76	1.00	3.11	0.47
972	030513-1	6337328	303810	0.7	0.2	6.4	Lo Prado	Andesita	2.76	0.57	32.00	3.50
973	030513-1	6337322	303814	1.4	0.9	6.8	Lo Prado	Andesita	2.76	0.85	7.56	1.56
974	030513-1	6337324	303810	0.8	0.5	7.2	Lo Prado	Andesita	2.76	0.72	14.40	1.60
975	030513-2	6340941	305745	1.9	1.9	12.4	Lo Prado	Toba	2.69	1.52	6.53	1.00
976	030513-2	6340951	305758	1.6	3	11.6	Lo Prado	Toba	2.69	1.72	3.87	0.53
977	030513-2	6340968	305751	2.2	3	13.9	Lo Prado	Toba	2.69	1.93	4.63	0.73
978	030513-2	6340961	305755	1.2	4.2	13.1	Lo Prado	Toba	2.69	2.09	3.12	0.29
979	030513-3	6339862	307535	5.5	4.6	13.3	Lo Prado	Volcánica (Alt)	2.67	2.59	2.89	1.20
980	030513-3	6339865	307532	7.5	6.5	16.1	Lo Prado	Volcánica (Alt)	2.67	3.45	2.48	1.15
981	030513-3	6339865	307525	7.2	7.2	14.4	Lo Prado	Volcánica (Alt)	2.67	3.48	2.00	1.00
982	030513-3	6339863	307526	4.2	4.9	11.3	Lo Prado	Volcánica (Alt)	2.67	2.41	2.31	0.86

Tabla Anexo 3: Coordenadas (UTM, WGS84, 19S), Litología, Densidad, RHP y razones Th/U y K/U para la Formación Lo Prado.

Id	Punto	UTM N	UTM E	K[%]	U[ppm]	Th[ppm]	Formación	Litología	ρ[g/cm³]	RHP[uW/m³]	Th/U	K/U
539	170113-2	6334848	315643	1.3	0.9	3.1	Veta Negra	Andesita	2.82	0.59	3.44	1.44
540	170113-2	6334848	315636	1.3	0.6	3.6	Veta Negra	Andesita	2.82	0.55	6.00	2.17
541	170113-2	6334852	315637	1.6	0.2	4.2	Veta Negra	Andesita	2.82	0.51	21.00	8.00
542	170113-2	6334855	315642	1.6	0.6	4.1	Veta Negra	Andesita	2.82	0.61	6.83	2.67
543	170113-2	6334852	315639	1.4	1.4	3.9	Veta Negra	Andesita	2.82	0.79	2.79	1.00
544	170113-3	6333806	314130	2.2	2.5	6.8	Veta Negra	Andesita	2.74	1.34	2.72	0.88
545	170113-3	6333808	314132	2.4	2.7	6.9	Veta Negra	Andesita	2.74	1.42	2.56	0.89
546	170113-3	6333807	314128	2.4	1.9	6.9	Veta Negra	Andesita	2.74	1.21	3.63	1.26
547	170113-3	6333800	314129	2.7	2	6.4	Veta Negra	Andesita	2.74	1.23	3.20	1.35
548	170113-3	6333809	314131	3.3	1.6	9.1	Veta Negra	Andesita	2.74	1.37	5.69	2.06
549	170113-3	6333815	314134	2.4	1.3	8	Veta Negra	Andesita	2.74	1.13	6.15	1.85
841	250413-2	6288856	323080	4.8	3.8	13.8	Veta Negra	Andesita	2.66	2.35	3.63	1.26
842	250413-2	6288848	323092	4.7	4.7	13.8	Veta Negra	Andesita	2.66	2.56	2.94	1.00
858	250413-6	6296320	323510	3.5	1.8	6.1	Veta Negra	Toba	2.61	1.17	3.39	1.94
859	250413-6	6296318	323505	2.9	1.2	5.7	Veta Negra	Toba	2.61	0.94	4.75	2.42
860	250413-6	6296317	323498	2.1	0.7	5.6	Veta Negra	Toba	2.61	0.74	8.00	3.00
861	250413-6	6296309	323512	2	1.1	3.6	Veta Negra	Toba	2.61	0.69	3.27	1.82
862	250413-6	6296312	323514	3.4	1.8	6.7	Veta Negra	Toba	2.61	1.20	3.72	1.89
882	260413-5A	6266303	321962	3.7	1.8	7.6	Veta Negra	Andesita	2.76	1.36	4.22	2.06
883	260413-5A	6266301	321970	2.9	1.5	8.8	Veta Negra	Andesita	2.76	1.29	5.87	1.93
884	260413-5A	6266302	321970	2.7	1	10	Veta Negra	Andesita	2.76	1.23	10.00	2.70
885	260413-5B	6266495	322094	6.6	4.5	20.4	Veta Negra	Andesita	2.62	3.09	4.53	1.47
886	260413-5B	6266501	322103	3.2	3.9	15.7	Veta Negra	Andesita	2.62	2.32	4.03	0.82
887	260413-5B	6266519	322108	7.8	3.8	22.7	Veta Negra	Andesita	2.62	3.18	5.97	2.05
910	290413-6	6252406	316954	6	4.2	16.4	Veta Negra	Volcánica (Alt)	2.48	2.55	3.90	1.43
911	290413-6	6252422	316951	5.6	6.1	18.5	Veta Negra	Volcánica (Alt)	2.48	3.09	3.03	0.92
912	290413-6	6252411	316954	6.5	3.8	20.4	Veta Negra	Volcánica (Alt)	2.48	2.75	5.37	1.71
913	290413-6	6252415	316965	5.8	5.5	19	Veta Negra	Volcánica (Alt)	2.48	3.00	3.45	1.05

914	290413-6	6252414	316951	7	4.8	23.6	Veta Negra	Volcánica (Alt)	2.48	3.23	4.92	1.46
1094	241014-1	6249300	317219	2.9	2.3	10.4	Veta Negra	Andesita	2.67	1.56	4.52	1.26
1095	241014-2	6249300	317219	3.3	2.8	11.5	Veta Negra	Andesita	2.67	1.80	4.11	1.18
1096	241014-3	6249300	317219	3.5	1.6	12	Veta Negra	Andesita	2.67	1.55	7.50	2.19
1097	241014-4	6249300	317219	3.1	2.4	10.1	Veta Negra	Andesita	2.67	1.59	4.21	1.29
1098	241014-5	6249300	317219	3.2	2.1	11	Veta Negra	Andesita	2.67	1.58	5.24	1.52
1099	241014-6	6249300	317219	3.5	1.6	11.2	Veta Negra	Andesita	2.67	1.50	7.00	2.19
1100	241014-7	6249219	317219	2.1	1.7	7.8	Veta Negra	Andesita	2.67	1.16	4.59	1.24
1101	241014-8	6249219	317219	2.3	2.2	8.2	Veta Negra	Andesita	2.67	1.33	3.73	1.05
1102	241014-9	6249219	317219	2.3	2.2	6.6	Veta Negra	Andesita	2.67	1.22	3.00	1.05
1103	241014-10	6249219	317219	2.1	1.7	8.8	Veta Negra	Andesita	2.67	1.23	5.18	1.24
1104	241014-11	6249219	317219	3.3	1.9	11.9	Veta Negra	Andesita	2.67	1.60	6.26	1.74
1105	241014-12	6279245	317257	3.3	1.9	11.7	Veta Negra	Andesita	2.67	1.59	6.16	1.74
1106	241014-13	6279245	317257	2.8	1.5	12.9	Veta Negra	Andesita	2.67	1.52	8.60	1.87
1107	241014-14	6279245	317257	2.8	2	11.5	Veta Negra	Andesita	2.67	1.55	5.75	1.40
1108	241014-15	6279245	317257	2.8	1.9	10.1	Veta Negra	Andesita	2.67	1.43	5.32	1.47
1109	241014-16	6279245	317257	2.8	2.5	11.8	Veta Negra	Andesita	2.67	1.70	4.72	1.12
1110	241014-17	6249403	317163	4.1	1.6	10.9	Veta Negra	Andesita	2.67	1.53	6.81	2.56
1111	241014-18	6249403	317163	4.2	2.2	10.9	Veta Negra	Andesita	2.67	1.69	4.95	1.91
1112	241014-19	6249403	317163	4.3	1.8	14	Veta Negra	Andesita	2.67	1.81	7.78	2.39
1113	241014-20	6249403	317163	4	2.4	9.9	Veta Negra	Andesita	2.67	1.66	4.13	1.67
1114	241014-21	6249403	317163	4.1	1.4	12.6	Veta Negra	Andesita	2.67	1.60	9.00	2.93

Tabla Anexo 4: Coordenadas (UTM, WGS84, 19S), Litología, Densidad, RHP y razones Th/U y K/U para la Formación Veta Negra.

