



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

**DESARROLLO DE METODOLOGÍA PARA ESTIMACIÓN DE
POTENCIAL GEOTÉRMICO EXPLOTABLE EN LA REGIÓN DEL
MAULE, ZONA VOLCÁNICA SUR, CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

DIEGO JOSÉ ARAVENA NOEMI

PROFESOR GUIA:

ALFREDO LAHSEN AZAR

MIEMBROS DE LA COMISION:

CARLOS PALACIOS MONASTERIO

GABRIEL VARGAS EASTON

SANTIAGO DE CHILE

2012

RESUMEN

El arco volcánico andino incluye más de 200 estratovolcanes y al menos 12 sistemas de calderas gigantes potencialmente activos y, en la actualidad, no existe un método estándar para determinar las reservas geotermales asociadas a sistemas volcánicos no explorados.

El área de estudio corresponde a la zona de la cordillera principal de la región del Maule, ubicada entre los 34.8° y 36.5° latitud sur, en la zona volcánica sur. El modelo magmático y estructural de la zona de estudio se presenta muy favorable a la ocurrencia de sistemas geotermales debido a la existencia de cámaras magmáticas someras y fallas formadas durante los periodos Cenozoicos de contracción, que generan la permeabilidad secundaria necesaria para el emplazamiento de estos sistemas. Los centros eruptivos se presentan como una característica de primer orden que permite localizar los sistemas geotermales e inferir distintos dominios en base a sus principales características.

En este trabajo, se clasifican y caracterizan las aguas termales de la zona de estudio y, mediante el análisis de diferentes sistemas geotermales en el mundo, se integran capas de evidencia geológica, geoquímica y geofísica. A través del método de superposición ponderada, fue posible generar un mapa de favorabilidad geotérmica. El cual permite identificar zonas con alta probabilidad de ocurrencia de sistemas geotermales.

En este trabajo se estiman volúmenes de cámaras magmáticas asociadas al volumen del edificio volcánico de cada complejo eruptivo. La estimación de volumen del edificio volcánico, se realiza mediante sistemas de información geográfica (SIG).

Tras el análisis de distintas metodologías de estimación, se decidió modificar el método de transferencia de calor magmático, implementado inicialmente por Smith y Shaw (1975) y renovada por Sanyal et al. (2002). Combinando principios de transferencia de calor conductivo y volcanología, es posible calcular la distribución de temperatura en el espacio y tiempo posterior al emplazamiento de un cuerpo magmático. Posteriormente se computa la energía potencialmente recuperable utilizando principios termodinámicos y la estimación de 3 factores de incerteza; profundidad de emplazamiento, edad de emplazamiento y temperatura inicial del magma. El análisis de los resultados obtenidos para distintos volúmenes de magma emplazado, permiten caracterizar la sensibilidad de esta metodología respecto a cada uno de los parámetros de incerteza y su correlación con el volumen de magma emplazado.

En base a los antecedentes geológicos disponibles se calculó, para la región del Maule, una reserva geotermal explotable de 1.396 MWe.

AGRADECIMIENTOS

Carlos Ramirez

Macarena Bustamante

José Iattus

I INTRODUCCIÓN	1
I.1 Estado del Arte.....	1
I.2 Propuesta de desarrollo	3
I.3 Objetivos.....	4
I.3.1 Objetivo Principal.....	4
I.3.2 Objetivos Específicos	4
I.4 Hipótesis de Trabajo.....	5
I.5 Metodología General	5
I.5.1 Recopilación e integración de bases de datos de aguas termales.....	5
I.5.2 Análisis geoquímico de aguas recopiladas.....	5
I.5.3 Recopilación y procesamiento de imágenes satelitales.....	6
I.5.4 Definición de dominios volcánicos-estructurales.....	6
I.5.5 Desarrollo de metodología de estimación.....	6
II ZONA DE ESTUDIO.....	8
II.1 Introducción.....	8
II.2 Ubicación y accesos.....	8
II.3 Marco Geológico.....	11
II.3.1 Marco geológico y tectónico regional.....	11
II.3.2 Marco geológico y tectónico de la Región del Maule.....	12
II.3.3 Centros eruptivos en la región del Maule.....	16
II.3.4 Estratigrafía.....	32
II.4 Topografía, clima e hidrografía.....	42
II.4.1 Topografía.....	42
II.4.2 Hidrografía ²	43
II.4.3 Clima.....	43
III GEOQUÍMICA DE FLUIDOS GEOTÉRMICOS.....	46

III.1 Introducción	46
III.2 Antecedentes teóricos	47
III.2.1 Consideraciones termodinámicas.....	47
III.2.2 Clasificación de constituyentes químicos	48
III.2.3 Interacción agua-roca	48
III.2.4 Clasificación de fluidos hidrotermales.....	50
III.3 Recopilación de datos y análisis de calidad	53
III.4 Clasificación Geoquímica de fluidos geotermales	55
III.4.1 Diagrama ternario de aniones mayores.....	55
III.4.2 Diagrama piper	59
III.4.3 Diagrama ternario de Cl-Li-B.....	61
III.4.4 Diagramas de dispersión.....	62
III.4.5 Diagramas Scholler	65
III.4.6 Isotopos estables	67
III.5 Geotermometria	69
III.5.1 Geotermómetros de Silice	70
III.5.2 Geotermómetros de cationes.....	74
III.6 Análisis de la geoquímica de aguas	77
III.6.1 Origen de los fluidos hidrotermales.....	77
III.6.2 Geotermometria	77
IV TERMINOLOGÍA ADECUADA Y METODOLOGÍAS PREVIAS	80
IV.1 Introducción	80
IV.2 Terminología adecuada	80
IV.3 Metodologías previas	85
IV.3.1 Flujo termal superficial	85
IV.3.2 Fractura planar (Bodvarsson, 1970; 1972; 1974)	87
IV.3.3 Transporte conductivo de calor magmático.....	89
IV.3.4 Método del Volumen.....	95
IV.3.5 Correlación entre numero de volcanes y resultados de estimaciones.....	97

V DESARROLLO DE METODOLOGÍA	99
V.1 Modelo de favorabilidad	99
V.1.1 Herramientas de análisis espacial en GIS	99
V.2 Capas de evidencia.....	102
V.2.1 Evidencia geológica	102
V.2.2 Evidencia geoquímica	107
V.2.3 Evidencia geofísica.....	111
V.2.4 Integración de capas de evidencia.....	111
V.3 Estimación de potencial	118
V.3.1 Parámetros físicos	118
V.3.2 Estimación de volumen de cámaras magmáticas.....	120
V.3.3 Simulación de Monte Carlo	124
V.3.4 Aplicación del Método de transferencia de calor magmático.....	125
V.3.5 Resultados	128
VI ANÁLISIS DE RESULTADOS	135
VI.1 Mapa de favorabilidad	135
VI.2 Parámetros de estimación	136
VI.2.1 Volumen de magma emplazado.....	136
VI.2.2 Profundidad de emplazamiento del magma	142
VI.2.3 Edad de emplazamiento	143
VI.2.4 Temperatura inicial del magma.....	143
VI.3 Estimación de potencial	144
VII CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	146
VII.1 Conclusiones	146
VII.2 Recomendaciones	148
VIII REFERENCIAS	149

Ilustración 1. Capacidad geotermal instalada en el mundo en el 2010	1
Ilustración 2. Mapa esquemático del volcanismo en Chile y las placas oceánicas del pacífico.....	2
Ilustración 3. Mapa de ubicación y accesos de la zona de estudio.....	10
Ilustración 4. Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 33°S y 36°S (Tapia 2010).....	10
Ilustración 5. (a) Segmentos mayores de los Andes y sus principales zonas volcánicas cuaternarias y procesos. (b) Geología a escala regional de los Andes Chilenos entre los 33° y 38°, Región del Maule delineada en negro. Modificada de Ramos (1999) y Cembrano et al. (2009).....	15
Ilustración 6. Mapa geológico simplificado de la caldera Calabozos. RC= Rio Colorado; VDC= Volcán descabezado Chico; CDM= Cerro del Medio; CN= Cerro Negro. Modificado de Grunder & Mahood (1988) y (Grunder, Thomson, & Hildreth, 1987).....	21
Ilustración 7. Mapa geológico (izq) y Esquemático (der) del CVDGQA. Modificado de Hildreth & Drake (1992) y Gonzalez-Ferrán (1995).	24
Ilustración 8. Mapa geológico del complejo Volcánico Tatara-San Pedro. Base topográfica del instituto geográfico militar; 1:50.000. (Singer et al, 1997).....	26
Ilustración 9. Mapa esquemático del volcán Nevado de Longaví mostrando distintas unidades. (1)Unidades recientes; principalmente flujos de lava Andesítica. (2)Andesitas del cono principal. (3)Domas andesíticos a dacíticos ubicados en la cumbre; domo central presumiblemente Holoceno. (4)Depósitos de terraza pre-Holocenos. (5)Depósitos piroclasticos Holocenos. 6- Escarpes de colapso. Curvas de nivel cada 200 m. Modificado de Sellés et al, 2004.	28
Ilustración 10. Esquema simplificado del complejo Laguna del Maule, con la ubicación de las cuatro unidades descritas en el texto. Modificado de Munizaga (1978) y Lopez y Munizaga (1983).....	30
Ilustración 11. Imagen de los factores que controlan el volcanismo en la ZVS. Entre los 33°-34°30'S existe una compresión este-oeste caracterizada por la sismicidad actual y los magmas que ascienden a través de reservorios horizontales conectados por fallas inversas antiguas y activas. Los volcanes en la zona de estudio se encuentran sobre fallas inversas antiguas y/o fallas de basamento con un rumbo N-NO que se conectan con grietas de tensión con rumbo N-NE, que servirían de canales para el ascenso de magmas. Por último al sur de los 37°S, los estratovolcanes están asociados tanto a grietas de tensión N-NE o estructuras del basamento N-NO sobre la LOFZ (Cembrano et al., 2009).	31

Ilustración 12. Columnas estratigráficas de los miembros de la formación Valle Grande. (Tapia, 2010).....	33
Ilustración 13. (a) Vista panorámica al norte del contacto de la Formación Valle Grande y Vega Negra en la ladera oeste de Valle Grande. (b) Contacto entre la Formación Vega Negra y la Unidad Debía, en la cabecera del estero homónimo. Además se observa la discordancia entre las unidades mesozoicas y los depósitos volcánicos de la Formación Loma Seca. (Tapia, 2010).....	34
Ilustración 14. Mapa geológico de la Región del Maule. Modificado de; Gonzales y Vergara, 1962; Escobar et al. 1977; Morel, 1981; Bravo, 2001; Gonzales, 2008; Mapa Geológico de Chile. Carta Geológica de Chile, Serie Geología básica N°75, SERNAGEOMIN, 2002; Benavente, 2010.....	41
Ilustración 15. Imagen tipo HillShade de la zona volcánica en la región de estudio. Se indican los principales centros eruptivos. Imagen obtenida mediante programa de sistema de información geográfica ArcGIS 9.3.....	45
Ilustración 16. Distribución de especies de Magnesio en una solución 1 (mmol/l) de MgCL ₂ . (Murray & Wade, 1996)	54
Ilustración 17. Diagrama de aniones mayores(Giggenbach W. F., 1988) para las muestras de la zona de estudio. Diagrama de clasificación generado con la planilla de cálculo LiquidAnalysis(Universidad de Stanford).	59
Ilustración 18. Diagrama PIPER de clasificación de aguas para las muestras de la zona de estudio. Diagrama obtenido de programa de análisis de aguas Aquachem 3.7	60
Ilustración 19. Diagrama ternario de Cl-Li-B(Giggenbach & Goguel, 1989) para las muestras de la zona de estudio. Los cubos grises representan la composición de litologías corticales. Diagrama de clasificación generado con la planilla de cálculo <i>Liquid Analysis</i> (Universidad de Stanford).....	62
Ilustración 20. Diagrama de dispersión de Cl-B para las muestras de la zona de estudio. Diagrama obtenido de programa de análisis de aguas Aquachem 3.7.....	64
Ilustración 21. Diagrama de dispersión de Cl-Li para las muestras de la zona de estudio.Diagrama obtenido de programa de análisis de aguas Aquachem 3.7.	65
Ilustración 22. Diagrama Scholler para las muestras de la zona de estudio..... Diagrama obtenido de programa de análisis de aguas Aquachem 3.7.....	66
Ilustración 23. Grafico de 18O versus deuterio para las muestras de la zona de estudio. En la imagen de la izquierda se observa la relación con las aguas andesíticas, magmáticas	

profundas y de mar propuestas por Giggenbach (1991). El tamaño del símbolo es proporcional a la temperatura de la manifestación. Extraído de Benavente (2010).	69
Ilustración 24. Solubilidad de varios polimorfos del sílice en el agua. A= sílice amorfa, B=ópalo-CT, C=cristobalita alfa, D=calcedonia y E=cuarzo (extraído Fournier, 1991).....	70
Ilustración 25. Geotermómetro de Na-K-Mg para las fuentes termales de la zona de estudio. Diagrama de clasificación generado con la planilla de cálculo Liquid Analysis (Universidad de Stanford).....	75
Ilustración 26. Resumen de los geotermómetros utilizados en la zona de estudio. Se tomaron en cuenta los geotermómetros de Silice corregidos por pH y los de cationes incluyendo el de Na-K-Ca corregido por Mg.....	79
Ilustración 27. Diagrama ilustrando la subdivisión lógica de recurso base, modificado de (Muffler & Cataldi, 1978).....	82
Ilustración 28. Relación entre resultados de exploración, Recursos Geotermales y Reservas Geotermales. Las reservas geotermales son estimadas del recurso geotermal mediante la aplicación de “factores modificadores” que afectan directamente la posibilidad de comercialización. Modificado de The Australian Geothermal Reporting Code Committee (2010).....	83
Ilustración 29. Diagrama McKelvey representando la terminología de recurso y reserva geotermal en el contexto de certeza geológica y viabilidad económica. En color se observa el area correspondiente al Recurso Base Accesible Útil. Modificado de Muffler y Cataldi (1978).....	84
Ilustración 30. Diagrama esquemático que ilustra el modelo de fractura planar propuesto por Bodvarsson (1974); To: Temperatura original de la roca, Tr: Temperatura de recarga de los fluidos, Tm: Temperatura mínima del fluido tras un tiempo de producción t0, d: distancia mínima entre fracturas tal que la interacción termal sea despreciable. Modificado de Muffler & Cataldi (1978).	88
Ilustración 31. Diagrama esquemático de modelo magmático genérico utilizado para estimar distribución de temperatura; L: Profundidad de emplazamiento; 2d: Arista de sección basal cuadrada; h: potencia vertical. Modificado de Sanyal et al., 2002.	92
Ilustración 32. Correlacion entre numero de volcanes activos y potencial geotermal estimado en paises y regiones seleccionadas (Stefansson, 2005).....	98
Ilustración 33. Representación grafica de cómo una serie de poligonos puede ser representada mediante un modelo raster. Extraido de ArcGIS 9.3, Desktop help.....	100