Id	Punto	UTM N	UTM E	K[%]	U[ppm]	Th[ppm]	Formación	Litología	ρ[g/cm³]	RHP[uW/m³]	Th/U	K/U
508	160113-1	6298462	330129	3.9	1.7	4.1	Las Chilcas	Andesita	2.76	1.11	2.41	2.29
509	160113-1	6298462	330129	2.4	1.1	5.7	Las Chilcas	Andesita	2.76	0.92	5.18	2.18
510	160113-1	6298462	330129	3.8	1.0	5.7	Las Chilcas	Andesita	2.76	1.03	5.70	3.80
511	160113-1	6298534	330112	0.5	1.4	3.1	Las Chilcas	Andesita	2.76	0.63	2.21	0.36
512	160113-1	6298555	330100	3.0	0.5	5.9	Las Chilcas	Andesita	2.76	0.84	11.80	6.00
524	160113-4A	6320947	329365	1.6	0.6	4.2	Las Chilcas	Toba	2.76	0.61	7.00	2.67
525	160113-4A	6320928	329333	1.4	1.2	3.7	Las Chilcas	Toba	2.76	0.71	3.08	1.17
526	160113-4A	6320935	329351	1.3	0.6	3.9	Las Chilcas	Toba	2.76	0.56	6.50	2.17
527	160113-4A	6320940	329370	1.6	1.2	4.1	Las Chilcas	Toba	2.76	0.76	3.42	1.33
528	160113-4A	6320947	329353	1.5	1.0	3.8	Las Chilcas	Toba	2.76	0.68	3.80	1.50
530	160113-5	6318479	328469	2.9	1.1	6.1	Las Chilcas	Andesita	2.76	1.00	5.55	2.64
531	160113-5	6318477	328433	0.7	1.3	4.3	Las Chilcas	Andesita	2.76	0.71	3.31	0.54
532	160113-5	6318476	328445	2.4	1.9	6.1	Las Chilcas	Andesita	2.76	1.16	3.21	1.26
533	160113-5	6318457	328441	1.0	1.4	5.1	Las Chilcas	Andesita	2.76	0.82	3.64	0.71
780	180413-1	6280346	340533	1.6	1.0	2.8	Las Chilcas	Toba	2.59	0.58	2.80	1.60
781	180413-1	6280346	340533	1.6	0.2	4.3	Las Chilcas	Toba	2.59	0.48	21.50	8.00
782	180413-1	6280346	340533	1.5	0.3	4.8	Las Chilcas	Toba	2.59	0.53	16.00	5.00
783	180413-1	6280346	340533	1.2	1.6	3.2	Las Chilcas	Toba	2.59	0.71	2.00	0.75
784	180413-1	6280346	340533	1.6	0.8	4.4	Las Chilcas	Toba	2.59	0.63	5.50	2.00
785	180413-2	6280392	340382	2.1	0.7	3.3	Las Chilcas	Toba	2.59	0.58	4.71	3.00
786	180413-2	6280389	340382	2.3	0.4	3.5	Las Chilcas	Toba	2.59	0.54	8.75	5.75
787	180413-2	6280381	340389	0.9	0.7	3.4	Las Chilcas	Toba	2.59	0.48	4.86	1.29
788	180413-2	6280386	340386	2.6	0.8	3.6	Las Chilcas	Toba	2.59	0.67	4.50	3.25
789	180413-2	6280389	340385	1.9	0.4	2.8	Las Chilcas	Toba	2.59	0.46	7.00	4.75
790	180413-3	6280484	340364	1.7	0.6	3.7	Las Chilcas	Andesita	2.66	0.56	6.17	2.83
791	180413-3	6280480	340348	1.2		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	4.17	2.00
793	180413-3	6280484	340365	1.5	1.0	1.3	Las Chilcas	Andesita	2.66	0.48	1.30	1.50

794	180413-3	6280480	340388	1.4	0.8	2.5	Las Chilcas	Andesita	2.66	0.50	3.13	1.75
795	180413-4	6280507	340379	0.5	0.8	2.8	Las Chilcas	Conglomerado	2.60	0.43	3.50	0.63
796	180413-4	6280514	340391	0.8	0.6	2.2	Las Chilcas	Conglomerado	2.60	0.37	3.67	1.33
797	180413-4	6280515	340381	0.5	0.7	2.0	Las Chilcas	Conglomerado	2.60	0.35	2.86	0.71
798	180413-4	6280514	340374	0.6	0.2	2.6	Las Chilcas	Conglomerado	2.60	0.28	13.00	3.00
799	180413-4	6280518	340390	0.6	0.8	2.6	Las Chilcas	Conglomerado	2.60	0.43	3.25	0.75
863	260413-1	6278935	337993	5.2	3.6	13.1	Las Chilcas	Andesita	2.60	2.23	3.64	1.44
864	260413-1	6278935	337993	4.7	3.0	12.1	Las Chilcas	Andesita	2.60	1.97	4.03	1.57
865	260413-1	6278935	337993	6.0	3.0	15.0	Las Chilcas	Andesita	2.60	2.28	5.00	2.00
866	260413-1	6278935	337993	5.7	4.7	12.6	Las Chilcas	Andesita	2.60	2.52	2.68	1.21
867	260413-1	6278935	337993	5.5	3.5	12.9	Las Chilcas	Andesita	2.60	2.22	3.69	1.57
868	260413-2	6276013	331847	0.2	1.3	5.7	Las Chilcas	Andesita	2.60	0.72	4.38	0.15
869	260413-2	6276013	331847	1.7	0.8	7.8	Las Chilcas	Andesita	2.60	0.87	9.75	2.13
870	260413-2	6276013	331847	0.9	1.1	6.7	Las Chilcas	Andesita	2.60	0.80	6.09	0.82
871	260413-2	6276013	331847	0.2	1.4	4.5	Las Chilcas	Andesita	2.60	0.66	3.21	0.14
872	260413-2	6276097	331839	2.5	1.6	5.9	Las Chilcas	Andesita	2.60	1.01	3.69	1.56
888	290413-1	6271535	339846	1.0	0.6	3.0	Las Chilcas	Andesita	2.57	0.43	5.00	1.67
889	290413-1	6271552	339865	1.1	0.3	2.5	Las Chilcas	Andesita	2.57	0.34	8.33	3.67
890	290413-1	6271550	339829	1.0	0.9	1.6	Las Chilcas	Andesita	2.57	0.41	1.78	1.11
891	290413-1	6271530	339829	1.0	1.3	2.5	Las Chilcas	Andesita	2.57	0.57	1.92	0.77
893	290413-2	6256231	328126	4.8	4.4	13.8	Las Chilcas	Andesita	2.71	2.55	3.14	1.09
894	290413-2	6256226	328126	5.4	3.2	19.5	Las Chilcas	Andesita	2.71	2.69	6.09	1.69
895	290413-2	6256228	328130	5.9	3.9	15.4	Las Chilcas	Andesita	2.71	2.64	3.95	1.51
896	290413-2	6256234	328124	6.2	4.5	20.5	Las Chilcas	Andesita	2.71	3.17	4.56	1.38
897	290413-3	6252720	325688	3.0	2.3	9.3	Las Chilcas	Andesita	2.71	1.52	4.04	1.30
898	290413-3	6252735	325675	2.1	1.0	5.1	Las Chilcas	Andesita	2.71	0.81	5.10	2.10
899	290413-3	6252722	325693	3.8	3.7	12.5	Las Chilcas	Andesita	2.71	2.18	3.38	1.03
905	290413-4	6252076	326132	5.9	2.9	17.6	Las Chilcas	Andesita	2.71	2.53	6.07	2.03
906	290413-4	6252082	326132	3.1	0.9	4.5	Las Chilcas	Andesita	2.71	0.84	5.00	3.44
907	290413-4	6252085	326133	4.7	5.0	17.8	Las Chilcas	Andesita	2.71	2.97	3.56	0.94

908	290413-4	6252093	326107	5.4	5.5	15.9	Las Chilcas	Andesita	2.71	3.04	2.89	0.98
909	290413-4	6252097	326109	5.5	4.4	14.3	Las Chilcas	Andesita	2.71	2.65	3.25	1.25
959	020513-2B	6246414	340259	3.0	1.5	6.0	Las Chilcas	Andesita	2.64	1.06	4.00	2.00
960	020513-2B	6246416	340257	3.3	2.5	5.9	Las Chilcas	Andesita	2.64	1.33	2.36	1.32
961	020513-2B	6246412	340255	3.6	2.2	7.0	Las Chilcas	Andesita	2.64	1.36	3.18	1.64
962	020513-2B	6246413	340252	3.3	1.6	5.9	Las Chilcas	Andesita	2.64	1.10	3.69	2.06
963	020513-3	6299903	325548	1.9	0.4	3.7	Las Chilcas	Andesita	2.50	0.50	9.25	4.75
964	020513-3	6299902	325553	2.6	0.7	4.4	Las Chilcas	Andesita	2.50	0.67	6.29	3.71
965	020513-3	6299902	325553	2.8	0.2	4.7	Las Chilcas	Andesita	2.50	0.59	23.50	14.00
966	020513-3	6299898	325551	2.8	0.6	3.6	Las Chilcas	Andesita	2.50	0.62	6.00	4.67
967	020513-3	6298964	329474	1.9	0.5	6.0	Las Chilcas	Andesita	2.50	0.67	12.00	3.80
969	020513-3	6298964	329474	1.6	1.1	3.4	Las Chilcas	Andesita	2.50	0.62	3.09	1.45

Tabla Anexo 5: Coordenadas (UTM, WGS84, 19S), Litología, Densidad, RHP y razones Th/U y K/U para la Formación Las Chilcas.

Id	Punto	UTM N	UTM E	K[%]	U[ppm]	Th[ppm]	Formación	Litología	ρ[g/cm³]	RHP[uW/m³]	Th/U	K/U
810	190413-3	6340980	343063	0.7		2.2	Lo Valle	Andesita	2.63	0.21		
811	190413-3	6340980	343063	0.9	0.2	1.9	Lo Valle	Andesita	2.63	0.26	9.50	4.50
813	190413-3	6340980	343063	1		1.7	Lo Valle	Andesita	2.63	0.21		
814	190413-3	6340980	343063	0.8	0.1	1.4	Lo Valle	Andesita	2.63	0.19	14.00	8.00
815	190413-4	6345771	341860	0.8		2.6	Lo Valle	Toba	2.64	0.25		
816	190413-4	6345771	341860	0.8		2.8	Lo Valle	Toba	2.64	0.26		
817	190413-4	6345771	341860	0.6	0.1	2.7	Lo Valle	Toba	2.64	0.26	27.00	6.00
818	190413-4	6345771	341860	0.6		2.6	Lo Valle	Toba	2.64	0.23		
819	190413-4	6345771	341860	1	0.2	1.5	Lo Valle	Toba	2.64	0.24	7.50	5.00
820	190413-5	6351778	340378	1.5	1.1	4.9	Lo Valle	Toba	2.61	0.74	4.45	1.36
821	190413-5	6351778	340378	1.3	0.9	5	Lo Valle	Toba	2.61	0.68	5.56	1.44
822	190413-5	6351778	340378	1.5	0.8	4.6	Lo Valle	Toba	2.61	0.64	5.75	1.88
823	190413-5	6351778	340378	1.7	1.3	2.9	Lo Valle	Toba	2.61	0.67	2.23	1.31
824	190413-6	6351187	340216	0.8	0.2	2.1	Lo Valle	Toba	2.55	0.26	10.50	4.00
825	190413-6	6351187	340216	1	0.6	2.8	Lo Valle	Toba	2.55	0.42	4.67	1.67
826	190413-6	6351187	340216	0.9	0.5	2.2	Lo Valle	Toba	2.55	0.35	4.40	1.80
827	190413-6	6351187	340216	0.8	0.5	2.6	Lo Valle	Toba	2.55	0.36	5.20	1.60
828	190413-6	6351187	340216	1	0.3	2.6	Lo Valle	Toba	2.55	0.33	8.67	3.33
947	010513-3B	6303470	338623	1.6	1.5	5.8	Lo Valle	Toba	2.57	0.89	3.87	1.07
948	010513-3B	6303469	338625	1.3	1.4	7	Lo Valle	Toba	2.57	0.92	5.00	0.93
949	010513-3B	6303469	338622	1.3	1.5	4.9	Lo Valle	Toba	2.57	0.81	3.27	0.87
950	010513-3B	6303471	338623	1.4	1.9	6.8	Lo Valle	Toba	2.57	1.04	3.58	0.74
989	030513-5	6336210	335945	5.2	3.1	25.8	Lo Valle	Toba	2.30	2.62	8.32	1.68
990	030513-5	6336210	335945	5	2.3	25.2	Lo Valle	Toba	2.30	2.39	10.96	2.17
991	030513-5	6336210	335945	6.3	5.2	28.1	Lo Valle	Toba	2.30	3.30	5.40	1.21
992	030513-5	6336212	335935	5.4	2.9	24.8	Lo Valle	Toba	2.30	2.53	8.55	1.86
993	030513-5	6336204	335934	5.9	3	25.8	Lo Valle	Toba	2.30	2.65	8.60	1.97
1200	261014-1	6351155	340168	1		2.5	Lo Valle	Toba	2.54	0.25		

1201	261014-1	6351155	340168	1		3.4	Lo Valle	Toba	2.54	0.31		
1202	261014-1	6351155	340168	0.8	0.1	3.6	Lo Valle	Toba	2.54	0.33	36.00	8.00
1203	261014-1	6351155	340168	0.7	0.4	2.6	Lo Valle	Toba	2.54	0.33	6.50	1.75
1204	261014-1	6351155	340168	0.9		2.2	Lo Valle	Toba	2.54	0.22		
1205	261014-1	6351155	340168	0.9	0.4	2.1	Lo Valle	Toba	2.54	0.31	5.25	2.25
1206	261014-1	6351155	340168	0.9	0.4	2.8	Lo Valle	Toba	2.54	0.36	7.00	2.25
1207	261014-1	6351155	340168	0.9	0.1	2.3	Lo Valle	Toba	2.54	0.25	23.00	9.00
1208	261014-1	6351155	340168	0.9		2	Lo Valle	Toba	2.54	0.21		
1209	261014-1	6351155	340168	0.9	0.2	2	Lo Valle	Toba	2.54	0.26	10.00	4.50
1210	261014-1	6351155	340168	0.7	0.3	1.8	Lo Valle	Toba	2.54	0.25	6.00	2.33
1211	261014-1	6351155	340168	1	0.2	3.7	Lo Valle	Toba	2.54	0.38	18.50	5.00
1212	261014-1	6351155	340168	0.7	0.7	1.4	Lo Valle	Toba	2.54	0.32	2.00	1.00
1213	261014-1	6351596	340344	1	0.1	2.5	Lo Valle	Toba	2.54	0.28	25.00	10.00
1214	261014-1	6351596	340344	0.9	0.3	1.3	Lo Valle	Toba	2.54	0.24	4.33	3.00
1215	261014-1	6351596	340344	0.9		2.3	Lo Valle	Toba	2.54	0.23		
1216	261014-1	6351596	340344	1		2	Lo Valle	Toba	2.54	0.22		
1217	261014-1	6351596	340344	1	0.1	2.1	Lo Valle	Toba	2.54	0.25	21.00	10.00
1218	261014-1	6353600	342331	0.6	0.1	0.8	Lo Valle	Toba	2.54	0.13	8.00	6.00
1219	261014-1	6353600	342331	0.6	0.2	1.3	Lo Valle	Toba	2.54	0.19	6.50	3.00
1220	261014-1	6353600	342331	0.4		2.4	Lo Valle	Toba	2.54	0.19		
1221	261014-1	6353600	342331	0.3		2.4	Lo Valle	Toba	2.54	0.18		
1222	261014-1	6353600	342331	0.9	0.1	2	Lo Valle	Toba	2.54	0.23	20.00	9.00

Tabla Anexo 6: Coordenadas (UTM, WGS84, 19S), Litología, Densidad, RHP y razones Th/U y K/U para la Formación Lo Valle.

Id	Punto	UTM N	UTM E	K[%]	U[ppm]	Th[ppm]	Formación	Litología	ρ[g/cm³]	RHP[uW/m³]	Th/U	K/U
472	100113-4	6275871	348696	3.4	2.1	15.9	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	1.77	7.57	1.62
473	100113-4	6275876	348689	4.6	2.4	20.7	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	2.24	8.63	1.92
474	100113-4	6275868	348707	4.8	3.6	20.2	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	2.51	5.61	1.33
1142	261014-2	6275590	348866	1.6	1.2	7.3	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	0.87	6.08	1.33
1143	261014-2	6275590	348866	1.5	1.1	4	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	0.63	3.64	1.36
1144	261014-2	6275590	348866	1.5	0.7	5.9	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	0.66	8.43	2.14
1145	261014-2	6275590	348866	1.5	0.9	5.1	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	0.66	5.67	1.67
1146	261014-2	6275590	348866	2.2	1.2	9.1	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	1.03	7.58	1.83
1147	261014-2	6275590	348866	1.5	0.6	4.6	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	0.55	7.67	2.50
1148	261014-2	6275590	348866	1.6	0	5.7	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	0.49		
1149	261014-2	6275590	348866	1.5	1.3	4.3	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	0.70	3.31	1.15
1150	261014-2	6275590	348866	1.6	1.1	4.9	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	0.70	4.45	1.45
1151	261014-2	6275590	348866	1.5	0.7	6	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	0.67	8.57	2.14
1152	261014-2	6275590	348866	1.6	0.3	5.8	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	0.57	19.33	5.33
1153	261014-2	6275590	348866	1.5	1.1	3.9	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	0.63	3.55	1.36
1154	261014-2	6275590	348866	1.4	1.4	5.5	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	0.79	3.93	1.00
1155	261014-2	6275590	348866	1.5	1.2	4	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	0.66	3.33	1.25
1156	261014-2	6275590	348866	1.9	2.6	6.2	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	1.15	2.38	0.73
1157	261014-2	6275590	348866	1.9	2	6.1	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	1.01	3.05	0.95
1158	261014-2	6275590	348866	2.4	0.5	7.2	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	0.77	14.40	4.80
1159	261014-2	6275590	348866	2	1.9	7	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	1.05	3.68	1.05
1160	261014-2	6275590	348866	1.9	1.1	7	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	0.85	6.36	1.73
1161	261014-2	6275590	348866	2.2	1.2	6.3	Los Ratones	Brecha Volcánica	2.44	0.86	5.25	1.83

Tabla Anexo 7: Coordenadas (UTM, WGS84, 19S), Litología, Densidad, RHP y razones Th/U y K/U para la Formación Cordón Los Ratones.

Id	Punto	UTM N	UTM E	K[%]	U[ppm]	Th[ppm]	Formación	Litología	ρ[g/cm³]	RHP[uW/m³]	Th/U	K/U
164	151112-1	6249930	344896	3.1	2.2	14.1	Abanico	Toba	2.53	1.72	6.41	1.41
165	151112-1	6249930	344896	2.9	4.1	13.0	Abanico	Toba	2.53	2.09	3.17	0.71
166	151112-1	6249930	344896	3.2	3.4	14.7	Abanico	Toba	2.53	2.06	4.32	0.94
167	151112-1	6249930	344896	3.3	4.5	13.0	Abanico	Toba	2.53	2.22	2.89	0.73
168	151112-1	6249930	344896	2.9	2.5	14.5	Abanico	Toba	2.53	1.80	5.80	1.16
169	151112-1	6249930	344896	3.1	3.9	14.5	Abanico	Toba	2.53	2.16	3.72	0.79
170	151112-1	6249930	344896	2.7	4.3	12.3	Abanico	Toba	2.53	2.07	2.86	0.63
171	151112-1	6249930	344896	3.4	2.5	15.3	Abanico	Toba	2.53	1.90	6.12	1.36
172	151112-2	6249963	344561	3.2	3.7	17.3	Abanico	Andesita	2.52	2.28	4.68	0.86
173	151112-2	6249963	344561	2.9	4.5	10.0	Abanico	Andesita	2.52	1.98	2.22	0.64
174	151112-2	6249963	344561	3.8	5.1	12.7	Abanico	Andesita	2.52	2.37	2.49	0.75
175	151112-2	6249963	344561	3.9	4.0	13.7	Abanico	Andesita	2.52	2.18	3.43	0.98
176	151112-2	6249963	344561	3.7	4.8	12.2	Abanico	Andesita	2.52	2.26	2.54	0.77
177	151112-2	6249963	344561	4.1	3.4	15.8	Abanico	Andesita	2.52	2.19	4.65	1.21
178	151112-3	6250192	345020	2.2	2.9	8.3	Abanico	Toba	2.52	1.42	2.86	0.76
179	151112-3	6250192	345020	2.2	2.5	9.1	Abanico	Toba	2.52	1.38	3.64	0.88
180	151112-3	6250192	345020	2.0	1.6	8.5	Abanico	Toba	2.52	1.11	5.31	1.25
182	151112-3	6250192	345020	2.1	1.8	7.9	Abanico	Toba	2.52	1.12	4.39	1.17
183	151112-3	6250192	345020	2.3	2.1	7.8	Abanico	Toba	2.52	1.21	3.71	1.10
184	161112-1	6286739	379613	1.8	1.1	2.8	Abanico	Andesita	2.49	0.60	2.55	1.64
185	161112-1	6286739	379613	1.1	0.1	3.6	Abanico	Andesita	2.49	0.35	36.00	11.00
186	161112-1	6286739	379613	0.3	0.3	4.7	Abanico	Andesita	2.49	0.40	15.67	1.00
187	161112-1	6286739	379613	0.6	0.7	2.4	Abanico	Andesita	2.49	0.37	3.43	0.86
188	161112-1	6286739	379613	0.6	0.9	2.2	Abanico	Andesita	2.49	0.41	2.44	0.67
189	161112-2	6286739	379613	0.2	0.0	4.0	Abanico	Toba	2.53	0.28		
190	161112-2	6286739	379613	0.2	0.1	3.5	Abanico	Toba	2.53	0.27	35.00	2.00
191	161112-2	6286739	379613	0.1	0.8	2.4	Abanico	Toba	2.53	0.36	3.00	0.13
192	161112-2	6286739	379613	0.4	0.8	4.5	Abanico	Toba	2.53	0.52	5.63	0.50