Ilustración 34. Variación de parámetros composicionales de magmas comunes, en función de la temperatura y las fracciones volumetricas de las fases (calibrado con MELTS). (a)Contenido de Sílice, (b) Contenido de H ₂ O, (c)Mg/(Mg+Fe), (d) Fracción volumétrica de fases. (Gutierrez & Parada, 2010).....	120
Ilustración 35. Izq: Perfiles topográficos de los complejos Planchón-Peteroa-Azufre, Descabezado Grande y Cerro Azul. Der: Mapa de pendientes del sector norte del cordón volcánico en la región del Maule.	123
Ilustración 36.Izq: Mapa de pendientes del sector norte del cordón volcánico en la región del Maule. Der: Perfiles topográficos de los complejos San Pedro-Tatara, Laguna del Maule, Nevado de Longaví y Lomas Blancas.....	123
Ilustración 37. Comparación de la distribución de probabilidad empírica con distintas distribuciones predefinidas. Valores de temperatura obtenidos con parámetros del CVPPA a 4 y 0 Km de profundidad y distancia horizontal respectivamente.	126
Ilustración 38. Grafico de reservas geotermales versus volumen para un cuerpo magmático de temperatura inicial entre 1000 y 1200 °C. Se comparan curvas para un cuerpo emplazado en rangos de profundidad de 3-5 y 5-7 Km de profundidad y edades de 120.000-350.000 y 350.000-550.000 años respectivamente.	¡Error! Marcador no definido.
Ilustración 40. Grafico de columnas mostrando el volumen y las reservas estimadas para cada complejo volcánico.....	138

Tabla 1. Criterio para validar resultados de análisis geoquímicos de aguas.....	54
Tabla 2. Características químicas de las aguas termales correspondientes ala Región del Maule. Las muestras cuyo código es un numero corresponden a las de Benavente (2010) y fueron tomadas del sistema hidrotermal asociado a los Complejos Volcánicos Planchón-Peteroay Descabezado Grande-Quizapu-Azul. Las muestras cuyo código es un texto corresponden a aguas del catastro de Risacher y Hauser, 2010.....	57
Tabla 3. Expresiones mas usadas para los geotermómetros de Sílice y rangos de temperatura confiables.....	71
Tabla 4. Temperaturas estimadas con los geotermómetros de sílice, corregidas por efecto de pH y sin corregir. Se considera el geotermómetro de cuarzo con máxima pérdida de vapor y el de calcedonia.....	73
Tabla 5. Geotermómetros de cationes utilizados para las aguas de la zona de estudio. Se presentan los geotermómetros de Na/K para diferentes autores y la respectiva corrección por Mg para el geotermómetro de Na-K-Ca. Las muestras sin valores corresponden a aquellas con $R > 50$ (para la corrección por Mg) y las que no alcanzan equilibrio total ni parcial (geotermómetro de Na-K-Mg).....	76
Tabla 6. Numero de volcanes activos y potencial geotermal estimado para generación eléctrica en países o regiones seleccionadas por Stefansson, 2005.....	98
Tabla 7. Centros eruptivos en la región del Maule y sus principales características.	105
Tabla 8. Propiedades estimadas de magmas más comunes a 10-4 GPa. (Haraldur Sigurdsson, 2000).....	118
Tabla 9. Estimación de volúmenes de lava eruptados por los complejos volcánicos de la zona de estudio.	122
Tabla 10. Parámetros utilizados para la estimación de reservas geotermales en cada complejo volcánico.....	129

Ecuación 1. Balance ionico.....	53
Ecuación 2. Razón isotópica.....	67
Ecuación 3. Concentraciones isotópicas.....	67
Ecuación 4. Línea Meteórica mundial (GMWL).....	68
Ecuación 5. Formula geotermométrica generalizada.....	69
Ecuación 6. concentración de $H_4SiO_4^0$ para corrección por pH.....	72
Ecuación 7. Constante de disociación.....	72
Ecuación 8. Intercambio catiónico entre feldespatos alcalinos.....	74
Ecuación 9. Factor de corrección por Mg.....	74
Ecuación 10. Energía termal conductiva.....	85
Ecuación 11. Energía termal contenida en el fluido.....	85
Ecuación 12. Poder termal natural.....	85
Ecuación 13. Energía total almacenada en el subsuelo.....	86
Ecuación 14. Razón de temperatura final.....	87
Ecuación 15. Flujo calórico desde cuerpo magmático.....	89
Ecuación 16. Calor transferido a la roca caja.....	90
Ecuación 17. Distribución espacial y temporal de temperatura.....	92
Ecuación 18. Calor específico volumétrico.....	93
Ecuación 19. Eficiencia de recuperación.....	94
Ecuación 20. Reserva por Km^2	94
Ecuación 21. Reserva total asociada a un cuerpo magmático.....	95
Ecuación 22. Energia termal del reservorio.....	96
Ecuación 23. Energia extraible desde un pozo.....	96
Ecuación 24. Factor de recuperación.....	96
Ecuación 25. Volumen de edificio volcánico.....	121

I INTRODUCCIÓN

I.1 ESTADO DEL ARTE

En la actualidad en el mundo existe una capacidad geotermal instalada de 10,7 GW (Ilustración 1), valor que es insuficiente para disminuir las altas tasas de contaminación atmosférica. La industria es, en la actualidad, muy favorable a invertir en nuevos proyectos que involucren energías limpias y el ambiente económico mundial es favorable en cuanto a incentivos y medidas de apoyo para estas iniciativas (Bertani, 2010).

Las emisiones de CO₂ de las plantas geotérmicas son menores que las emisiones de las plantas termoeléctricas; ya sea a gas natural, petróleo o carbón (Barbier, 2002), lo que constituye una de las principales ventajas de la geotermia en el marco del protocolo de Kyoto.

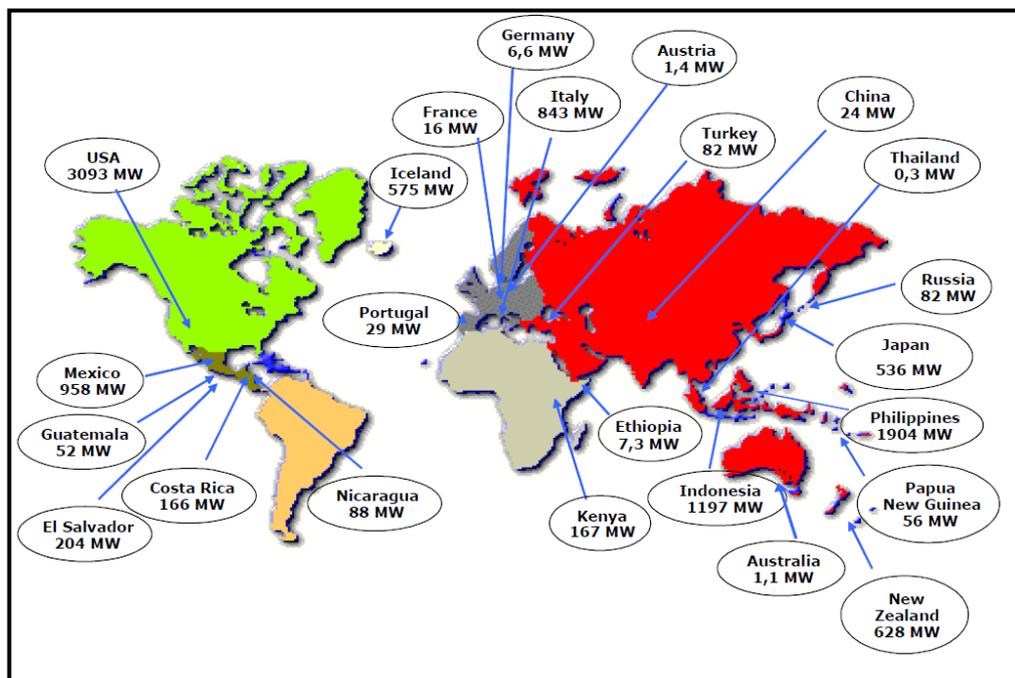


ILUSTRACIÓN 1. CAPACIDAD GEOTERMAL INSTALADA EN EL MUNDO EN EL 2010, (10,7 GW), (BERTANI, 2010)

Los recursos geotermales, en las región Andina de Chile (Ilustración 2), ocurren espacialmente relacionados con volcanismo activo (Lahsen et al. 2010), por lo que este arco volcánico se presenta como el contexto ideal para la exploración de prospectos geotermales asociados a volcanismo cuaternario.

En Chile se están llevando a cabo una gran cantidad de exploraciones de prospectos geotermales, proceso impulsado por la necesidad de renovar la matriz energética del país que depende, en su mayoría, de la importación de recursos energéticos (combustibles fósiles).

Los recursos geotermales, en las región Andina de Chile, ocurren espacialmente relacionados con volcanismo activo (Lahsen et al. 2010), por lo que este arco volcánico se presenta como el contexto ideal para la exploración de prospectos geotermales asociados a volcanismo cuaternario. Lahsen (1986), realizó una estimación preliminar del potencial geotermal asociado a recursos de mediana a alta entalpía ($> 150^{\circ}\text{C}$) en Chile. La estimación arrojó valores del orden de 16.000 MW por al menos 50 años.

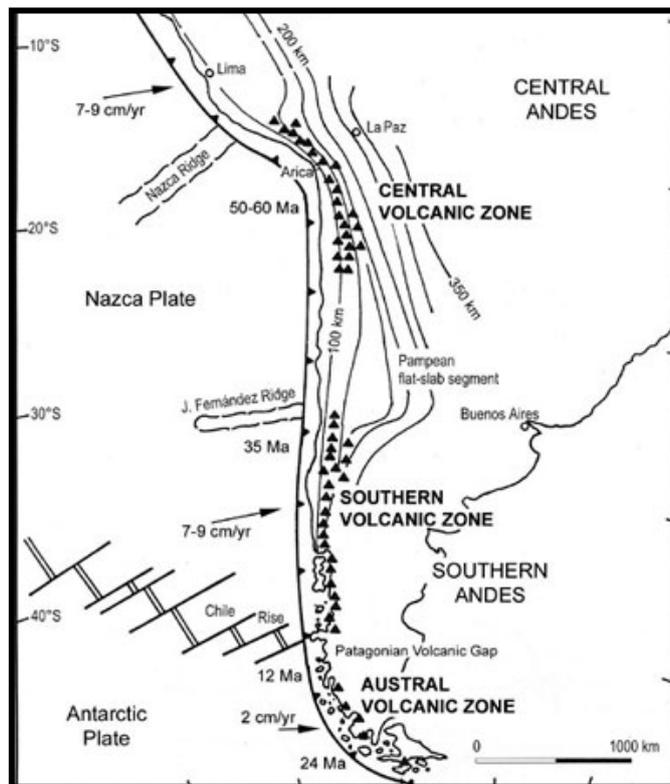


ILUSTRACIÓN 2. MAPA ESQUEMÁTICO DEL VOLCANISMO EN CHILE Y LAS PLACAS OCEÁNICAS DEL PACÍFICO. MOSTRANDO LOS TRES SEGMENTOS DE VOLCANISMO ACTIVO EN LOS ANDES CHILENOS (STERN, 2004).

En enero del 2000, el gobierno de Chile promulgo una Ley Geotermal que provee un marco legal para la exploración y desarrollo de la energía geotermal en Chile. Esta ley provee una regulación para las concesiones de exploración y explotación, las que son otorgadas por el ministro de minería. Las concesiones entregan derechos exclusivos para disponer de la energía geotermal sin restricciones.

En la actualidad no existe una metodología estándar para cuantificar las reservas potenciales de energía geotermal explotable asociada con volcanes inexplorados, por lo que es muy importante realizar comparaciones entre las técnicas existentes para unificar criterios y desarrollar metodologías robustas de estimación.

I.2 PROPUESTA DE DESARROLLO

En este Proyecto de Memoria de Título para optar a Geólogo se estudiaran las características de las aguas termales localizadas en la Región del Maule, con énfasis en análisis de su geoquímica de iones e isotopos estables. Además se estudiaran las características volcanológicas y estructurales del arco volcánico activo en esta zona, determinando distintos dominios volcánicos. Con esto se caracterizara cada dominio en base a parámetros de la fuente de calor (cámaras magmáticas); como profundidad de emplazamiento, temperatura, edad de emplazamiento y volumen de la cámara. Mediante un estudio bibliográfico y la utilización de herramientas digitales (e.g. ArcGIS 9.3, MATLAB 7.1) se desarrollara una metodología para estimar el potencial geotermal explotable asociado a estos dominios.

Con este estudio, se obtendrá una metodología que será utilizada para estimar un potencial geotermal en la Región del Maule y cuya utilización puede ser extendida a otras regiones de los Andes Chilenos. Mediante herramientas de sistemas de información geográfica (GIS), se obtendrá un mapa de favorabilidad, que permitirá reconocer zonas con alta y baja probabilidad de ocurrencia de sistemas geotermales.