193	161112-2	6286739	379613	0.2	0.9	2.1	Abanico	Toba	2.53	0.37	2.33	0.22
430	090113-1	6290695	386468	2.1	2.0	7.6	Abanico	Toba	2.53	1.16	3.80	1.05
431	090113-1	6290705	386465	2.0	1.4	7.2	Abanico	Toba	2.53	0.98	5.14	1.43
432	090113-1	6290703	386465	2.3	2.2	6.8	Abanico	Toba	2.53	1.17	3.09	1.05
433	090113-1	6290703	386465	1.9	1.6	5.1	Abanico	Toba	2.53	0.88	3.19	1.19
434	090113-1	6290703	386465	1.6	1.8	7.0	Abanico	Toba	2.53	1.03	3.89	0.89
435	090113-1	6290703	386465	1.8	1.6	7.8	Abanico	Toba	2.53	1.05	4.88	1.13
437	090113-2	6290448	386294	1.8	1.2	6.5	Abanico	Toba	2.53	0.87	5.42	1.50
438	090113-2	6290454	386299	2.3	1.9	5.2	Abanico	Toba	2.53	1.00	2.74	1.21
439	090113-2	6290454	386299	2.5	0.7	5.4	Abanico	Toba	2.53	0.74	7.71	3.57
440	090113-3	6289197	383909	0.6	1.2	3.6	Abanico	Toba	2.53	0.58	3.00	0.50
441	090113-3	6289191	383906	0.5	1.1	3.8	Abanico	Toba	2.53	0.56	3.45	0.45
442	090113-3	6289191	383906	0.5	0.6	4.3	Abanico	Toba	2.53	0.47	7.17	0.83
443	090113-4	6288505	381368	1.4	2.0	7.8	Abanico	Toba	2.59	1.14	3.90	0.70
444	090113-4	6288515	381377	2.2	0.7	6.9	Abanico	Toba	2.59	0.83	9.86	3.14
445	090113-4	6288509	381359	2.2	1.3	7.5	Abanico	Toba	2.59	1.02	5.77	1.69
446	090113-4	6288509	381359	1.7	1.2	7.7	Abanico	Toba	2.59	0.96	6.42	1.42
447	090113-4	6288509	381359	2.8	1.4	5.8	Abanico	Toba	2.59	0.98	4.14	2.00
448	090113-5	6287103	380405	2.6	1.0	4.2	Abanico	Toba	2.77	0.81	4.20	2.60
449	090113-5	6287109	380431	3.4	1.5	8.4	Abanico	Toba	2.77	1.32	5.60	2.27
450	090113-5	6287108	380435	2.3	0.8	2.7	Abanico	Toba	2.77	0.62	3.38	2.88
451	090113-5	6287105	380431	2.5	2.1	8.5	Abanico	Toba	2.77	1.40	4.05	1.19
452	090113-5	6287105	380431	2.4	0.9	7.2	Abanico	Toba	2.77	0.98	8.00	2.67
453	090113-6	6286699	379445	0.5	0.8	3.6	Abanico	Toba	2.58	0.48	4.50	0.63
454	090113-6	6286699	379445	0.5	0.1	5.0	Abanico	Toba	2.58	0.40	50.00	5.00
455	090113-6	6286712	379437	0.8	0.2	4.3	Abanico	Toba	2.58	0.40	21.50	4.00
456	090113-6	6286711	379428	1.3	1.5	4.4	Abanico	Toba	2.58	0.77	2.93	0.87
457	090113-6	6286688	379411	1.2	0.7	5.3	Abanico	Toba	2.58	0.63	7.57	1.71
458	100113-1	6284158	374664	2.1	1.4	8.9	Abanico	Andesita	2.51	1.09	6.36	1.50
459	100113-1	6284175	374652	2.4	2.4	9.0	Abanico	Andesita	2.51	1.36	3.75	1.00

460	100113-1	6284171	374658	2.3	2.4	8.8	Abanico	Andesita	2.51	1.34	3.67	0.96
461	100113-1	6284149	374639	2.4	1.5	7.5	Abanico	Andesita	2.51	1.05	5.00	1.60
462	100113-1	6284149	374639	3.1	1.5	7.7	Abanico	Andesita	2.51	1.13	5.13	2.07
463	100113-1	6284142	374636	2.5	2.1	6.6	Abanico	Andesita	2.51	1.15	3.14	1.19
464	100113-2	6265620	380494	3.3	2.4	9.3	Abanico	Toba	2.51	1.46	3.88	1.38
465	100113-2	6265624	380501	3.4	1.6	9.6	Abanico	Toba	2.51	1.30	6.00	2.13
466	100113-2	6265596	380504	3.4	1.9	7.3	Abanico	Toba	2.51	1.22	3.84	1.79
467	100113-2	6265599	380503	3.4	1.9	7.4	Abanico	Toba	2.51	1.23	3.89	1.79
475	110113-1	6313279	346083	2.4	2.6	6.5	Abanico	Toba	2.58	1.28	2.50	0.92
476	110113-1	6313279	346083	2.3	2.6	8.6	Abanico	Toba	2.58	1.41	3.31	0.88
477	110113-1	6313274	346079	2.5	1.5	8.9	Abanico	Toba	2.58	1.18	5.93	1.67
478	110113-1	6313281	346086	2.1	1.8	8.0	Abanico	Toba	2.58	1.16	4.44	1.17
479	110113-1	6313281	346086	2.1	1.8	7.3	Abanico	Toba	2.58	1.11	4.06	1.17
480	110113-2	6316624	350542	0.7	0.0	2.7	Abanico	Andesita	2.58	0.24		
481	110113-2	6316628	350536	0.7	0.0	2.4	Abanico	Andesita	2.58	0.22		
482	110113-2	6316622	350542	0.7	0.0	1.8	Abanico	Andesita	2.58	0.18		
483	110113-3	6304681	351051	2.4	2.3	12.7	Abanico	Toba	2.58	1.62	5.52	1.04
484	110113-3	6304677	351054	2.4	3.0	12.6	Abanico	Toba	2.58	1.79	4.20	0.80
485	110113-3	6304671	351053	1.9	3.2	10.7	Abanico	Toba	2.58	1.66	3.34	0.59
486	110113-3	6304664	351056	2.8	1.8	11.4	Abanico	Toba	2.58	1.45	6.33	1.56
505	150113-5	6306788	368865	2.2	1.7	6.2	Abanico	Toba	2.58	1.03	3.65	1.29
506	150113-5	6306813	368879	2.0	0.1	5.0	Abanico	Toba	2.58	0.53	50.00	20.00
507	150113-5	6306818	368871	1.9	1.6	2.7	Abanico	Toba	2.58	0.74	1.69	1.19
594	040413-2	6303560	363315	1.1	0.1	4.5	Abanico	Toba	2.60	0.42	45.00	11.00
596	040413-2	6303560	363315	1.1	1.2	3.9	Abanico	Toba	2.60	0.66	3.25	0.92
597	040413-2	6303560	363315	1.2	0.6	4.6	Abanico	Toba	2.60	0.56	7.67	2.00
598	040413-2	6303560	363315	1.0	1.2	4.3	Abanico	Toba	2.60	0.67	3.58	0.83
599	040413-3	6303809	364355	0.9	0.7	3.2	Abanico	Brecha (Vol)	2.60	0.47	4.57	1.29
600	040413-3	6303809	364355	1.2	0.5	4.4	Abanico	Brecha (Vol)	2.60	0.53	8.80	2.40
601	040413-3	6303809	364355	1.5	1.4	4.4	Abanico	Brecha (Vol)	2.60	0.78	3.14	1.07

602	040413-3	6303809	364355	1.3	0.7	5.4	Abanico	Brecha (Vol)	2.60	0.65	7.71	1.86
603	040413-3	6303809	364355	1.6	1.2	3.8	Abanico	Brecha (Vol)	2.60	0.69	3.17	1.33
604	050413-1	6300464	366639	0.4	0.1	3.9	Abanico	Andesita	2.60	0.32	39.00	4.00
605	050413-1	6300464	366639	0.4	0.0	3.3	Abanico	Andesita	2.60	0.26		
606	050413-1	6300464	366639	0.4	0.0	4.0	Abanico	Andesita	2.60	0.30		
607	050413-1	6300464	366639	0.4	0.0	3.3	Abanico	Andesita	2.60	0.26		
608	050413-1	6300464	366639	0.4	0.2	3.0	Abanico	Andesita	2.60	0.29	15.00	2.00
609	050413-2	6297637	367269	2.1	2.6	7.7	Abanico	Brecha (Pol)	2.60	1.35	2.96	0.81
610	050413-2	6297637	367269	1.7	1.1	8.7	Abanico	Brecha(Pol)	2.60	1.01	7.91	1.55
611	050413-2	6297637	367269	1.6	0.8	6.3	Abanico	Brecha (Pol)	2.60	0.76	7.88	2.00
612	050413-2	6297637	367269	1.9	1.7	6.8	Abanico	Brecha (Pol)	2.60	1.05	4.00	1.12
613	050413-3	6297637	367269	1.8	1.0	5.2	Abanico	Brecha	2.60	0.76	5.20	1.80
614	050413-3	6297693	366642	2.0	1.0	4.8	Abanico	Brecha	2.60	0.75	4.80	2.00
615	050413-3	6297693	366642	2.4	1.1	5.0	Abanico	Brecha	2.60	0.82	4.55	2.18
616	050413-3	6297693	366642	3.9	0.7	5.1	Abanico	Toba	2.60	0.87	7.29	5.57
617	050413-3	6297693	366642	0.9	0.2	6.2	Abanico	Toba	2.60	0.54	31.00	4.50
618	050413-3	6297693	366642	1.7	0.8	6.0	Abanico	Toba	2.60	0.75	7.50	2.13
762	170413-1	6301296	348839	3.2	2.0	10.1	Abanico	Toba	2.31	1.29	5.05	1.60
763	170413-1	6301296	348839	3.1	2.4	9.0	Abanico	Toba	2.31	1.31	3.75	1.29
764	170413-1	6301296	348839	3.7	3.4	9.4	Abanico	Toba	2.31	1.60	2.76	1.09
769	170413-1	6301374	348955	3.2	2.5	8.3	Abanico	Toba	2.31	1.30	3.32	1.28
800	190413-1	6308532	342434	1.3	1.0	2.6	Abanico	Andesita	2.71	0.56	2.60	1.30
801	190413-1	6308532	342434	0.9	0.6	4.2	Abanico	Andesita	2.71	0.53	7.00	1.50
802	190413-1	6308532	342434	1.2	1.2	3.8	Abanico	Andesita	2.71	0.69	3.17	1.00
803	190413-1	6308532	342434	1.1	1.2	3.2	Abanico	Andesita	2.71	0.63	2.67	0.92
804	190413-1	6308532	342434	1.3	0.7	3.6	Abanico	Andesita	2.71	0.55	5.14	1.86
805	190413-2	6326972	346552	0.8	0.3	2.0	Abanico	Toba	2.71	0.29	6.67	2.67
806	190413-2	6326972	346552	1.3	0.6	1.3	Abanico	Toba	2.71	0.37	2.17	2.17
807	190413-2	6326972	346552	1.1	0.3	2.1	Abanico	Toba	2.71	0.33	7.00	3.67
808	190413-2	6326972	346552	1.2	0.2	2.4	Abanico	Toba	2.71	0.33	12.00	6.00