I.3 OBJETIVOS

I.3.1 OBJETIVO PRINCIPAL

Desarrollar una metodología para la estimación de potencial geotérmico explotable de media a alta entalpia, en sistemas geotermales volcánicos. Esta metodología será aplicable en la región del Maule, basada en relaciones de las manifestaciones termales con evidencia geológica y geoquímica.

I.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- i. Definir dominios volcánicos y estructurales en la región, en base a diferentes conjuntos de evidencia geológica y geoquímica.
- ii. Realizar una recopilación de fuentes termales en la región del Maule, que incluya ubicación, caracterización, temperatura, geoquímica de iones y, donde estén disponibles, datos de isotopía estable (deuterio y oxígeno).
- iii. Generar un mapa de favorabilidad geotérmica en la región, que permita identificar zonas con alta probabilidad de ocurrencia de sistemas de mediana a alta entalpia.
- iv. Realizar estimaciones de los parámetros a utilizar en la metodología; profundidad de emplazamiento, volumen, temperatura y edad de las cámaras magmáticas.
- v. Correlacionar espacialmente las manifestaciones geotermales con la evidencia geológica, geoquímica y geofísica.
- vi. Obtener una estimación para el potencial geotermal explotable en sistemas de media a alta entalpia, asociados a volcanismo en la Región de Maule. Esta estimación será en base a recursos inferidos.

I.4 HIPÓTESIS DE TRABAJO

El estudio propuesto se enmarca dentro de las siguientes hipótesis de trabajo:

- i. Es posible definir dominios volcánicos-estructurales en la Zona volcánica de la Región del Maule.
- ii. Se pueden asociar las manifestaciones geotermales superficiales con la presencia de una fuente de calor correspondiente a cuerpos magmáticos en subsuperficie.
- iii. Las reservas de energía geotermal asociadas con un centro volcánico pueden ser estimadas utilizando principios termodinámicos y parámetros volcanológicos de los cuerpos magmáticos emplazados en subsuperficie.

I.5 METODOLOGÍA GENERAL

I.5.1 RECOPIACIÓN E INTEGRACIÓN DE BASES DE DATOS DE AGUAS TERMALES.

Para obtener una base de datos unificada se compilarán datos de una serie de análisis de aguas geotermales (Hausser, 1989, 1997 y 2008; Perez, 1999; Risacher, 2010). Además se integrarán análisis de aguas realizados por SERNAGEOMIN y alumnos de la carrera de Geología de la Universidad de Chile.

I.5.2 ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE AGUAS RECOPIADAS.

Se caracterizarán las aguas recopiladas en función de su geoquímica, utilizando diagramas de clasificación que serán generados con la planilla de cálculo *Liquid Analysis* (Universidad de Stanford). Se estimarán temperaturas en profundidad utilizando geotermómetros de sílice y de cationes.

I.5.3 RECOPIACIÓN Y PROCESAMIENTO DE IMÁGENES SATELITALES.

Mediante la utilización de imágenes ASTER y el programa de análisis de imágenes ENVI 4.5, se obtendrá un mapa de alteraciones hidrotermales de la Región. El que será utilizado como capa de evidencia para generar el mapa de favorabilidad geotermal.

I.5.4 DEFINICIÓN DE DOMINIOS VOLCÁNICOS-ESTRUCTURALES.

Se definirán distintos dominios en la Región, aplicando criterios de diferenciación en base a los siguientes parámetros:

- i. Composición del material extruido.
- ii. Edad de las litologías volcánicas asociadas a las últimas erupciones.
- iii. Cercanía y frecuencia de las manifestaciones termales en la zona.
- iv. Densidad de estructuras de primer orden en relación a los centros eruptivos.
- v. Densidad de sismos localizados en la corteza superior.
- vi. Mapa de alteración hidrotermal en la zona.

I.5.5 DESARROLLO DE METODOLOGÍA DE ESTIMACIÓN.

I.5.5.1 MAPA DE FAVORABILIDAD

Para generar un mapa de favorabilidad de sistemas geotermales se utilizara la metodología de superposición ponderada. Los parámetros o “capas de evidencia”, corresponden a; i) densidad se sismos someros (<10Km), ii) densidad de fallas, iii) alteración hidrotermal en superficie, iv) presencia de rocas volcánicas jóvenes, v) cercanía a centros eruptivos y vi) cercanía a manifestaciones termales. La elección de estas capas de evidencia

se realizó en base a correlaciones observadas en distintos sistemas geotermales a nivel mundial (e.g. Rowan y Wetlaufer, 1981; Koenig y McNitt, 1983; Julian y Foulger, 2004; Pramono y Colombo, 2005.).

El procesamiento e integración de la información necesaria en el mapa de favorabilidad, se hará por medio del Sistema de Información Geográfica (SIG) ArcGis 9.3©. Estos sistemas son una integración organizada de hardware, software y datos geográficos, diseñados para capturar, almacenar, manipular, analizar y desplegar en todas sus formas la información geográficamente referenciada con el fin de resolver problemas complejos de planificación y gestión.

I.5.5.2 ESTIMACIÓN DE RESERVAS GEOTÉRMICAS

Para estimar las reservas posibles, se utilizara el método de transferencia de calor magmático (Sanyal et al., 2002), el cual combina principios de transferencia de calor conductivo y volcanología. Se calcula la distribución de temperatura en el espacio y tiempo posterior al emplazamiento de un cuerpo magmático, luego se estima la energía potencialmente recuperable utilizando principios termodinámicos. Mediante la estimación de 3 factores de incerteza; profundidad de emplazamiento, edad de emplazamiento del magma y temperatura inicial del magma emplazado. Es posible realizar una simulación probabilística asignando a cada parámetro un mínimo y máximo razonables, y una distribución de probabilidades que suele ser triangular o uniforme, dependiendo de la información disponible. Esta metodología se considera particularmente útil para realizar estimaciones en sistemas geotermales asociados a centros volcánicos no explorados y que presentan un recurso inferido.

II ZONA DE ESTUDIO

II.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presenta información referente a la ubicación, accesos, topografía y clima de la región del Maule. Además, se describe la geología regional del sector, lo que sienta la base para desarrollar una metodología adecuada de estimación. Se aplica particular énfasis en la caracterización estructural y volcanológica de la zona de estudio, concediendo una alta importancia a los factores que determinan la existencia de sistemas geotermales, como la permeabilidad y la presencia de cuerpos magmáticos. Se caracterizan las manifestaciones termales en la zona y se presentan diferentes dominios de estudio mediante herramientas de percepción remota.

II.2 UBICACIÓN Y ACCESOS

La zona de estudio corresponde a la zona de la cordillera principal de la región del Maule, ubicada entre los 34.8° y 36.5° latitud sur. El principal acceso a la región corresponde a la carretera 5 sur, de la cual se desprenden una serie de carreteras secundarias que permiten el acceso o acercamiento a gran parte de las fuentes termales catastradas (Ilustración 3).

La región cuenta con una superficie de 30.269,1 km² y una población estimada al año 2010 de 1.007.831 habitantes. La región está compuesta por las provincias de Cauquenes, Curicó, Linares, Talca, y la capital regional es la ciudad de Talca.

No existe un camino norte-sur que sea capaz de recorrer todos los puntos de interés, por lo que es necesario tomar desviaciones desde la ruta 5 sur para acceder por vehículo a las diferentes zonas.

El ingreso a la parte norte del complejo Planchón-Peteroa, se realiza a través del acceso J-55 de la ruta 5 sur, camino que se encuentra al norte de la ciudad de Curicó con dirección hacia el paso fronterizo Vergara. Este camino pasa la frontera Chile-Argentina,

terminando en la ciudad de Malargüe. A 8 km. del paso fronterizo argentino El Azufre, se encuentra el camino de Valle Grande por el cuál se accede al Complejo Volcánico Planchón-Peteroa y a otras zonas de interés (Ilustración 3). El ingreso a la parte central del complejo Caldera Calabozos y Descabezado grande- Quizapu- Cerro Azul, se realiza a través del acceso 115 de la ruta 5 sur que sale de la ciudad de Talca y pasa por la ciudad de San Clemente. A 17 km. de la ciudad de San Clemente, yendo por la ruta 115, se encuentra el desvío al pueblo de Vilches Alto, desde donde se puede acceder caminando al Complejo Volcánico Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul (Ilustración 3). Por otra parte, siguiendo la ruta 115 es posible acceder a la comunidad del Médano y a la laguna del Maule. El ingreso a la parte sur de los complejos ya mencionados, se hace a través del acceso L-35 que queda al Este de la ciudad de Linares y llega a Colbún. El acceso a los complejos volcánicos Laguna del Maule y San Pedro Pellado es a través del acceso 115 de la ruta 5 sur que sale de la ciudad de Talca y pasa por la ciudad de San Clemente, este camino pasa la frontera Chile-Argentina por el paso Pehuenche (Ilustración 3). Por último, el acercamiento a los volcanes Nevado de Longaví y Lomas Blancas se puede realizar tomando la ruta L45 desde la ciudad de Linares o bien mediante la ruta L55 desde la ciudad de Longaví desviándose hacia el Sur a aproximadamente 10 Km de Longaví para acceder a la ruta L535 (Ilustración 3).



ILUSTRACIÓN 3. MAPA DE UBICACIÓN Y ACCESOS DE LA ZONA DE ESTUDIO.

IMAGEN TURISTEL, EXTRAÍDO Y MODIFICADO DE:

[HTTP://WWW.FLICKR.COM/PHOTOS/LOPEZLAGLO/5613059571/SIZES/L/IN/PHOTOSTREAM/](http://www.flickr.com/photos/lopezlaglo/5613059571/sizes/l/in/photostream/)



ILUSTRACIÓN 4. PRINCIPALES MORFOESTRUCTURAS DE LA SEGMENTACIÓN ANDINA ENTRE LOS 33°S Y 36°S (TAPIA 2010).

II.3 MARCO GEOLÓGICO.

II.3.1 MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO REGIONAL

El arco volcánico andino incluye más de 200 estratovolcanes y al menos 12 sistemas de calderas gigantes potencialmente activos, dispuestos en cuatro segmentos separados de la cadena andina conocidos como Zonas Volcánicas Norte (ZVN; 2°N-5°S), Central (ZVC; 14-28°S), Sur (ZVS; 33-46°S) y Austral (ZVA; 49-55°S), y cuya actividad es producto de la subducción de las placas oceánicas Nazca y Antártica bajo la placa sudamericana (Stern, 2004), (Ilustración 5).

En base a los antecedentes geológicos, y para elegir parámetros adecuados de estimación, es necesario esclarecer la naturaleza de las interacciones entre tectónica y volcanismo. Aunque la cordillera de los Andes es morfológicamente continua a lo largo de más de 4000 Km, presenta amplias variaciones estructurales a lo largo de su rumbo, incluyendo cambios de espesor cortical, estilos tectónicos y una historia cinemática bien constreñida en el tiempo (Cembrano & Lara, 2009). El volcanismo activo en estas zonas ocurre asociado a un ángulo de subducción relativamente inclinado (25-30°), presentando sectores con ausencia volcanismo, asociados a ángulos de subducción relativamente planos (10°) (Stern, 2004). Estos cambios en el ángulo de subducción se atribuyen principalmente a la subducción de las dorsales de Chile y Juan Fernández, que alteran el acoplamiento entre las placas de Nazca y Sudamericana (Jordan et al., 1983).

El marco tectónico de la zona volcánica sur (ZVS; 33-46°S) esta caracterizado por una convergencia dextral-oblicua entre las placas de Nazca y Sudamericana a una tasa de convergencia de 7-9 (cm/año) que ha prevalecido durante los últimos 20 Ma (Pardo-Casas & Molnar, 1987). Esta convergencia tiene su origen en el cambio de régimen extensivo a compresivo que tuvo lugar durante el Cretácico medio. Mpodozis y Ramos (1989) notaron una variación significativa en el magmatismo desde las rocas máficas poco evolucionadas del Cretácico inferior hasta las Andesitas y Dacitas del Cretácico tardío, evidenciando la estrecha relación entre la tectónica y el magmatismo Andino. Entre los 33° y 36°S, el cinturón de estratovolcanes activos se ubica a aproximadamente 260 Km al este del eje de la fosa chilena y 90 Km sobre el techo de la zona de Wadati-Benioff que, en esta zona, tiene una inclinación de ~20° (Stauder, 1973; Barazangi & Isacks, 1976). Las elevaciones montañosas decrecen continuamente desde mas de 4500 m.s.n.m. a los 33°S hasta menos de 2000

m.s.n.m. a los 38°S, en correlación con una disminución del espesor de la corteza desde 45 Km a los 33°-34°S hasta 35 Km hacia el sur (Tassara et al., 2006). El acortamiento tectónico estimado para esta zona desde el Oligoceno tardío es muy modesto, siendo menor a 100 Km (Giambiagi L. B., 2003).

En la ilustración 5 se observan las principales unidades de roca a escala regional en la zona central de los Andes Chilenos. Las unidades están dispuestas en franjas paralelas al margen continental; con litologías que varían desde rocas paleozoicas plutónicas y metamórficas en la cordillera de la costa, a unidades Meso-Cenozoicas plutónicas y volcano-sedimentarias en la cordillera principal. La depresión central está caracterizada por rocas volcano-sedimentarias del oligoceno reciente (Cembrano & Lara, 2009). El Basamento del arco volcánico entre los 33° y 37° S corresponde a afloramientos de rocas volcano-sedimentarias del Meso-Cenozoico, que están intruidas localmente por plutones Mio-Pliocenos (Charrier R. e., 2002).

A lo largo de los Andes Chilenos se localizan aproximadamente 300 áreas geotermales, asociadas con volcanismo cuaternario, que ocurren en las zonas norte y centro-sur del territorio (Lahsen et al. 2010). Estudios preliminares del potencial geotermal en estas dos zonas volcánicas-geotermales, entregan valores del orden de los 16.000 MW (Lahsen, 1986) por al menos 50 años de fluidos que superan los 150°C, ubicados a menos de 3.000 m.

II.3.2 MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO DE LA REGIÓN DEL MAULE

El área de estudio (ilustración 5) se encuentra morfológicamente dividida en; cordillera de la costa, valle central y cordillera andina (Ilustración 4). La Cordillera de la Costa no sobrepasa los 2200 m.s.n.m y entre los ríos Tinguiririca y Bio-Bio tiene alturas máximas que oscilan entre 500-700 m.s.n.m. Está conformada por granitoides y basamento metamórfico del Paleozoico Superior en su flanco occidental y por secuencias volcánicas y sedimentarias Mesozoicas en la parte más oriental (ilustración 5). La Depresión Central se extiende desde los 33°S por más de 1000 km, hasta los 40°S. Corresponde a un valle que contiene depósitos aluviales y volcánicos principalmente pleistocenos a holocenos (Thiele, 1980). La Cordillera Principal se encuentra formada por rocas cenozoicas de las formaciones Abanico y Farellones, y por rocas mesozoicas fuertemente deformadas. Las primeras afloran en la franja occidental y oriental de la Cordillera Principal, mientras que las otras

encuentran en vertiente oriental de la misma, dispuestas en una dirección preferente N-S a NNE-SSW (Thiele, 1980), (Charrier R. e., 2002).

El volcanismo post-Mioceno está restringido casi totalmente a la zona de cordillera Andina, que en estas latitudes mide aproximadamente 140 Km de ancho (Hildred et al., 1984). Las rocas volcánicas Pliocenas y Cuaternarias se encuentran esencialmente no deformadas pero incluyen complejas interacciones entre distintos centros eruptivos, compuestos mayormente de lavas andecíticas a dacíticas y tobas (Hildred et al., 1984). Estas rocas contrastan con el volcanismo de basaltos de alto aluminio ubicadas al sur de los 37° S y con la ausencia total de volcanismo post-Mioceno que predomina entre los 28° y 33° S.

A lo largo de los Andes de Chile y Argentina Central, entre 31° y 36°S, se han desarrollado distintas fajas plegadas y corridas (FPC) entre las que se cuentan, de norte a sur; La Ramada, Aconcagua y Malargüe, entre otras (Mpodozis y Ramos, 1989; Ramos et al., 2004). El rasgo estructural predominante en la zona de estudio corresponde a la faja plegada y corrida de Malargüe (FPCM), ubicada en la cordillera principal entre los 34° y 36°S. El estilo de esta faja responde a deformación tanto de piel fina como piel gruesa e incluye fallas inversas de alto ángulo correspondientes a la reactivación de estructuras formadas durante los episodios de *rift* Mesozoico e invertidas durante la contracción Andina Cenozoica (Giambiagi et al., 2009a; Giambiagi et al., 2009b). El acortamiento disminuye gradualmente de norte a sur desde un 25% (25 km) a los 35°30'S de latitud, hasta un 12% (10 km) a los 36°17'S (Giambiagi et al., 2009), lo que coincide con la disminución de la elevación de la Cordillera Principal. La edad de la FPCM ha sido acotada mediante depósitos sinorogénicos de edad terciaria. La edad más antigua encontrada para la deformación es de 15,8 Ma al SW de la ciudad de Malargüe, mientras que la más joven es de 1 Ma al este de la misma ciudad. Esto evidencia que la deformación de la FPCM en este sector se puede acotar a una edad Mioceno Superior—Plioceno, con una propagación del frente de deformación hacia el antepaís durante el Pleistoceno-Holoceno (Silvestro et al. 2005). Así, los estratovolcanes se construyen sobre fallas inversas paralelas al margen, que se desarrollan dentro de las unidades Mesozoicas o en el contacto Meso-Cenozoico (ilustración 5) (Cembrano, 2009). De los rasgos geológicos mencionados, es claro que existe una estrecha relación entre la tectónica y volcanismo en el área de estudio. El primer orden de esta relación es la creación de espacio para los magmas a través de estructuras (como consecuencia de la tectónica), donde se emplaza y/o transporta el magma; y a su vez, el calor y la sobrepresión magmática debilita la roca, favoreciendo la propagación de las estructuras (Cembrano et al., 2009). Basado en lo anterior, Cembrano et al. (2009) plantea que debido a que la cubierta Meso-

Cenozoica se encuentra sometida a una compresión de intra-arco (σ_3 vertical; con un espesor cortical estimado entre 35-40 km) y, suponiendo periodos de baja presión de fluidos, el magma se encontraría formando reservorios horizontales con tiempos de residencia suficiente para la cristalización fraccionada y la consecuente diferenciación magmática (Ilustración 11). Una vez que la presión de fluido se incrementa hasta valores cercanos a la presión litostática, debido a la cristalización fraccionada de minerales anhidros, las fallas inversas preexistentes o recientemente creadas conectan las cámaras magmáticas horizontales con niveles horizontales más someros, generando niveles de estancamiento de magmas cada vez más diferenciados. A su vez, la deformación dextral de la corteza superior generaría grietas tensionales de rumbo NE que se ven reflejadas en fallas de alto ángulo que marcan contactos regionales entre las secuencias Meso-Cenozoica, siendo estas los conductos para el ascenso de los magmas, explicando la distribución espacial de los centros eruptivos de la región (ilustración 5) (Cembrano et al., 2009).

Las redes de fracturas y fallas que caracteriza los Andes, son consideradas como caminos eficientes para el transporte, almacenamiento y eventual erupción de magmas (e.g. Hill, 1977; Shaw, 1980; Clemens and Mawer, 1992; Petford et al., 2000). De este modo, el estado de stress de la litosfera es un importante factor para el control de la distribución espacial de plutones, diques y centros volcánicos (e.g. Nakamura, 1977; Nakamura et al., 1978; Delaney et al., 1986; Hutton, 1988; Takada, 1994; Glazner et al., 1999; Acocella et al., 2007).

Este modelo magmático y estructural (Ilustración 11) se presenta muy favorable a la ocurrencia de sistemas geotermales debido a la existencia de cámaras magmáticas someras (<10 km) como fuente de calor de estos sistemas (Gupta y Roy, 2007). Las fallas invertidas del periodo de *rift* y las generadas durante los periodos Cenozoicos de contracción generan la permeabilidad secundaria necesaria para el emplazamiento de estos sistemas y los centros eruptivos se presentan como una característica de primer orden que permite localizar los sistemas geotermales e inferir distintos dominios en base sus principales características.

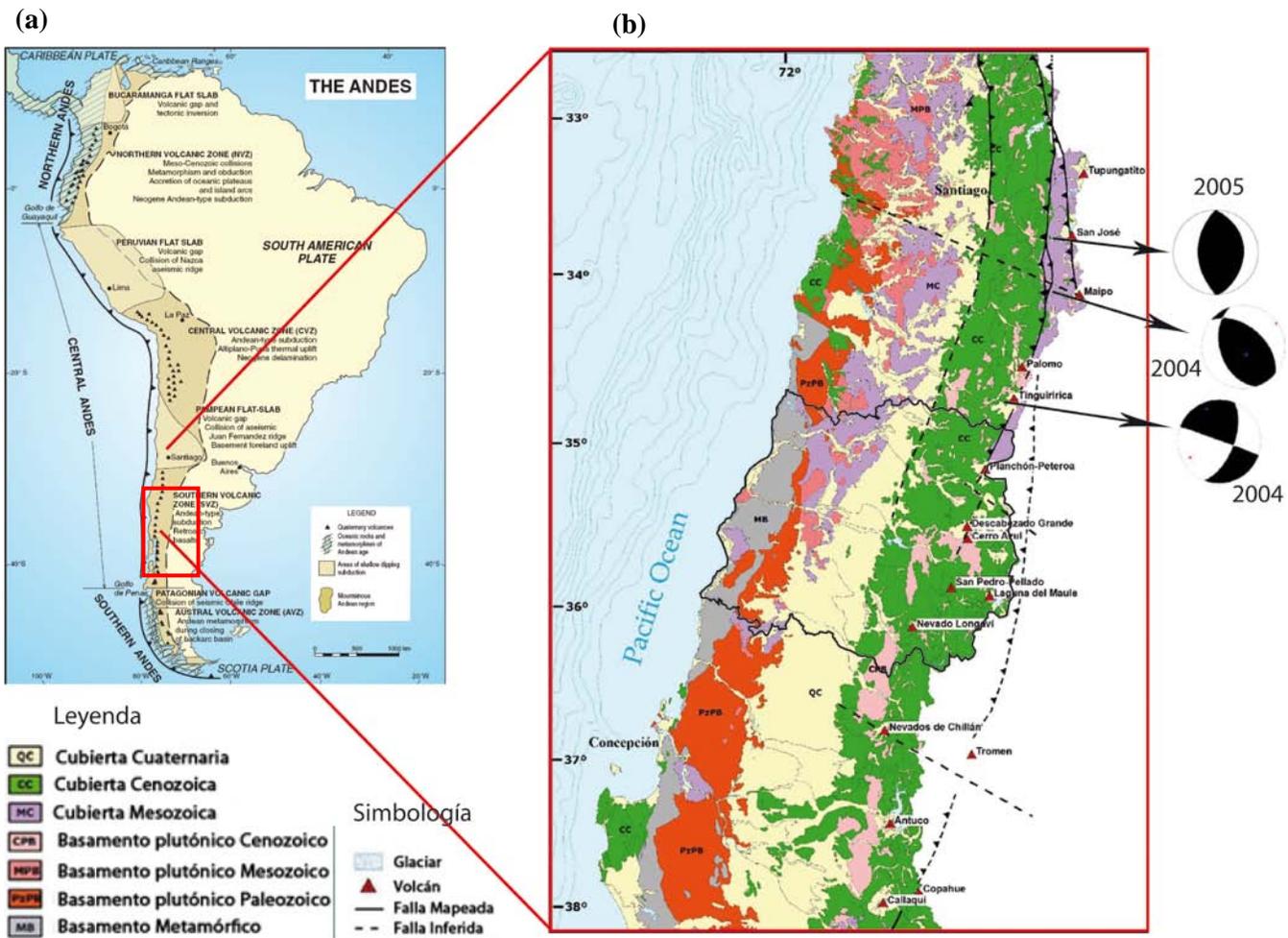


ILUSTRACIÓN 5. (A) SEGMENTOS MAYORES DE LOS ANDES Y SUS PRINCIPALES ZONAS VOLCÁNICAS CUATERNARIAS Y PROCESOS. (B) GEOLOGÍA A ESCALA REGIONAL DE LOS ANDES CHILENOS ENTRE LOS 33° Y 38°, REGIÓN DEL MAULE DELINEADA EN NEGRO. MODIFICADA DE RAMOS (1999) Y CEMBRANO ET AL. (2009).

II.3.3 CENTROS ERUPTIVOS EN LA REGIÓN DEL MAULE

La zona de estudio en el presente trabajo se ubica dentro de la ZVS, desde los 34°45' hasta los 36°30' S. Abarca más de 160 Km de faja plegada y corrida Cenozoica, y comprende una serie de centros eruptivos entre los que se cuentan el volcán Alto del Padre y los complejos Planchon-Peteroa (CVPP), Caldera Calabozos (CCC) y Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul (CVDGQA). A continuación se presentan las principales características de estos complejos eruptivos y los volcanes más importantes que los conforman.

II.3.3.1 VOLCÁN ALTO DEL PADRE (35°00' S, 70°29' W, 3548 M.S.N.M.)

Corresponde a un centro eruptivo que se encuentra afectado por erosión glaciaria, lo que no permite identificar los centros de emisión. La estructura volcánica está conformada por lavas y piroclastos de dacitas de piroxenos e ignimbritas y andesíticas a dacíticas. Una edad potasio-argón de 1.01 ± 0.068 Ma lo ubicaría en el Pleistoceno inferior (Gonzalez-Ferrán, 1995). La intensa erosión y la antigüedad de la actividad asociada a este centro eruptivo dificultan aplicar la metodología de estimación asociada a cámaras magmáticas.

COMPLEJO VOLCÁNICO PLANCHON-PETEROA (35°14' S 70°31' W)

Corresponde a un complejo Macizo Volcánico cuya base cubre unos 130 Km² y sus centros eruptivos se suceden por 6 Km a lo largo de una fractura de rumbo N14°E. El conjunto se levanta sobre el extremo norte de los relictos colapsados de las Calderas del Colorado (Gonzalez-Ferrán, 1995). La actividad de este centro volcánico comenzó en el Pleistoceno con la construcción del Volcán Azufre, seguido del emplazamiento del volcán Planchón, 6 Km al norte. Hace aproximadamente 11500 años, gran parte de Azufre y Planchón colapsaron formando una avalancha de detritos que viajó 95 Km a lo largo del río Teno hasta alcanzar el valle central de Chile. Como consecuencia de esto se formó el volcán Planchón II. El volcán más joven de este complejo es el Peteroa, ubicado entre los volcanes Azufre y Planchón (Siebert, Simkin, & Kimberly, 2011).

- i. Volcán Azufre (4100 m.s.n.m)

Este estratovolcán corresponde al más antiguo y más grande del CVPP. Consiste en 30 Km³ de lavas de composición bimodal basalto andecítico a dacítico, lahares y unidades piroclásticas (Tormey et al., 1995). Está compuesto por dos estructuras volcánicas traslapadas cuyos centros eruptivos se desplazan unos 2 Km al nor-noroeste, generando cráteres caldericos de 2.5 Km de diámetro (Gonzalez-Ferrán, 1995). En uno de sus flujos de lavas andesita-basálticas se determinó una edad potasio-argón de 0.55±0.05 Ma (Tormey et al., 1995).

Las lavas basálticas-andesíticas poseen fenocristales de olivino, plagioclasa, óxidos y augita. La plagioclasa constituye un 60-80% del total de fenocristales, donde la mayor parte de ellas es consistente con una cristalización de un fundido calcoalcalino y toleítico a 1 atm de presión. Los cristales de plagioclasa son euhedrales a subhedrales, y su diámetro varía en 0,5 a 5 mm. En ellos ocurre zonación normal en rangos An₈₆ a An₅₆. Los fenocristales de olivino son euhedrales a subhedrales donde el diámetro varía de 0,5 a 3 mm. Presentan zonación normal en rangos de Fo₈₅ a Fo₅₆. Alguno de estos cristales presentan embayamientos sugiriendo un reequilibrio con el fundido posterior a su formación (Tormey et al., 1995). Las dacitas contienen cristales de augita, piroxenos bajos en calcio, plagioclasas, magnetita, ilmenita y apatito dentro de una masa fundamental vítrea a criptocristalina. Las temperaturas de equilibrio estimadas para la coexistencia de piroxenos bajos en calcio y augita varían entre 1000° y 1100°C según el método de Lindsley (1983), mientras que la coexistencia de magnetita e ilmenita arrojan temperaturas de 1000°C y fugacidades de oxígeno cercanas a 10⁻⁹ (entre los buffer de níquel-óxido de níquel y cuarzo-fayalitamagnetita) según el método de Spencer & Lindsley (1981).