809	190413-2	6326972	346552	0.6	0.3	1.8	Abanico	Toba	2.71	0.26	6.00	2.00
934	010513-1	6301039	347105	1.4	0.5	2.2	Abanico	Toba	2.39	0.36	4.40	2.80
935	010513-1	6301039	347105	1.3	1.2	2.5	Abanico	Toba	2.39	0.53	2.08	1.08
936	010513-1	6301039	347105	1.3	1.1	2.6	Abanico	Toba	2.39	0.52	2.36	1.18
937	010513-1	6301039	347105	1.6	0.0	3.2	Abanico	Toba	2.39	0.33		
938	010513-1	6301039	347105	1.3	1.0	2.6	Abanico	Toba	2.39	0.49	2.60	1.30
939	010513-2	6304743	342055	0.8	0.5	2.0	Abanico	Toba	2.30	0.29	4.00	1.60
940	010513-2	6304743	342055	0.7	0.1	1.9	Abanico	Toba	2.30	0.19	19.00	7.00
941	010513-2	6304743	342055	0.7	0.0	2.4	Abanico	Toba	2.30	0.20		
942	010513-2	6304777	342028	0.6	0.0	2.0	Abanico	Toba	2.30	0.17		
943	010513-2	6304777	342028	0.6	0.3	2.0	Abanico	Toba	2.30	0.23	6.67	2.00
951	020513-1	6243810	347580	1.4	0.9	3.2	Abanico	Andesita	2.47	0.53	3.56	1.56
952	020513-1	6243813	347578	1.3	0.7	3.8	Abanico	Andesita	2.47	0.52	5.43	1.86
953	020513-1	6243814	347595	1.4	1.3	3.9	Abanico	Andesita	2.47	0.67	3.00	1.08
954	020513-1	6243816	347606	1.1	0.9	2.9	Abanico	Andesita	2.47	0.49	3.22	1.22
994	160513-1	6312953	365472	1.2	0.6	4.4	Abanico	Andesita	2.65	0.56	7.33	2.00
995	160513-1	6312939	365467	1.8	0.3	6.1	Abanico	Andesita	2.65	0.66	20.33	6.00
996	160513-1	6312944	365459	1.3	1.1	4.3	Abanico	Andesita	2.65	0.69	3.91	1.18
997	160513-1	6312947	365460	1.3	1.0	4.4	Abanico	Andesita	2.65	0.67	4.40	1.30
998	160513-1	6312958	365468	1.5	1.4	3.6	Abanico	Andesita	2.65	0.74	2.57	1.07
999	160513-2	6312505	364657	1.7	1.4	6.7	Abanico	Andesita	2.65	0.97	4.79	1.21
1000	160513-2	6312505	364657	1.7	2.3	6.1	Abanico	Andesita	2.65	1.15	2.65	0.74
1001	160513-2	6312507	364636	1.9	1.4	4.9	Abanico	Andesita	2.65	0.86	3.50	1.36
1002	170513-1	6326954	350757	1.8	0.5	1.7	Abanico	Andesita	2.65	0.41	3.40	3.60
1003	170513-1	6326944	350744	1.7	0.0	3.0	Abanico	Andesita	2.65	0.36		
1004	170513-1	6326973	350723	1.0	0.4	3.0	Abanico	Andesita	2.65	0.40	7.50	2.50
1005	170513-1	6326941	350760	1.7	1.0	1.9	Abanico	Andesita	2.65	0.54	1.90	1.70
1006	170513-1	6326924	350767	0.7	0.1	2.4	Abanico	Andesita	2.65	0.25	24.00	7.00
1007	170513-1	6326932	350773	1.1	0.1	3.3	Abanico	Andesita	2.65	0.35	33.00	11.00

Tabla Anexo 8: Coordenadas (UTM, WGS84, 19S), Litología, Densidad, RHP y razones Th/U y K/U para la Formación Abanico.

Id	Punto	UTM N	UTM E	K[%]	U[ppm]	Th[ppm]	Formación	Litología	ρ[g/cm³]	RHP[uW/m³]	Th/U	K/U
487	150113-1	6318909	374299	2.2	2.8	10.1	Farellones	Toba	2.64	1.59	3.61	0.79
488	150113-1	6318914	374287	1.3	2.4	12	Farellones	Toba	2.64	1.53	5.00	0.54
489	150113-1	6318896	374292	2	2.9	12.6	Farellones	Toba	2.64	1.76	4.34	0.69
490	150113-1	6318862	374281	2	2.6	9.5	Farellones	Toba	2.64	1.48	3.65	0.77
491	150113-1	6318851	374285	3.1	2.1	12.2	Farellones	Toba	2.64	1.63	5.81	1.48
492	150113-2	6317195	374189	2.7	2.8	7.5	Farellones	Toba	2.64	1.46	2.68	0.96
493	150113-2	6317195	374189	2.6	1.4	9.2	Farellones	Toba	2.64	1.21	6.57	1.86
494	150113-2	6317202	374195	2.5	2	10.1	Farellones	Toba	2.64	1.41	5.05	1.25
495	150113-3	6314558	373561	2	0.9	8.1	Farellones	Toba	2.64	0.96	9.00	2.22
496	150113-3	6314533	373540	2.5	1.8	7.2	Farellones	Toba	2.64	1.17	4.00	1.39
497	150113-3	6314536	373547	1.8	1.2	7.4	Farellones	Toba	2.64	0.97	6.17	1.50
498	150113-4	6311511	373279	1.8	1.1	6.1	Farellones	Toba	2.51	0.81	5.55	1.64
499	150113-4	6311518	373298	1.6	1.8	3.7	Farellones	Toba	2.51	0.81	2.06	0.89
500	150113-4	6311514	373297	1.6	1.2	3.8	Farellones	Toba	2.51	0.67	3.17	1.33
501	150113-4	6311548	373296	1.7	1.5	4.6	Farellones	Toba	2.51	0.80	3.07	1.13
502	150113-4	6311538	373300	1.6	0.9	4.4	Farellones	Toba	2.51	0.64	4.89	1.78
503	150113-4	6311466	373316	3.1	2.5	10.1	Farellones	Toba	2.51	1.52	4.04	1.24
504	150113-4	6311494	373298	2.9	2.3	10.1	Farellones	Toba	2.51	1.45	4.39	1.26
1178	271014-1	6265588	380553	3.9	1.9	10.9	Far (C d M)	Toba	2.51	1.50	5.74	2.05
1179	271014-1	6265588	380553	3.9	0.6	11.4	Far (C d M)	Toba	2.51	1.22	19.00	6.50
1180	271014-1	6265588	380553	3.8	1.8	8.5	Far (C d M)	Toba	2.51	1.31	4.72	2.11
1181	271014-1	6265588	380553	4	2.9	8.2	Far (C d M)	Toba	2.51	1.57	2.83	1.38
1182	271014-1	6265588	380553	3.5	2	9.2	Far (C d M)	Toba	2.51	1.38	4.60	1.75
1183	271014-1	6265588	380553	2.4	2.5	8.2	Far (C d M)	Toba	2.51	1.34	3.28	0.96
1184	271014-1	6265588	380553	3.2	2.5	9.4	Far (C d M)	Toba	2.51	1.48	3.76	1.28
1185	271014-1	6265588	380553	3.6	2.4	8.1	Far (C d M)	Toba	2.51	1.41	3.38	1.50
1186	271014-1	6265588	380553	3.5	2	8.7	Far (C d M)	Toba	2.51	1.35	4.35	1.75
1187	271014-1	6265588	380553	3.4	1.2	9.5	Far (C d M)	Toba	2.51	1.20	7.92	2.83

1188	271014-1	6265588	380553	3.2	2.1	7.8	Far (C d M)	Toba	2.51	1.29	3.71	1.52
1189	271014-1	6265588	380553	3.4	1.3	10.1	Far (C d M)	Toba	2.51	1.26	7.77	2.62
1190	271014-1	6265588	380553	3.7	1.8	8.9	Far (C d M)	Toba	2.51	1.33	4.94	2.06
1191	271014-1	6265588	380553	3.7	2.1	8.5	Far (C d M)	Toba	2.51	1.37	4.05	1.76
1192	271014-1	6265588	380553	2.9	2	7.1	Far (C d M)	Toba	2.51	1.19	3.55	1.45
1193	271014-1	6265588	380553	3.1	2.4	8.9	Far (C d M)	Toba	2.51	1.42	3.71	1.29
1194	271014-1	6265588	380553	3.3	2.6	6.1	Far (C d M)	Toba	2.51	1.30	2.35	1.27
1195	271014-1	6265588	380553	3.1	2.5	6.3	Far (C d M)	Toba	2.51	1.28	2.52	1.24
1196	271014-1	6265588	380553	2.9	1.3	6.9	Far (C d M)	Toba	2.51	1.01	5.31	2.23
1197	271014-1	6265588	380553	3.4	1.3	8.7	Far (C d M)	Toba	2.51	1.17	6.69	2.62
1198	271014-1	6265588	380553	3.6	2.6	7.9	Far (C d M)	Toba	2.51	1.45	3.04	1.38
1199	271014-1	6265588	380553	3.2	2.3	10	Far (C d M)	Toba	2.51	1.47	4.35	1.39

Tabla Anexo 9: Coordenadas (UTM, WGS84, 19S), Litología, Densidad, RHP y razones Th/U y K/U para la Formación Farellones.

Id	Punto	UTM N	UTM E	K[%]	U[ppm]	Th[ppm]	Litología	unidad	ρ[g/cm³]	RHP[uW/m³]	Th/U	K/U
1114	231014-1	6304385	286532	2.3	0.8	10.1	Granito	Jr (Zapata)	2.7	1.12	12.63	2.88
1115	231014-1	6304385	286532	2.8	2	17.9	Granito	Jr (Zapata)	2.7	2.01	8.95	1.40
1115	231014-1	6304385	286532	2.2	0.9	15.9	Granito	Jr (Zapata)	2.7	1.54	17.67	2.44
1116	231014-1	6302896	289448	2.4	2.1	12.7	Granito	Jr (Zapata)	2.7	1.64	6.05	1.14
1117	231014-1	6302896	289448	2.9	4.4	14.2	Granito	Jr (Zapata)	2.7	2.38	3.23	0.66
1118	231014-1	6302896	289448	2.5	4	14.4	Granito	Jr (Zapata)	2.7	2.26	3.60	0.63
1119	231014-1	6302896	289513	2.9	2.6	14	Granito	Jr (Zapata)	2.7	1.91	5.38	1.12
1120	231014-1	6302896	289513	2.5	3.8	15.6	Granito	Jr (Zapata)	2.7	2.29	4.11	0.66
1121	231014-1	6302896	289513	2.8	2.9	14.5	Granito	Jr (Zapata)	2.7	2.01	5.00	0.97
1122	231014-1	6302896	289513	2.5	3.7	13.5	Granito	Jr (Zapata)	2.7	2.12	3.65	0.68
1123	231014-1	6302896	289513	2.5	3	17.5	Granito	Jr (Zapata)	2.7	2.22	5.83	0.83
1124	231014-1	6303136	288677	3	3.8	19	Granito	Jr (Zapata)	2.7	2.57	5.00	0.79
1125	231014-1	6303136	288677	2.6	1.4	12.2	Granito	Jr (Zapata)	2.7	1.45	8.71	1.86
1126	231014-1	6304004	286917	1.8	3.8	13.8	Granito	Jr (Zapata)	2.7	2.10	3.63	0.47
1127	231014-1	6304004	286917	2.4	3.7	17.3	Granito	Jr (Zapata)	2.7	2.37	4.68	0.65
1128	231014-1	6304004	286917	2.5	2.9	13.1	Granito	Jr (Zapata)	2.7	1.89	4.52	0.86
1130	231014-1	6302089	291119	2.8	1.4	17.3	Granito	Jr (Zapata)	2.7	1.82	12.36	2.00
1131	231014-1	6302089	291119	2.7	3.4	13.6	Granito	Jr (Zapata)	2.7	2.07	4.00	0.79
1132	231014-1	6302089	291119	2.9	1.5	14.9	Granito	Jr (Zapata)	2.7	1.69	9.93	1.93
1133	231014-1	6302089	291119	3	2.4	15.5	Granito	Jr (Zapata)	2.7	1.97	6.46	1.25
1134	231014-1	6302089	291119	2.4	2.1	11.5	Granito	Jr (Zapata)	2.7	1.56	5.48	1.14
1135	231014-1	6301860	291431	2.9	4	15.5	Granito	Jr (Zapata)	2.7	2.37	3.88	0.73
1136	231014-1	6301860	291431	3	3.3	15.9	Granito	Jr (Zapata)	2.7	2.23	4.82	0.91
1137	231014-1	6301860	291431	3	4	17.2	Granito	Jr (Zapata)	2.7	2.50	4.30	0.75
1138	231014-1	6301860	291431	2.7	2.8	13.7	Granito	Jr (Zapata)	2.7	1.92	4.89	0.96
1139	231014-1	6301860	291431	2.7	3.3	16.8	Granito	Jr (Zapata)	2.7	2.26	5.09	0.82
1140	231014-1	6301860	291431	2.9	2.9	16	Granito	Jr (Zapata)	2.7	2.12	5.52	1.00
1141	231014-1	6301860	291431	2.8	4.2	16.1	Granito	Jr (Zapata)	2.7	2.46	3.83	0.67
1142	231014-1	6301860	291431	2.6	2.2	14	Granito	Jr (Zapata)	2.7	1.78	6.36	1.18

Tabla Anexo 10: Coordenadas (UTM, WGS84, 19S), Litología, Densidad, RHP y razones Th/U y K/U para el intrusivo Jurásico.

Id	Punto	UTM N	UTM E	K[%]	U[ppm]	Th[ppm]	Intrusivo	Litología	ρ[g/cm³]	RHP[uW/m³]	Th/U	K/U
534	170113-1	6320206	320775	2.9	1.6	6.3	Cretácico	Granitoide	2.65	1.10	3.94	1.81
535	170113-1	6320226	320763	2.8	1.5	7.5	Cretácico	Granitoide	2.65	1.15	5.00	1.87
536	170113-1	6320225	320773	3	1.8	9	Cretácico	Granitoide	2.65	1.34	5.00	1.67
537	170113-1	6320226	320767	3.2	1.3	7.5	Cretácico	Granitoide	2.65	1.13	5.77	2.46
538	170113-1	6320253	320797	2.9	1.2	7.1	Cretácico	Granitoide	2.65	1.05	5.92	2.42
550	180113-1	6339057	313437	1.8	2,0	2.4	Cretácico	Diorita	2.65	0.83	1.20	0.90
551	180113-1	6339057	313437	1.8	1,0	3.8	Cretácico	Diorita	2.65	0.68	3.80	1.80
552	180113-1	6338993	313424	3.9	1,0	7.9	Cretácico	Diorita	2.65	1.15	7.90	3.90
553	180113-1	6339265	313588	3.5	1.8	7.4	Cretácico	Diorita	2.65	1.28	4.11	1.94
554	180113-1	6339267	313584	3.5	1.7	9.2	Cretácico	Diorita	2.65	1.38	5.41	2.06
555	180113-1	6339281	313570	3.4	1.1	7.8	Cretácico	Diorita	2.65	1.12	7.09	3.09
556	180113-1	6339293	313561	3.8	3,0	8.2	Cretácico	Diorita	2.65	1.66	2.73	1.27
833	250413-1	6286575	328515	2.6	1.9	10.5	Cretácico	Granito	2.55	1.38	5.53	1.37
834	250413-1	6286587	328525	2.4	1.7	8.8	Cretácico	Granito	2.55	1.20	5.18	1.41
835	250413-1	6286583	328525	2.3	2.2	8.7	Cretácico	Granito	2.55	1.31	3.95	1.05
836	250413-1	6286574	328526	2.3	2.1	9.5	Cretácico	Granito	2.55	1.34	4.52	1.10
837	250413-1	6286561	328523	2.4	1.7	8.9	Cretácico	Granito	2.55	1.21	5.24	1.41
849	250413-4	6287192	320828	2.5	1.4	6.5	Cretácico	Granito	2.77	1.07	4.64	1.79
850	250413-4	6287182	320829	2.5	2.3	3.4	Cretácico	Granito	2.77	1.09	1.48	1.09
851	250413-4	6287166	320787	2.2	1.4	4.7	Cretácico	Granito	2.77	0.91	3.36	1.57
852	250413-4	6287168	320778	2.3	1.2	4.8	Cretácico	Granito	2.77	0.88	4.00	1.92
853	250413-4	6287163	320795	2.2	1.1	4.7	Cretácico	Granito	2.77	0.83	4.27	2.00
873	260413-3	6270234	329568	5.2	4.8	19	Cretácico	Granito	2.77	3.11	4.27	1.08
874	260413-3	6270244	329569	3.7	4.8	16.3	Cretácico	Granito	2.77	2.78	4.27	0.77
875	260413-3	6270243	329569	4.3	4,0	17.9	Cretácico	Granito	2.77	2.74	4.27	1.08
876	260413-3	6270240	329579	6	3.7	19.3	Cretácico	Granito	2.77	2.92	4.27	1.62
924	300413-2	6298019	313199	1.8	1.6	5.8	Cretácico	Granito	2.65	0.96	4.27	1.13
925	300413-2	6298029	313202	1.5	1.7	5.9	Cretácico	Granito	2.65	0.97	4.27	0.88

926	300413-2	6298031	313201	1.6	1.2	6.9	Cretácico	Granito	2.65	0.92	4.27	1.33
927	300413-2	6298023	313207	1.6	1.9	5.6	Cretácico	Granito	2.65	1.01	4.27	0.84
928	300413-2	6298025	313195	2.1	1.2	6.5	Cretácico	Granito	2.65	0.94	4.27	1.75
955	020513-2A	6246406	340264	4.5	3.3	11.6	Cretácico	Tonalita	2.45	1.88	4.27	1.36
956	020513-2A	6246400	340283	5.2	4.8	15.2	Cretácico	Tonalita	2.45	2.52	4.27	1.08
957	020513-2A	6246408	340269	6.1	5,0	23.2	Cretácico	Tonalita	2.45	3.15	4.27	1.22
958	020513-2A	6246409	340275	5	6.8	18.2	Cretácico	Tonalita	2.45	3.16	4.27	0.74
983	030513-4	6345887	312923	2.8	1.5	13.7	Cretácico	Tonalita	2.62	1.55	4.27	1.87
984	030513-4	6345887	312923	3	3.5	11	Cretácico	Tonalita	2.62	1.88	4.27	0.86
985	030513-4	6345887	312923	2.7	1.5	13.4	Cretácico	Tonalita	2.62	1.52	4.27	1.80
986	030513-4	6345883	312931	3	2.5	14.5	Cretácico	Tonalita	2.62	1.87	4.27	1.20
987	030513-4	6345818	313094	2.2	1.1	11.1	Cretácico	Tonalita	2.62	1.22	4.27	2.00
988	030513-4	6345892	313013	2.7	1.8	12.2	Cretácico	Tonalita	2.62	1.51	4.27	1.50
1091	251014-3	6249364	317211	4.5	1.4	12.1	Kr	Granodiorita	2.64	1.58	4.27	3.21
1092	251014-3	6249364	317211	5.4	3.1	14.8	Kr	Granodiorita	2.64	2.28	4.27	1.74
1093	251014-3	6249364	317211	4.8	2.8	12.8	Kr	Granodiorita	2.64	2.01	4.27	1.71
1094	251014-3	6249364	317211	4.7	1.2	14.1	Kr	Granodiorita	2.64	1.69	4.27	3.92
1095	251014-3	6249364	317211	4.9	2.7	12.4	Kr	Granodiorita	2.64	1.97	4.27	1.81

Tabla Anexo 11: Coordenadas (UTM, WGS84, 19S), Litología, Densidad, RHP y razones Th/U y K/U para el intrusivo Cretácico.