El azufre presenta una fuerte erosión glacial y actualmente un 60% de su estructura está cubierta por glaciares que alcanzan una superficie de 58 Km² (Gonzalez-Ferrán, 1995).

ii. Volcán Planchón (4090 m.s.n.m)

Corresponde a un centro eruptivo emplazado a 6 Km al noreste del volcán Azufre, comprende 25 Km³ de flujos lávicos, basaltos y andesitas basálticas toleíticas a calcoalcalinos muy fluidas y con escasos piroclastos (Siebert et al., 2011). Sus rasgos morfológicos indican la ocurrencia de actividad eruptiva casi permanente que permitió una rápida estructuración del edificio volcánico. Durante los últimos 5000 años se habría producido un colapso de la vertiente sursuroeste del Planchón generando una avalancha de detritos, cuyo volumen se estima en unos 6 Km² (Gonzalez-Ferrán, 1995). La mineralogía de

los basaltos y basalto-andesita es muy similar a la de las rocas del Volcán Azufre (Tormey et al., 1995).

iii. Volcán Peteroa (3603 m.s.n.m)

Corresponde al volcán mas joven del complejo y es el único que ha presentado actividad reciente (Tormey et al., 1995). Los rasgos morfológicos de esta caldera demuestran la existencia de al menos seis conductos eruptivos con diámetros que varían entre 600 y 1000 m, que se sucedieron concentrando la actividad reciente e Histórica (Gonzalez-Ferrán, 1995). La caldera se presenta abierta hacia el sector occidental y es muy probable que ella haya ocurrido asociada con la erupción del 3 de Diciembre de 1762.

Este volcán comprende <1 km³ de lavas y unidades piroclásticas calco-alcalinas de composición andesítica, a diferencia del Azufre y Planchón. Dentro de las unidades piroclásticas, las tobas de composición riodacíticas de edad holocena son las más diferenciadas de todo el complejo (Tormey et al., 1995). Las lavas andesíticas y dacíticas del volcán Peteroa formadas por mezcla de magma, indican que el sistema volcánico ha evolucionado en los últimos 500.000 años desde un volcanismo bimodal basalto-dacítico (Azufre) y basaltos (Planchón) a una mezcla andesítica (Peteroa) (Tormey et al., 1995).

Dos tipos de contaminación cortical son evidenciadas para el sistema Planchón-Azufre, mediante elementos trazas e isótopos (Tormey et al., 1995). El volcán Planchón presenta evidencias de asimilación de corteza profunda (fusión parcial de granulitas) debido al aumento en la razón La/Yb pero sin efectos en la razón ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Mientras que el volcán Azufre muestra evidencia de asimilación de corteza somera (calizas Mesozoicas y lavas Terciarias) debido al incremento en ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y $\delta^{18}\text{O}$. Una característica común en estos dos procesos es la abundancia de elementos como Rb, Cs y Th (Tormey et al., 1995).

II.3.3.2 COMPLEJO CALDERA CALABOZOS (CCC; 35°30` S 70°37` W)

Corresponde a un centro volcánico de edad Pleistocena tardía, ubicada 25 Km al NE del CVDGQA a 2600 m.s.n.m. y presenta una estructura de anillo de 26 x 14 Km (Hildred et al., 1984), (Grunder et al., 1987) (Ilustración 6). Las rocas del CCC presentan variaciones composicionales de basalto-andesitas a riodacitas calco-alcalinas de alto K (Hildred et al., 1984). Este complejo presenta tres capas de flujos de ceniza que dieron origen a la unidad Loma Seca (Ilustración 6). Los 3 eventos eruptivos que generaron los flujos de Ceniza son:

Unidad L (0,8 Ma y 500 km³), Unidad V (0,3 Ma y 350 km³), y Unidad S (0,15 Ma y 200 km³), representando más del 95% del volumen eruptado del CCC (Hildreth et al., 1984; Grunder, 1987) y dando origen a la formación Loma Seca. Tanto el volumen como el tiempo de reposo decrecen con las erupciones sucesivas de la toba de Loma Seca (Hildreth et al., 1984). La unidad L no posee zonación composicional respecto a su posición estratigráfica, en cambio las unidades V y S se encuentran composicionalmente sonadas desde riocitas en la base, a dacitas en el techo (Hildreth et al., 1984). El contenido de cristales varía de unidad en unidad, siendo de 2-7% en la unidad L, 2-25% en la unidad V y 5-25% en la unidad S, generalmente aumentando su contenido a medida que disminuye el %SiO₂ (Hildreth et al., 1984).

La mineralogía de la Toba de Loma Seca es (Hildreth et al., 1984; Grunder y Mahood, 1988): Plagioclasa, donde los fenocristales varían en tamaño entre 0.2 y 1.5 mm, pero se pueden encontrar tamaños de 1.5 cm en los techos de las unidades V y S. Pequeños cristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno, titanomagnetita e ilmenita. La composición de los fenocristales varía sistemáticamente en función de la composición total en las unidades V y S (Grunder y Mahood, 1988). Ortopiroxeno excede a clinopiroxeno en las partes con mayor % de SiO₂ excepto cuando la biotita está presente (Grunder y Mahood, 1988). La anfíbola ocurre en las partes superiores de estas unidades (Grunder y Mahood, 1988). Apatito es un mineral accesorio común en todas las unidades (Grunder y Mahood, 1988). Feldespato alcalino está ausente en todas las unidades; cuarzo solo ocurre en la base de la unidad V (Grunder y Mahood, 1988). Dada la mineralogía y su respectiva composición, es posible estimar las variables intensivas del CCC. La composición de los piroxenos encontrados en la Toba de Loma Seca las temperaturas estimadas de la cámara magmática del CCC según el diagrama de Lindsay varía entre 800-1000°C (Grunder y Mahood, 1988). Por otra parte la temperatura estimada según coexistencia de Ilmenita y Titanomagnetita, varían entre 800-1000°C (Grunder et al., 1987). La presión de la cámara magmática del CCC se estima mediante la reacción de equilibrio entre ortopiroxeno, titanomagnetita y cuarzo, cuyo resultado es un rango amplio entre 0 y 200 MPa (Grunder y Mahood, 1988). A pesar del amplio rango estimado y el error asociado al uso de este geobarómetro, las presiones calculadas indican que la cámara magmática del CCC reside a profundidades muy someras dentro de la corteza continental (Grunder et al., 1987). Dado los datos expuestos Grunder y Mahood (1988) construyen el modelo eruptivo para el CCC, en donde se plantea un reservorio magmático que antes de cada erupción estuvo sonado en: elementos mayores y trazas, mineralogía, composición mineralógica y contenido volátil; la parte superior del

reservorio se caracterizó por un magma riodacítico pobre en cristales (plagioclasa > clinopiroxeno > magnetita > ortopiroxeno > ilmenita > apatito > biotita), con contenidos de aguas >4% wt., temperaturas de 800°C y una presión de 200 MPa. Este magma gradaba en profundidad a composiciones más dacíticas con un mayor contenido de cristales (la misma asociación mineralógica, pero sin biotita y localmente con anfíbolos) con un contenido de aguas <3% wt., y una temperatura entre 900-950°C.

i. Volcan Colorado (2928 m.s.n.m)

Corresponde a un centro eruptivo compuesto por flujos de lavas y piroclastos basálticos. Se levanta sobre un extenso campo de lavas basálticas de olivino, cuyos flujos escurren al oeste y suroeste de dicho centro. Su edad se estima Pleistoceno superior Holoceno (Gonzalez-Ferrán, 1995).

ii. Volcan Descabezado chico (3250 m.s.n.m)

Corresponde a un centro eruptivo múltiple, con un nido de 13 cráteres abiertos dentro de un área de aproximadamente 6 Km² y asociados a flujos de lavas andesítico basálticas y andesítico-dacíticas que han escurrido radialmente descendiendo hacia las nacientes del Estero Barroso y el cajón de los calabozos. Su edad se estima Holoceno reciente considerando que flujos que han escurrido hacia el noreste se apoyan sobre lavas dacíticas datadas con potasio-argón en 0.14±0.01 Ma.

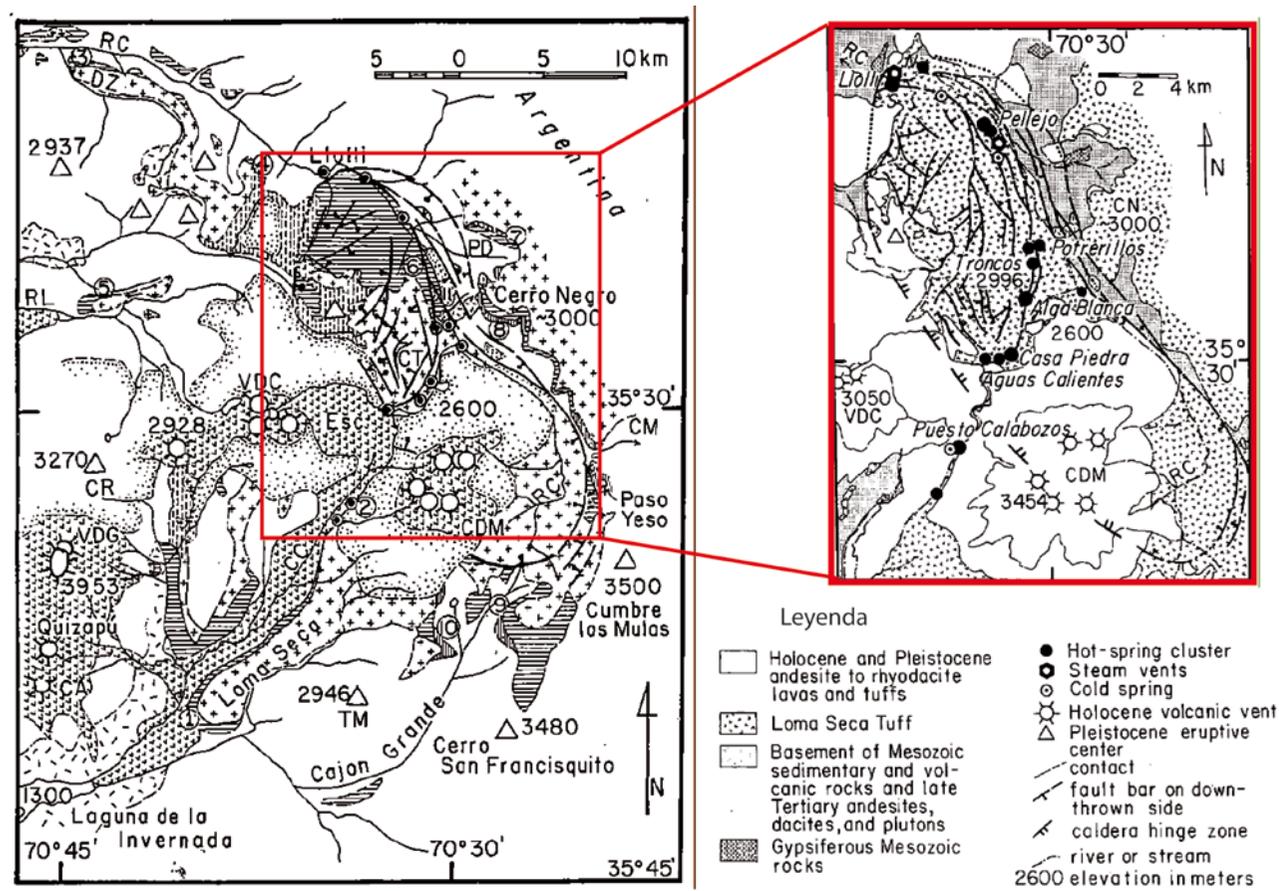


ILUSTRACIÓN 6. MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DE LA CALDERA CALABOZOS. RC= RIO COLORADO; VDC= VOLCÁN DESCABEZADO CHICO; CDM= CERRO DEL MEDIO; CN= CERRO NEGRO. MODIFICADO DE GRUNDER & MAHOOD (1988) Y (GRUNDER, THOMSON, & HILDRETH, 1987)

II.3.3.3 COMPLEJO VOLCÁNICO DESCABEZADO GRANDE-QUIZAPU-CERRO AZUL (CVDGQA)

El CVDGQA consiste en 15 centros eruptivos, clasificables de la siguiente manera (Hildreth & Drake, 1992): (a) Cinco volcanes monogenéticos máficos, de edad Holocena a lo largo del SW de la zona. (b) Siete flujos de lava riodacíticas al norte de la base del Descabezado Grande, de edad Pleistocena a Holocena. (c) Un grupo de volcanes de escoria conocidos como el clúster del Descabezado Chico, de edad Pleistocenas. (d) Los principales centros eruptivos de la zona son el Descabezado Grande, Quizapu y Cerro azul. Estos centros eruptivos se encuentran sobre un plató de lavas de una etapa temprana de la construcción de estos estratovolcanes, llamado el escudo Casitas (Wulff, 2005).

i. Quizapu (3080-3230 m.s.n.m)