Id	Punto	UTM N	UTM E	K[%]	U[ppm]	Th[ppm]	Intrusivo	Litología	ρ[g/cm³]	RHP[uW/m³]	Th/U	K/U
590	040413-1	6303459	361567	0.6	0.0	1.7	Oligoceno	revisar	2.60	0.17		
591	040413-1	6303459	361567	1.2	0.5	4.3	Oligoceno	revisar	2.60	0.52	8.60	2.40
592	040413-1	6303459	361567	0.8	0.5	2.0	Oligoceno	revisar	2.60	0.33	4.00	1.60
593	040413-1	6303459	361567	0.7	0.2	3.3	Oligoceno	revisar	2.60	0.33	16.50	3.50
765	170413-2	6301150	348594	0.7	0.1	2.3	Oligoceno	Andesita	2.49	0.23	23.00	7.00
766	170413-2	6301150	348594	0.9	0.3	1.3	Oligoceno	Andesita	2.49	0.23	4.33	3.00
767	170413-2	6301150	348594	1.1	0.3	2.3	Oligoceno	Andesita	2.49	0.31	7.67	3.67
768	170413-2	6301150	348594	0.8	0.7	1.3	Oligoceno	Andesita	2.49	0.32	1.86	1.14
770	170413-4	6298895	347426	1.2	0.4	2.6	Oligoceno	Andesita	2.71	0.40	6.50	3.00
771	170413-4	6298895	347426	0.7	0.4	4.7	Oligoceno	Andesita	2.71	0.49	11.75	1.75
772	170413-4	6298895	347426	0.8	1	3	Oligoceno	Andesita	2.71	0.54	3.00	0.80
774	170413-4	6298895	347426	1	0.8	2.4	Oligoceno	Andesita	2.71	0.47	3.00	1.25
775	170413-4	6298895	347426	1.5	0.5	2.8	Oligoceno	Andesita	2.71	0.46	5.60	3.00
776	170413-5	6298701	347232	1	0.5	1.6	Oligoceno	Andesita	2.71	0.33	3.20	2.00
777	170413-5	6298701	347232	0.8	0.4	1	Oligoceno	Andesita	2.71	0.25	2.50	2.00
778	170413-5	6298701	347232	0.9	0.2	1	Oligoceno	Andesita	2.71	0.21	5.00	4.50
779	170413-5	6298701	347232	0.9	0	1.1	Oligoceno	Andesita	2.71	0.16		
944	010513-3A	6303464	338610	1	0.2	1.9	Oligoceno	Dacita	2.60	0.27	9.50	5.00
945	010513-3A	6303460	338609	0.9	0.6	2.9	Oligoceno	Dacita	2.60	0.42	4.83	1.50
946	010513-3A	6303456	338606	0.9	0.4	1.5	Oligoceno	Dacita	2.60	0.28	3.75	2.25
1222	241014-1	6312940	346263	2.1	2.3	11.2	Oli (chicureo)	Hipabisal	2.60	1.50	4.87	0.91
1223	241014-1	6312940	346263	2.6	1.6	14.6	Oli (chicureo)	Hipabisal	2.60	1.60	9.13	1.63
1224	241014-1	6312940	346263	2.3	2.6	10	Oli (chicureo)	Hipabisal	2.60	1.52	3.85	0.88
1225	241014-1	6312940	346263	2.5	1.6	12	Oli (chicureo)	Hipabisal	2.60	1.42	7.50	1.56
1226	241014-1	6312940	346263	2.9	2.6	14.5	Oli (chicureo)	Hipabisal	2.60	1.87	5.58	1.12
1227	241014-1	6312940	346263	2.2	1.1	16.3	Oli (chicureo)	Hipabisal	2.60	1.56	14.82	2.00
1228	241014-1	6312940	346263	2	2.2	14.4	Oli (chicureo)	Hipabisal	2.60	1.68	6.55	0.91
1229	241014-1	6312940	346263	2.1	2.7	12	Oli (chicureo)	Hipabisal	2.60	1.66	4.44	0.78

1230	241014-1	6312940	346263	1.6	1.9	11.7	Oli (chicureo)	Hipabisal	2.60	1.39	6.16	0.84
1231	241014-1	6312940	346263	2.3	2.2	12.6	Oli (chicureo)	Hipabisal	2.60	1.59	5.73	1.05
1232	241014-1	6312940	346263	2.2	3	11.1	Oli (chicureo)	Hipabisal	2.60	1.68	3.70	0.73
1233	241014-1	6312940	346263	2.2	2.5	14.4	Oli (chicureo)	Hipabisal	2.60	1.78	5.76	0.88
1234	241014-1	6312940	346263	2.2	3.1	11.8	Oli (chicureo)	Hipabisal	2.60	1.75	3.81	0.71
1235	241014-1	6312940	346263	2.1	2.8	10.9	Oli (chicureo)	Hipabisal	2.60	1.61	3.89	0.75
1236	241014-1	6312940	346263	2.5	1.2	14.7	Oli (chicureo)	Hipabisal	2.60	1.50	12.25	2.08
1237	240615-1	6301152	348594	0.6	0.3	2.8	Oli (sc)	Hipabisal	2.60	0.31	9.33	2.00
1238	240615-1	6301152	348594	0.7	0	3.2	Oli (sc)	Hipabisal	2.60	0.28		
1239	240615-1	6301152	348594	0.8	0	2.4	Oli (sc)	Hipabisal	2.60	0.23		
1240	240615-1	6301152	348594	0.6	0.8	1.1	Oli (sc)	Hipabisal	2.60	0.33	1.38	0.75
1241	240615-1	6301152	348594	0.6	0	2.7	Oli (sc)	Hipabisal	2.60	0.23		
1242	240615-1	6301152	348594	0.6	0.3	1.6	Oli (sc)	Hipabisal	2.60	0.24	5.33	2.00
1243	240615-1	6301152	348594	0.6	0.4	0.7	Oli (sc)	Hipabisal	2.60	0.20	1.75	1.50
1244	240615-1	6301152	348594	0.6	0.2	2.5	Oli (sc)	Hipabisal	2.60	0.27	12.50	3.00
1245	240615-1	6301152	348594	0.7	0	1	Oli (sc)	Hipabisal	2.60	0.13		
1246	240615-1	6301152	348594	0.7	0	1.7	Oli (sc)	Hipabisal	2.60	0.18		
1247	240615-1	6298728	347209	1	0.4	2.3	Oli (sl)	Hipabisal	2.60	0.34	5.75	2.50
1248	240615-1	6298728	347209	1.4	1.2	3.4	Oli (sl)	Hipabisal	2.60	0.65	2.83	1.17
1249	240615-1	6298728	347209	1.1	0.6	1.7	Oli (sl)	Hipabisal	2.60	0.36	2.83	1.83
1250	240615-1	6298728	347209	1.4	0.2	4.6	Oli (sl)	Hipabisal	2.60	0.48	23.00	7.00
1251	240615-1	6298728	347209	1.1	1.1	2.3	Oli (sl)	Hipabisal	2.60	0.52	2.09	1.00
1252	240615-1	6298728	347209	1.2	0.3	2.9	Oli (sl)	Hipabisal	2.60	0.38	9.67	4.00
1253	240615-1	6298728	347209	1.2	0.3	3.8	Oli (sl)	Hipabisal	2.60	0.44	12.67	4.00
1254	240615-1	6298728	347209	0.9	0.7	1.4	Oli (sl)	Hipabisal	2.60	0.35	2.00	1.29
1255	240615-1	6298728	347209	1.3	1	1.7	Oli (sl)	Hipabisal	2.60	0.48	1.70	1.30
1256	240615-1	6298728	347209	1	0	3.1	Oli (sl)	Hipabisal	2.60	0.30		

Tabla Anexo 12: Coordenadas (UTM, WGS84, 19S), Litología, Densidad, RHP y razones Th/U y K/U para el intrusivo Oligoceno.

Id	Punto	UTM N	UTM E	K[%]	U[ppm]	Th[ppm]	Intrusivo	Litología	ρ[g/cm³]	RHP[uW/m³]	Th/U	K/U
468	100113-3	6279202	358823	3.6	3.6	13.7	Mioceno	Granodiorita	2.59	2.12	3.81	1.00
469	100113-3	6279218	358819	3.6	3.4	12.6	Mioceno	Granodiorita	2.59	2.00	3.71	1.06
470	100113-3	6279213	358816	3.8	4	13.9	Mioceno	Granodiorita	2.59	2.25	3.48	0.95
471	100113-3	6279217	358813	3.7	4.1	13.6	Mioceno	Granodiorita	2.59	2.25	3.32	0.90
-	211014-1	6261478	386561	3.2	9.3	17.4	Mio (Sn. Gb)	Granodiorita	2.59	3.74	1.87	0.34
-	211014-1	6261478	386561	3.6	7.3	17.5	Mio (Sn. Gb)	Granodiorita	2.59	3.29	2.40	0.49
-	211014-1	6261472	386555	4.1	6.9	20.9	Mio (Sn. Gb)	Granodiorita	2.59	3.46	3.03	0.59
-	211014-1	6261472	386555	4.5	6.8	18	Mio (Sn. Gb)	Granodiorita	2.59	3.28	2.65	0.66
-	211014-1	6261488	386538	3.8	5.7	18.8	Mio (Sn. Gb)	Granodiorita	2.59	3.00	3.30	0.67
-	211014-1	6261488	386538	3.3	4.2	16	Mio (Sn. Gb)	Granodiorita	2.59	2.40	3.81	0.79
-	211014-1	6261513	386503	3.6	4.3	18.1	Mio (Sn. Gb)	Granodiorita	2.59	2.59	4.21	0.84
-	211014-1	6261513	386503	3.5	4.6	19	Mio (Sn. Gb)	Granodiorita	2.59	2.71	4.13	0.76
-	211014-1	6261523	386473	3.8	5.2	16.2	Mio (Sn. Gb)	Granodiorita	2.59	2.70	3.12	0.73
-	211014-1	6261523	386473	3.5	4.5	18.1	Mio (Sn. Gb)	Granodiorita	2.59	2.63	4.02	0.78
-	211014-1	6261544	386460	3	4.3	15.8	Mio (Sn. Gb)	Granodiorita	2.59	2.38	3.67	0.70
-	211014-1	6261544	386460	2.8	5.5	12.9	Mio (Sn. Gb)	Granodiorita	2.59	2.47	2.35	0.51
-	211014-1	6261490	386852	2.9	4.2	13.8	Mio (Sn. Gb)	Granodiorita	2.59	2.22	3.29	0.69
-	211014-1	6261490	386852	2.7	5.5	15.1	Mio (Sn. Gb)	Granodiorita	2.59	2.61	2.75	0.49
-	211014-1	6261491	386904	3.1	5.3	17.8	Mio (Sn. Gb)	Granodiorita	2.59	2.77	3.36	0.58
-	211014-1	6261491	386904	3.3	5.1	15.5	Mio (Sn. Gb)	Granodiorita	2.59	2.59	3.04	0.65
-	211014-1	6261434	386868	2.8	4.1	15	Mio (Sn. Gb)	Granodiorita	2.59	2.26	3.66	0.68
-	211014-1	6261434	386868	2.9	2.6	17.3	Mio (Sn. Gb)	Granodiorita	2.59	2.05	6.65	1.12
-	211014-1	6261434	386868	3.4	4.7	17.5	Mio (Sn. Gb)	Granodiorita	2.59	2.63	3.72	0.72
1162	271014-3	6279197	358820	3.4	3.3	16.6	Mio (Pirque)	Granodiorita	2.59	2.22	5.03	1.03
1163	271014-3	6279197	358820	3.8	3.6	14.9	Mio (Pirque)	Granodiorita	2.59	2.22	4.14	1.06
1164	271014-3	6279197	358820	3.5	3.5	14.5	Mio (Pirque)	Granodiorita	2.59	2.14	4.14	1.00
1165	271014-3	6279197	358820	4	4	15.4	Mio (Pirque)	Granodiorita	2.59	2.37	3.85	1.00
1166	271014-3	6279197	358820	3.4	3	13.3	Mio (Pirque)	Granodiorita	2.59	1.93	4.43	1.13

1167	271014-3	6279197	358820	4	3.9	13.4	Mio (Pirque)	Granodiorita	2.59	2.21	3.44	1.03
1168	271014-3	6279197	358820	3.4	4.6	13.3	Mio (Pirque)	Granodiorita	2.59	2.33	2.89	0.74
1169	271014-3	6279197	358820	4	3.7	13	Mio (Pirque)	Granodiorita	2.59	2.14	3.51	1.08
1170	271014-3	6279197	358820	4.4	3.7	16.4	Mio (Pirque)	Granodiorita	2.59	2.40	4.43	1.19
1171	271014-3	6279197	358820	4.2	4.1	16.3	Mio (Pirque)	Granodiorita	2.59	2.47	3.98	1.02
1172	271014-3	6279197	358820	3.7	2.6	14	Mio (Pirque)	Granodiorita	2.59	1.91	5.38	1.42
1173	271014-3	6279197	358820	3.5	3.7	15.7	Mio (Pirque)	Granodiorita	2.59	2.27	4.24	0.95
1174	271014-3	6279197	358820	3.8	3.4	17.5	Mio (Pirque)	Granodiorita	2.59	2.35	5.15	1.12
1175	271014-3	6279197	358820	4.4	4	14.7	Mio (Pirque)	Granodiorita	2.59	2.36	3.68	1.10
1176	271014-3	6279197	358820	4	2.8	15.7	Mio (Pirque)	Granodiorita	2.59	2.10	5.61	1.43
1177	271014-3	6279197	358820	3.5	3.2	14	Mio (Pirque)	Granodiorita	2.59	2.04	4.38	1.09
1178	271014-3	6279197	358820	3.2	3.7	11.3	Mio (Pirque)	Granodiorita	2.59	1.95	3.05	0.86

Tabla Anexo 13: Coordenadas (UTM, WGS84, 19S), Litología, Densidad, RHP y razones Th/U y K/U para el intrusivo Mioceno.

Id	UTME	UTMN	Tipo	k	Subtipo	Fábrica	Fn_1	Alt_Fn_1	Fn_1_%	Amig	Amig_%	Ves	Ves_%	AMS	Tipo
VG_191212_LL O-1	6298565	330116	Andesita	2,279	Anfíbol	Isótropa	Plagioc.	Si	15	Si	3	Si	1	Si	Arc y Zeo
VG_231012_PI -2	6275590	348881	Toba de Lapilli	1,601	-	Isótropa	Plagioc.	No	5	No	-	No	-	Si	Chl
VG_201212_L B-1	6318268	328757	Andesita Porfídica	1,709	-	Isótropa	Plagioc.	No	2	Si	7	Si	2	Si	Ox Fe
VG_191212_C LP1	6294728	320386		4,239		Isótropa									
VG_201212_2 B-3	6320947	329358	Lava	1,874		Isótropa									
VG_251012_L A-2	6252451	325809	Toba	2,513	-	Isótropa	Plagioc.	Si	5	No	-	No	-	Si	Ep y Arc
VG_231012_PI -1	6279518	359800	Granito	3,006	Anfíbol	Isótropa	Feld K	No	20	No	-	No	-	-	
VG_221012_C M-3	6281913	361721	Granodiorita	2,838	Anfíbol	Isótropa	Cuarzo	No	40	No	-	No	-	-	
NP_250413_2	6288859	323046	Andesita Afanítica	2,404	Anfíbol	Isótropa	Plagioc.	Si	2	Si	2	Si	3	Si	Arc y Ep
NP_110113_1	6313279	346083	Toba	1,878		Isótropa									
NP_100113_1	6284158	374664	Toba Lítica	2,065	-	Isótropa	Plagioc.	No	2	Si	15	No	-	Si	Arc
NP1912-2	6266270	315585	Arenisca fina a gruesa	1,446		Isótropa									
NP_170113_3	6333806	314130	Andesita	2,698	Anfíbol	Isótropa	Plagioc.	Si	10	No	-	No	-	Si	Arc y Ep
NP_020513_2 B	6246414	340259	Andesita	2,025	Anfíbol	Isótropa	Plagioc.	No	30	No	-	No	-	Si	Chl
NP_080113_1	6290695	386468	Toba Lítica	2,127	-	Isótropa	Plagioc.	No	5	Si	10	No	-	Si	Ox Fe
NP_030513_2	6340941	305745	Andesita	2,518	-	Isótropa	Plagioc.	No	10	No	-	No	-	Si	Sil y Ep
NP_161112_2	6286739	379613	Arenisca fina a gruesa	1,354	-	Isótropa	Polimíctico	-	-	No	-	No	-	Si	Ox Fe
NP_260413_4	6266263	315593	Basalto-Andesita	2,485	Anfíbol	Isótropa	Plagioc.	-	3	Si	5	No	-	No	
NP_161112_1	6286739	379613	Toba de Lapilli	1,876	-	Isótropa	Plagioc.	No	5	No	-	No	-	Si	Ox Fe y Arc
NP_290413_1	6271535	339846	Andesita	2,113	Anfíbol	Isótropa	Plagioc.	No	40	No	-	No	-	No	

NP_190413_3	6340980	343063	Andesita	1,628	Anfíbol	Isótropa	Cuarzo	No	20	No	-	No	-	Si	Arc y Ox Fe
NP_150113_4	6311511	373279	Andesita	2,012	Anfíbol	Isótropa	Anfíbol	No	7	No	-	No	-	Si	Arc y Chl
NP_151112_3	6250192	345020	Andesita Afanítica	1,715	Anfíbol	Isótropa	-	No	<1	No	-	No	-	Sí	Arc y Zeo
NP_020513_3	6299903	325548	Andesita	2,000		Isótropa									
NP_15082013			Toba Cristalina	2,723	Anfíbol	Isótropa	Plagioc.	No	5	No	-	No	-	Si	Arc y Chl
NP_040413_1	6303560	363315	Toba Cristalina	2,038	Anfíbol	Isótropa	Anfíbol	No	5	No	-	No	-	Si	Chl
NP_160513_1	6312953	365472	Toba de Lapilli	2,118	-	Isótropa	Plagioc.	Si	5	No	-	No	-	Si	Chl
NP_300413_2	6298019	313199	Granito	3,311	Anfíbol	Isótropa	Cuarzo	No	40	No	-	No	-	Si	Sil
NP_030513_4	6345887	312923	Tonalita	2,458	Anfíbol	Isótropa	Plagioc.	No	40	No	-	No	-	No	
NP_100113_3	6279202	358823	Granodiorita	2,746	Anfíbol	Isótropa	Cuarzo	No	50	No	-	No	-	-	
NP_030513(si)				2,589		Isótropa									
NP_260413_3	6270234	329568	Granito	2,526	Anfíbol	Isótropa	Feld K	No	50	No	-	No	-	-	
TT_03AB				1,602		Isótropa									
TT_203				2,668		Isótropa									
TT_01Jig	6089212	230493	Andesita	2,061	Anfíbol	Isótropa	Plagioc.	No	5	No	-	No	-	Si	Sil
TT_20J	6103672	249686	Toba (cris)	2,266	-	Isótropa	Plagioc.	No	10	No	-	No	-	Si	Ox Fe
TT_34AB	6071284	260008	Andesita (af)	2,070		Isótropa	-	-		No	-	No	-	No	
TT_29AB	6060617	255513		2,430	-	Isótropa	Plagioc.	No	15	No	-	No	-	Si	Sil y Arc
TT_01Jna			Andesita	2,174	Anfíbol	Isótropa	Anfíbol	No	7	No	-	No	-	Si	Arc
TT_31LP				2,983	Anfíbol	Isótropa	Plagioc.	No	20	Si	3	No	-	Si	Arc
TT_23LP	6095287	254237	Granodiorita	2,848	Biotita	Isótropa	Cuarzo	No	30	No	-	No	-	-	
TT_D013			Granito	2,850	Anfíbol	Isótropa	Feld K	No	30	No	-	No	-	-	
TT20A			Toba de Ceniza	2,668	-	Isótropa	Plagioc.	No	7	No	-	No	-	Si	Chl y Ox Fe
TT30A			Toba Lítica		-	Isótropa	Plagioc.	No	5	Si	3	No	-	Si	Chl

Tabla Anexo 14: Descripción petrográfica de las muestras estudiadas

Litología Andesítica	
Muestra	Conductividad
VG_191212_LLO-1	2,28
VG_201212_LB-1	1,71
VG_201212_2B-3	1,87
NP_250413_2	2,40
NP_170113_3	2,70
NP_020513_2B	2,02
NP_030513_2	2,52
NP_260413_4	2,49
NP_290413_1	2,11
NP_190413_3	1,63
NP_150113_4	2,01
NP_151112_3	1,71
NP_020513_3	2,00
TT_01Jig	2,06
TT_34AB	2,07
TT_01Jna	2,17
Media	2,11

Litología Tobácea	
Muestra	Conductividad
VG_231012_PI-2	1,60
VG_251012_LA-2	2,51
NP_110113_1	1,88
NP_100113_1	2,06
NP_080113_1	2,13
NP_161112_1	1,88
NP_15082013	2,72
NP_040413_1	2,04
NP_160513_1	2,12
TT_20J	2,27
TT20A	2,67
Media	2,17

Litología Granítica	
Muestra	Conductividad
VG_231012_PI-1	3,01
VG_221012_CM-3	2,84
NP_100113_3	2,75
NP_260413_3	2,53
TT_23LP	2,85
TT_D013	2,85
Media	2,80

Tabla Anexo 15: Conductividad según litología para las muestras estudiadas.