Centro eruptivo ubicado entre los volcanes Descabezado Grande y Cerro Azul, en el flanco norte de este último, es uno de los volcanes de tipo pliniano más altos del mundo, donde la altitud del anillo del cráter varía entre 3080-3230 m (Hildreth & Drake, 1992). Este es el único volcán del complejo volcánico que ha presentado actividad en los últimos 100 años, habiendo tenido 2 erupciones (Hildreth & Drake, 1992). En 1846 se produjo la primera erupción con las siguientes características (Hildreth & Drake, 1992): (a) Erupción efusiva que emite 5 km^3 de lava. (b) Composición de la lava dacítica. (c) Esta erupción da origen al cráter de este volcán. Posterior a este evento, entre 1907 y 1932, el volcán siguió con un actividad de tipo freática a estromboliana, que culmina el 10-11 de Abril de 1932 en su segunda erupción con las siguientes características (Hildreth & Drake, 1992): (a) Erupción pliniana que emite $4-5 \text{ km}^3$. (2) Composición de la lava dacítica. Ambas erupciones tienen concentraciones similares de SiO_2 y de elementos incompatibles, lo que sugiere que los magmas provienen de la misma cámara magmática (Hildreth & Drake, 1992). Las lavas dacíticas en ambas erupciones contienen 15-19% de fenocristales y tienen una relación similar en la abundancia de plagioclasa $> \text{opx} \approx \text{hornblenda} > \text{titanomagnetita} > \text{ilmenita} \approx \text{cpx} > \text{apatito}$ (es importante notar la ausencia de cuarzo) (Hildreth & Drake, 1992). Debido a la estabilidad de la ilmenita y titanomagnetita, y la partición de Mg/Mn dentro de esas fases minerales, el rango estimado de temperatura para la cámara magmática varía entre $817^\circ\text{-}870^\circ\text{C}$ (Hildreth & Drake, 1992). Por otro lado la estabilidad de la anfíbola bajo los rangos de temperatura anteriores, estiman la profundidad mínima de la cámara magmática en 4 km (Hildreth & Drake, 1992).

ii. Descabezado Grande (3953 m.s.n.m)

Corresponde a un estratovolcán de edad Pleistocena tardía-Holocena, con un diámetro basal de unos 10 a 12 Km con un cráter central que alcanza a 1.5 Km de diámetro dentro del cual, en el sector noreste, se inserta un cráter recientemente activo (presencia de fumarolas), con un diámetro de 0.5 Km (Hildreth & Drake, 1992). Su estructura está compuesta principalmente por un enjambre de flujos de lavas andesíticas a riódacitas, flujos de piroclastos y aglomerados, que representan un volumen aproximado de 30 Km³ (Gonzalez-Ferrán, 1995). La erupción de Junio de 1932 abrió un nuevo cráter asimétrico al NE de unos 0.6 Km de diámetro y a 1-2 Km del cráter principal (Gonzalez-Ferrán, 1995). Este centro eruptivo es el de mayor dimensión dentro de los centros eruptivos controlados por la fractura de rumbo N17°E. La fisura Holocena Alto de Mulas ubicada en el flanco NW de Descabezado Grande produjo flujos jóvenes de lava riódacítica (Siebert et al., 2011). Una serie de centros volcánicos Pleistoceno tardío-Holocenos se ubican al norte del volcán. El centro más alejado hacia el norte, llamado lengua de Vulcano (o Mondaca), generó un flujo de lava riódacítica muy joven que estancó el río Lentué (Siebert et al., 2011).

iii. Cerro Azul (3788 m.s.n.m)

Corresponde a un estrato-cono Pleistoceno compuesto por flujos de lava andesita-basálticas y en menor proporción flujos dacíticos y riódacíticos, los cuales han sido afectados débilmente por erosión glaciaria (Gonzalez-Ferrán, 1995). Tardíamente en el sector suroeste, Quebrada Las Casitas, se generaron erupciones datadas en 0.34 Ma K/Ar (Hildreth & Drake, 1992). El volcán posee un volumen de 11 Km³ con un cráter central compuesto por flujos piroclásticos aglutinados y lavas con una composición variable entre 51-63% de SiO₂ (Hildreth & Drake, 1992). El cráter de unos 0.5 Km de diámetro se encuentra abierto hacia el NNE y relleno con los piroclastos riódacíticos provenientes de la erupción del 10 de abril de 1932 del volcán Quizapu (Gonzalez-Ferrán, 1995).

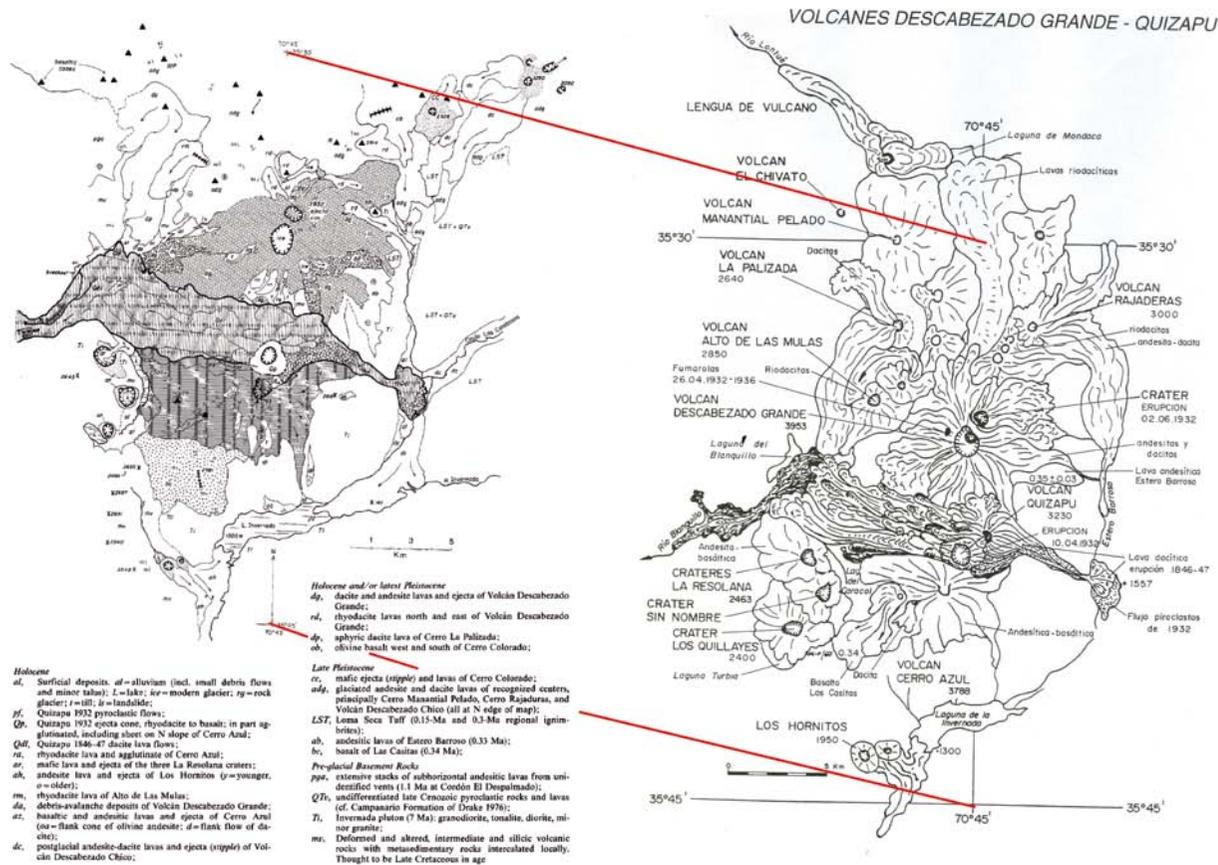


ILUSTRACIÓN 7. MAPA GEOLÓGICO (IZQ) Y ESQUEMÁTICO (DER) DEL CVDGQA. MODIFICADO DE HILDRETH & DRAKE (1992) Y GONZALEZ-FERRÁN (1995).

II.3.3.4 COMPLEJO SAN PEDRO-PELLADO (CSPT; 35°59'21"S, 70°50'58"W,3621)

El complejo volcánico San Pedro- Pellado (o San Pedro-Tatara) ha estado activo desde el Plioceno al Holoceno y sobreyace el estratovolcán Pellado que se encuentra profundamente erosionado (Siebert, Simkin, & Kimberly, 2011); ambos fueron construidos dentro de la caldera Rio Colorado, de 6x12 Km la cual fue formada hace aproximadamente 0.5 Ma (Siebert, Simkin, & Kimberly, 2011).

i. Volcán Tatara (90 Ka-19 Ka)

Corresponde a un volcán escudo de composición andesítica-basáltica ubicado en el extremo oeste del complejo (Ilustración 8). Contiene secuencias apiladas de más de 100 flujos, formando un relieve de más de 1500 m. El edificio más joven presenta un diámetro basal de 10 Km y comprende aproximadamente 22 Km³ de lavas y flujos piroclásticos (Singer et al. 1997). Las lavas del Tatara están caracterizadas por sus diversas tendencias composicionales, tanto de elementos mayores como trazas (Ferguson et al., 1992). Las lavas muestreadas por Singer et al. (1997) presentan edades K/Ar desde 90 ± 18 Ka a 19 ± 13 Ka.

ii. Volcán San Pedro

Corresponde a un estratovolcán andesítico Holoceno, ubicado a 1 Km al Este del Tatara y cuyo crater se encuentra relleno por glaciares. El edificio volcánico presenta un volumen de 1.5 Km³ y contiene un cono joven de escoria que refleja las erupciones más recientes del volcán (Siebert, Simkin, & Kimberly, 2011). La actividad eruptiva de este volcán presenta dos fases; temprana y tardía (Qeh y Qlh en Ilustración 8). La actividad magmática comienza con una serie de flujos de lava andesítica a dacítica que dieron origen a la pendiente sur del volcán San Pedro (Singer et al. 1997). Aparentemente, el flanco este del cono sufrió un colapso en respuesta a una renovada actividad magmática originando una avalancha de detritos holocena de aproximadamente 5 Km³ que relleno la Cuenca del Rio del Puente hacia el Sur, seguida de erupciones que originaron un escarpe en el flanco este y produjo flujos de lava por el drenaje del Estero Pellado (Siebert, Simkin, & Kimberly, 2011). No se tienen registros de erupciones historicas.

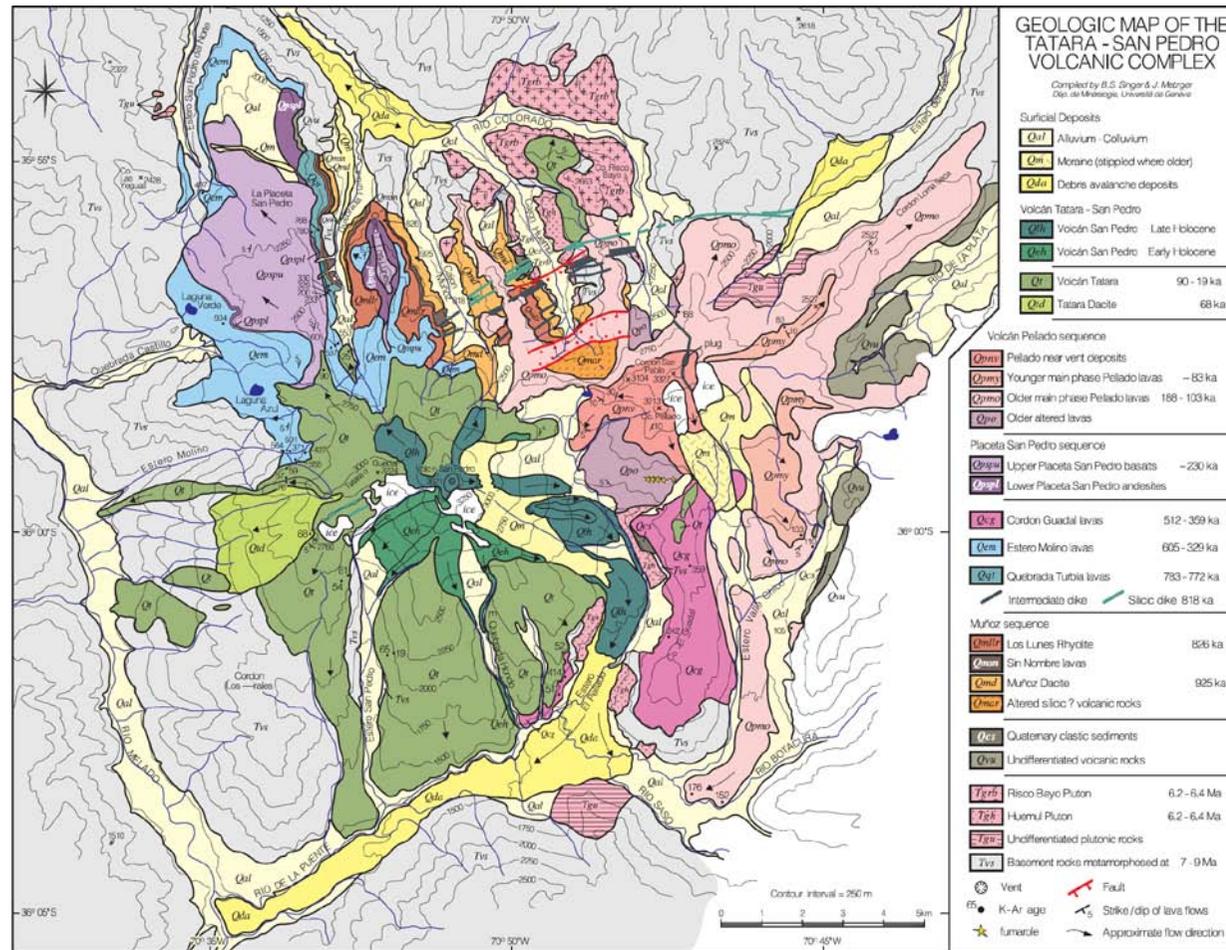


ILUSTRACIÓN 8. MAPA GEOLÓGICO DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TATARA-SAN PEDRO. BASE TOPOGRÁFICA DEL INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR; 1:50.000. (SINGER ET AL, 1997)

II.3.3.5 VOLCÁN LAGUNA DEL MAULE (36°1´S, 70°35´ W, 3092 M.S.N.M.)

Corresponde a una caldera de 15 x 25 Km que contiene un enjambre de pequeños estratovolcanes, domos de lava y conos piroclásticos de edad Pleistocena a holocena (Haraldur Sigurdsson, 2000). La mayor parte de la caldera se encuentra en el lado Chileno de la frontera y se extiende parcialmente hacia Argentina (Ilustración 9). 14 flujos basálticos Pleistocenos han sido eruptados a lo largo de la zona superior del valle del Rio Maule. Un enjambre de conos cinder de edad Pleistocena fueron construidos en el lado NW del Lago Maule (Ilustración 9), que ocupa parte del sector norte de la caldera. La actividad más reciente produjo un cráter de explosión en el lado Este del lago y una serie de domos riolíticos Holocenos y flujos de bloques de lava que rodean la Laguna del Maule (Siebert, Simkin, & Kimberly, 2011). Lopez y Munizaga (1983) distinguieron cuatro unidades en el complejo Laguna del Maule: La unidad I está representada por un conjunto de 14 flujos de lava de carácter basáltico, que rellenan la vertiente superior del valle del rio Maule (Lopez & Munizaga, 1983). La unidad II está representada por una serie de pequeños conos piroclásticos ± lava de carácter basáltico de una edad postglacial y un volumen de 5 Km³ (Munizaga, 1978). La unidad III está representada por una serie de flujos de lava, la mayoría lavas de bloque, localizadas alrededor de la Laguna del Maule. Su volumen es de unos 25-30 Km³ (Lopez & Munizaga, 1983). La Loma de los espejos, la Colada Occidental, el Domo del Maule, la Colada dendriforme, la Colada Las Nieblas, el Volcán Limitrofe o cerro Barrancas, la Colada Cari-Launa y el cráter de explosión Cari-Launa pertenecen a esta unidad (Lopez & Munizaga, 1983). Por ultimo la unidad IV es la mas pequeña en extensión areal y corresponde a un cuello volcánico y una serie de diques, que afloran en la cuesta los Condores al costado Sur de la unidad I.

II.3.3.6 COMPLEJO VOLCÁNICO NEVADO DE LONGAVÍ - LOMAS BLANCAS

i. Nevado de Longaví (36°11'35"S, 71°9'39"W, 3245 m.s.n.m.)

El estratovolcán cuaternario Nevado de Longaví ha emitido magmas de composición basáltica a dacítica, si bien los productos predominantes son andesíticos. El edificio volcanico esta construido sobre un basamento de rocas terciarias volcanoclasticas y

graníticas (Siebert, Simkin, & Kimberly, 2011). La anfíbola es fenocristal común en andesitas de todo el volcán, y es la fase máfica predominante en dacitas de edad holocena y en enclaves máficos coetáneos (Sellés et al, 2004). Si bien las lavas máficas del Nevado de Longaví son, en términos generales, similares a otros basaltos de la ZVS, las lavas intermedias y evolucionadas exhiben valores sistemáticamente bajos de elementos incompatibles (Sellés et al, 2004). Dos eventos de colapso de edificio modificaron los flancos Este y Sureste de un volcán pre-Holoceno, posteriormente se formó un domo Holoceno en la cumbre (Ilustración 10). Las últimas erupciones de este volcán generaron un domo de lava en la zona superior del escarpe de colapso y la cumbre colapsó parcialmente formando depósitos de bloques y flujos de ceniza (Ilustración 10) (Sellés et al, 2004). No se tienen registros de erupciones históricas.

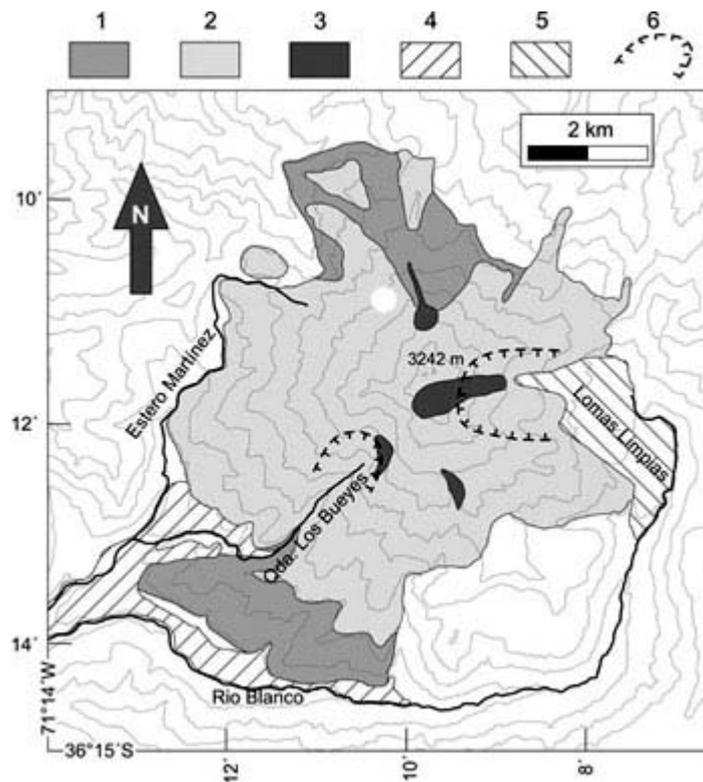


ILUSTRACIÓN 9. MAPA ESQUEMÁTICO DEL VOLCÁN NEVADO DE LONGAVÍ MOSTRANDO DISTINTAS UNIDADES. (1)UNIDADES RECIENTES; PRINCIPALMENTE FLUJOS DE LAVA ANDESÍTICA. (2)ANDESITAS DEL CONO PRINCIPAL. (3)DOMOS ANDESÍTICOS A DACÍTICOS UBICADOS EN LA CUMBRE; DOMO CENTRAL PRESUMIBLEMENTE HOLOCENO. (4)DEPÓSITOS DE TERRAZA PRE-HOLOCELOS. (5)DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS HOLOCENOS. (6)-ESCARPES DE COLAPSO. CURVAS DE NIVEL CADA 200 M. MODIFICADO DESELLÉS ET AL, 2004.

ii. Volcán Lomas Blancas (36°17'9"S, 71°0'34"W, 2268 m.s.n.m.)

Corresponde a un pequeño estratovolcán de edad Pleistoceno tardío a Holoceno (Siebert, Simkin, & Kimberly, 2011), con laderas de poca pendiente y base semicuadrada, con una depresión central, probablemente originada por colapso (Gardeweg, 1980). Se encuentra afectado por erosión glacial y sus rocas están, en parte, cubiertas por depósitos glaciales y por materiales piroclásticos, no consolidados, de color blanco (Muñoz & Niemeyer, 1984). Esta formado exclusivamente por coladas de lavas de composición andesítico-basáltica, basáltica y andesítica (Muñoz & Niemeyer, 1984). Las rocas tienen textura porfírica a microporfírica, ocasionalmente seriada, compuestas por diversas cantidades de fenocristales de Plagioclasa, olivino con o sin borde de reacción, ortopiroxeno, clinopiroxeno y minerales opacos (Muñoz & Niemeyer, 1984). Varias coladas de lava rellenan partes del sector occidental del valle del estero Gangas, estando afectadas por una falla normal, con escarpe claramente visible, que corre paralela y por el valle de dicho estero (Gardeweg, 1980). Fallas normales de orientación aproximada Este-Oeste, ponen en contacto, en el extremo sur del volcán, las coladas de lavas con unidades más antiguas (Muñoz & Niemeyer, 1984).

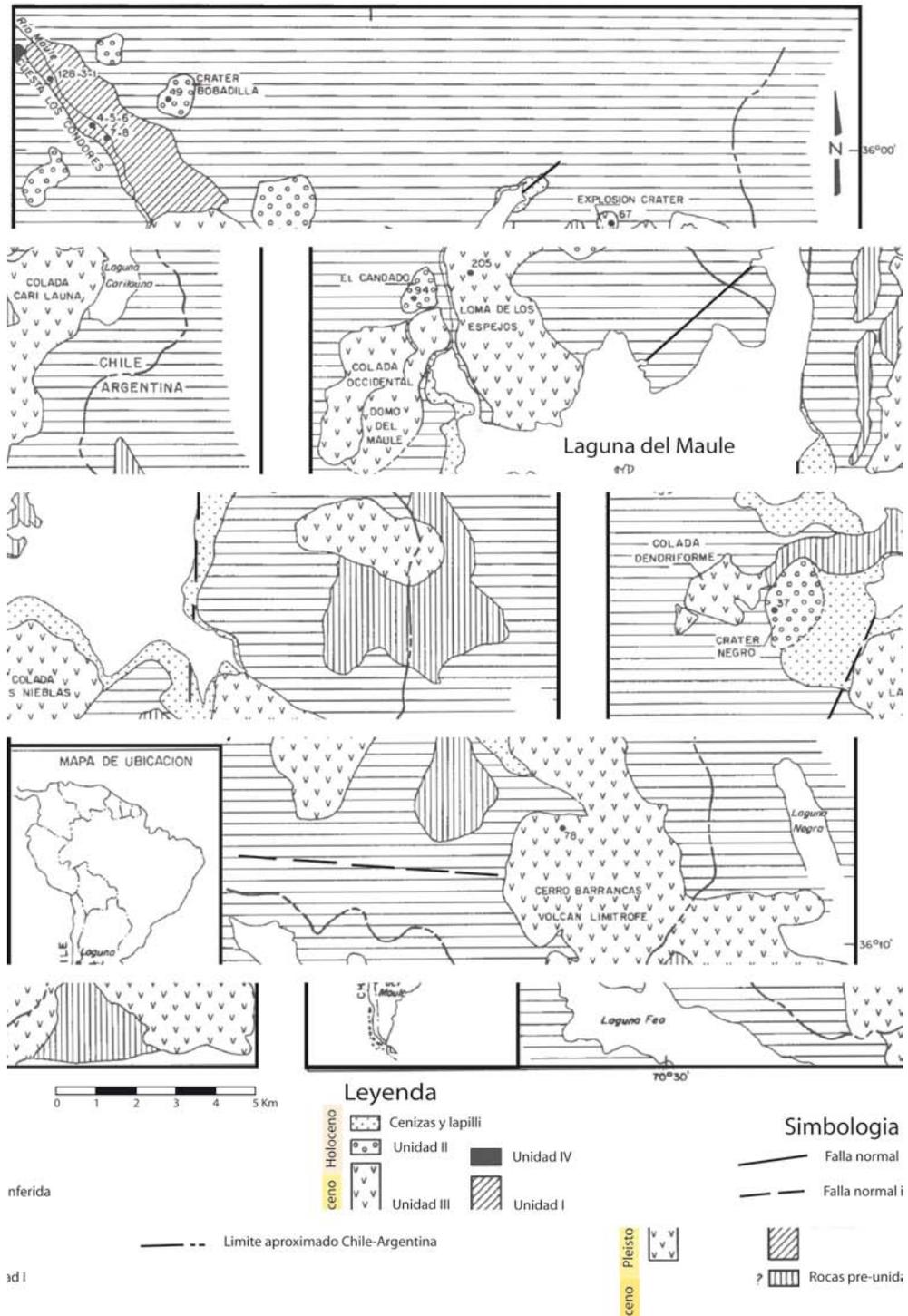


ILUSTRACIÓN 10. ESQUEMA SIMPLIFICADO DEL COMPLEJO LAGUNA DEL MAULE, CON LA UBICACIÓN DE LAS CUATRO UNIDADES DESCRITAS EN EL TEXTO. MODIFICADO DE MUNIZAGA (1978) Y LOPEZ Y MUNIZAGA (1983).

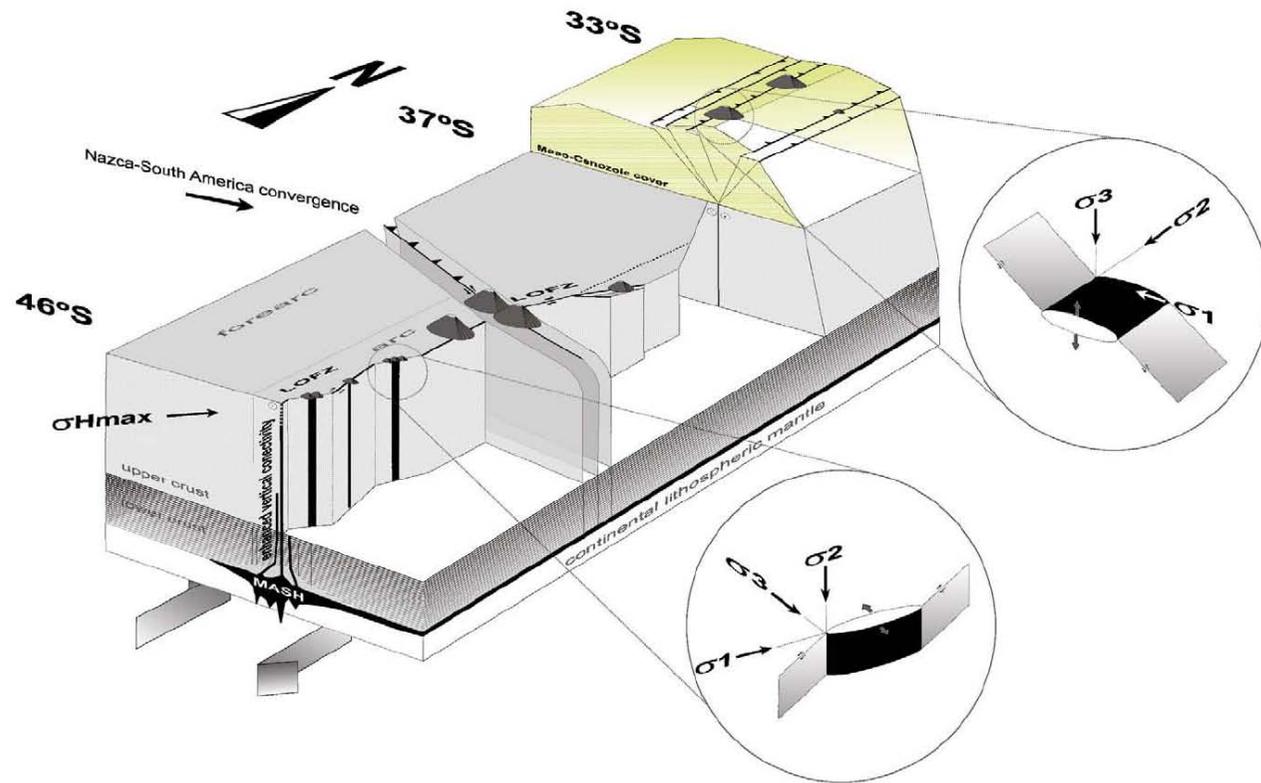


ILUSTRACIÓN 11. IMAGEN DE LOS FACTORES QUE CONTROLAN EL VOLCANISMO EN LA ZVS. ENTRE LOS 33°-34°30'S EXISTE UNA COMPRESIÓN ESTE-OESTE CARACTERIZADA POR LA SISMICIDAD ACTUAL Y LOS MAGMAS QUE ASCIENDEN A TRAVÉS DE RESERVORIOS HORIZONTALES CONECTADOS POR FALLAS INVERSAS ANTIGUAS Y ACTIVAS. LOS VOLCANES EN LA ZONA DE ESTUDIO SE ENCUENTRAN SOBRE FALLAS INVERSAS ANTIGUAS Y/O FALLAS DE BASAMENTO CON UN RUMBO N-NO QUE SE CONECTAN CON GRIETAS DE TENSIÓN CON RUMBO N-NE, QUE SERVIRÍAN DE CANALES PARA EL ASCENSO DE MAGMAS. POR ÚLTIMO AL SUR DE LOS 37°S, LOS ESTRATOVOLCANES ESTÁN ASOCIADOS TANTO A GRIETAS DE TENSIÓN N-NE O ESTRUCTURAS DEL BASAMENTO N-NO SOBRE LA LOFZ (CEBRANO ET AL., 2009).

II.3.4 ESTRATIGRAFÍA

II.3.4.1 FORMACIÓN VALLE GRANDE (GONZÁLEZ Y VERGARA, 1961)

Con este nombre se designa a un conjunto de rocas sedimentarias clásticas marinas fosilíferas y evaporitas. Esta formación corresponde a la unidad estratigráfica fosilífera más antigua de la zona. Su base está compuesta de areniscas con variaciones de color desde pardo amarillento a azul negruzco y verde claro. Además presenta intercalaciones de restos vegetales carbonizados y alternaciones de areniscas calcáreas, lutitas y calizas fosilíferas. Este nivel corresponde al Miembro Inferior de la Formación Valle Grande. La Formación Valle Grande fue definida por González y Vergara (1962) en la localidad homónima, y subdividida en un miembro inferior y uno superior. El miembro inferior fue definido en la ladera oeste de Valle Grande y está constituido por un conjunto de areniscas multicolores, conglomerados y calizas fosilíferas. El miembro superior fue definido en la ladera este del mismo valle y consta de gruesos mantos de yeso con algunas intercalaciones de calizas

La edad de la Formación Valle Grande puede acotarse según los fósiles encontrados en el Miembro inferior con una edad Caloviano inferior a superior. En tanto para el Miembro Superior, se puede establecer una correlación con el miembro Santa Elena, de la Formación Nacientes del Teno descrita por Klohn (1960), con el miembro medio de la Formación Lagunillas (Aguirre, 1960) y con las Formaciones Auquilco (Groeber, 1946) o Yeso Principal (Schiller, 1912) correspondientes a una edad Oxfordiana.

La sedimentación de areniscas, conglomerados multicolores, calizas y lutitas fosilíferas marinas de la Formación Valle Grande supone una depositación en un medio marino de baja profundidad, como lo es una plataforma carbonatada marina y los subsistemas que en ella se desarrollan (González y Vergara, 1962). Los niveles de yeso implicarían un desecamiento regresivo del sistema carbonático. Lo anterior indicaría que durante el Caloviano habría ocurrido una transgresión marina, seguido en el Oxfordiano superior por una fase inicial de sedimentación exclusivamente evaporítica producida quizás por el comienzo de una regresión marina (González y Vergara, 1962; Legarreta y Uliana, 1996; Palma et al., 2007).

II.3.4.2 FORMACIÓN VEGA NEGRA (GONZÁLEZ Y VERGARA, 1962)

Corresponde a una potente secuencia continental constituida por conglomerados y brechas conglomerádicas gruesas a medianas, con intercalaciones de areniscas y limolitas de tonalidades rojizas. Estas últimas presentan algunas estructuras sedimentarias como grietas de desecación, impresiones de gotas de lluvia, clastos imbricados y estratificación cruzada. El espesor mínimo observado de esta formación es 1000 m. En cuanto a sus relaciones de contacto, la Formación Vega Negra sobreyace a la Formación Valle Grande, mientras que en la cabecera del Estero Debia, se encuentra bajo rocas sedimentarias calcáreas y detrito-calcáreas de la Unidad Debia (Ilustración 13). Dada estas relaciones de contacto es posible correlacionar esta unidad con la Formación Río Damas definida por Klohn (1960) cuya edad es Oxfordiano superior-Titoniano inferior.

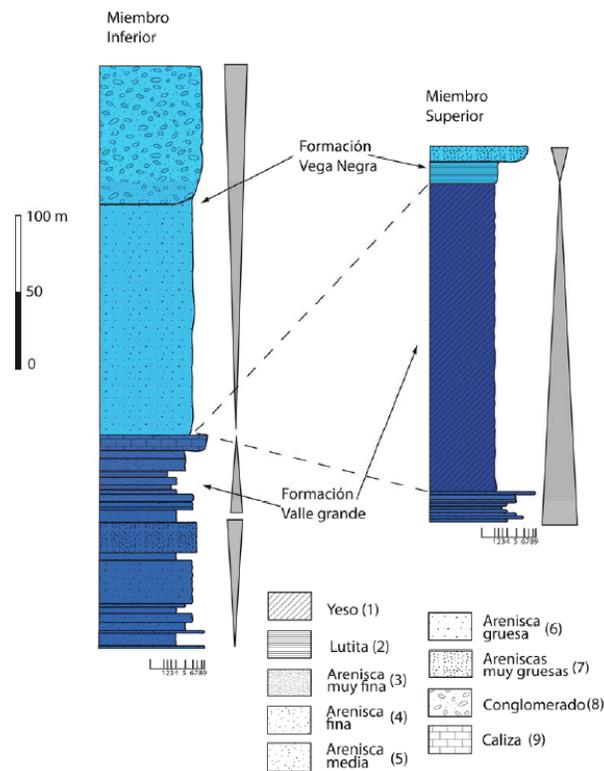


ILUSTRACIÓN 12. COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS DE LOS MIEMBROS DE LA FORMACIÓN VALLE GRANDE. (TAPIA, 2010).

II.3.4.3 UNIDAD DEBIA (TAPIA, 2010)

En la cabecera del Estero Debia, cercano a la frontera con Argentina, aflora una secuencia que presenta estratificación fina en bancos de 30 a 50 cm de espesor compuesta de areniscas calcáreas, calizas, lutitas calcáreas de color negro y areniscas gruesas, en la parte superior de la misma. La secuencia sedimentaria tiene un espesor observable de 300 m y subyace concordantemente rocas sedimentarias rojas pertenecientes a la Formación Vega Negra. Por su ubicación estratigráfica y litología, es probable que esta unidad sea correlacionable con los depósitos marinos del Titoniano-Hauteriviano de la Formación Baños del Flaco (Davidson, 1971; Charrier et al., 1996, Piquer et al., 2010), descritos más al norte entre los valles de los ríos Teno y Tinguiririca.



ILUSTRACIÓN 13. (A) VISTA PANORÁMICA AL NORTE DEL CONTACTO DE LA FORMACIÓN VALLE GRANDE Y VEGA NEGRA EN LA LADERA OESTE DE VALLE GRANDE. (B) CONTACTO ENTRE LA FORMACIÓN VEGA NEGRA Y LA UNIDAD DEBÍA, EN LA CABECERA DEL ESTERO HOMÓNIMO. ADEMÁS SE OBSERVA LA DISCORDANCIA ENTRE LAS UNIDADES MESOZOICAS Y LOS DEPÓSITOS VOLCÁNICOS DE LA FORMACIÓN LOMA SECA. (TAPIA, 2010)

II.3.4.4 FORMACIÓN RÍO DAMAS (KLOHN, 1960)

Se denomina Formación Río Damas al conjunto de rocas sedimentarias clásticas continentales finas y gruesas, con intercalaciones de volcanitas. Los materiales de esta formación han sido depositados esencialmente en un ambiente terrestre subaéreo y lagunar.

Según Klohn (1960), esta formación habría sido depositada durante el Kimmeridgiano, pues a pesar de no haberse encontrado fósiles en ella, es posible establecer relaciones estratigráficas verticales con la Formación Nacientes del Teno la cual está subyaciendo la Formación Río Damas de edad oxfordiana en su miembro superior. Por otro lado, los niveles superiores de la formación en cuestión estarían depositados bajo estratos marinos titonianos-neocomianos, como por ejemplo en el sector de río Leñas, de Baños del Flaco y de la Mina en el curso superior del Maule.

II.3.4.5 FORMACIÓN COLIMAPU (KLOHN, 1960)

Esta Formación fue definida por Klohn (1960) y está representada por un conjunto de sedimentos clásticos continentales. Se distingue así, un Miembro Inferior compuesto principalmente por lutitas y areniscas tobíferas rojas. En la parte media y superior, correspondiente al Miembro Superior, se encuentran areniscas finas a gruesas, areniscas oolíticas y sedimentos de grano gruesos con algunos lentes de calizas lagunares grises claras e intercalaciones de tobas grises moradas (González & Vergara, 1962).

Esta Formación se dispone concordante sobre la Formación Baños del Flaco, en tanto su techo se apoyan las unidades de la Formación Coya-Machalí y su equivalente, la Formación Plan de los Yeuques. Según Charrier y Lillo (1973) existiría una discordancia entre la Formación Colimapu y la Formación Coya-Machalí, sin embargo González y Vergara (1962) afirman que la Formación Plan de los Yeuques se dispone concordantemente sobre las brechas y tobas de queratófidos que constituyen la base de la Formación Colimapu.

La edad de la Formación Colimapu se obtiene en base al hallazgo de fósiles que según Martínez y Osorio (1963) corresponderían a Carófitas de edad albiana.

II.3.4.6 FORMACIÓN PLAN DE LOS YEUQUES (GONZÁLEZ Y VERGARA 1962)

Corresponde a rocas volcánicas continentales, efusivas y piroclásticas de carácter ácido, con intercalaciones de sedimentos continentales. Su base está constituida por brechas y tobas de queratófidos dispuestas concordantemente sobre la Formación Colimapu. Asimismo, el techo de esta formación subyace concordantemente a la Formación Abanico, sin embargo al sur de los 36°15' Lat. S., aparece en discordancia bajo la Formación Cola de Zorro.

En los valles de los ríos Teno y Maule esta formación descansa concordantemente sobre los sedimentos clásticos continentales de la Formación Colimapu que a su vez, se superpone en concordancia a calizas neocomianas cuyos niveles más altos corresponden al Hauteriviano. De acuerdo a lo anterior, González y Vergara (1962) asignan a esta formación una posición estratigráfica ubicada en el Neocomiano superior.

II.3.4.7 FORMACIÓN ABANICO (AGUIRRE, 1960; GONZÁLEZ Y VERGARA 1962)

Corresponde principalmente a rocas volcánicas y volcanoclásticas, con menor cantidad de lutitas, areniscas finas y calizas en su base. Esta secuencia fue dividida en tres unidades de acuerdo con sus características litológicas, las cuales se describen a continuación:

i. Unidad El Afligido

Corresponde a una serie de estratos delgados que afloran en las cercanías de la Cuesta El Afligido, ubicadas en la ladera norte del valle del río Colorado. Su litología consta de fangolitas con laminación milimétrica, lutitas negras, areniscas finas de color rojo y verde. El espesor de esta unidad es de 175 m. La base es desconocida y se encuentra en contacto por falla con rocas de la Formación Río Damas.

ii. Unidad El Guanaco

Corresponde a brechas y areniscas brechosas rojas y grises, con clastos de 5 a 20 cm de composición principalmente andesítica con intercalaciones de tobas de color rojizo. En su base, en el contacto con la Unidad El Afligido, afloran areniscas gruesas de color rojo. La mejor exposición de esta unidad es frente al Estero El Guanaco, en la ladera norte del valle del río

Colorado y su espesor es de 1100 m. Esta unidad se encuentra concordante sobre la Unidad El Afligido y bajo la Unidad Los Lunes.

iii. Unidad Los Lunes

Esta unidad aflora en las cercanías del Estero Los Lunes, frente al Puente Las Yeguas. Consta principalmente de tobas de lapilli y cristalinas de color morado rojizo. El espesor de esta unidad es de 775 m. El techo de esta unidad es desconocida ya que se extiende más allá del área de estudio.

Todas las unidades descritas anteriormente se disponen discordantemente bajo rocas volcánicas Pliocenas-Pleistocenas en la parte superior de los cerros que conforman el valle del río Colorado.

Debido a la ausencia fosilífera, la edad asignada a esta formación se obtiene en base a su posición estratigráfica y actitud tectónica. Puesto que la Formación Abanico se encuentra superpuesta a formaciones neocomianas superiores como Colimapu y Plan de los Yeuques, se ha fijado un límite inferior post-Neocomiano. Por otra parte, dataciones en cuerpos intrusivos que atraviesan la formación superpuesta a una unidad volcánica análoga a la de Abanico, se obtienen correlaciones que indicarían que la formación en cuestión sería pre-cretácica media.

II.3.4.8 FORMACIÓN CORONA DEL FRAILE

Conjunto de rocas sedimentarias clásticas que poseen su mayor desarrollo en los cerros al oriente de los leños, entre los ríos Teno y Claro y que corresponde al lugar tipo por el cual se designó a estos estratos. Las rocas involucradas en esta formación corresponden principalmente a brechas, conglomerados y areniscas medias, con niveles de tobas y brechas con matriz tufítica así como tobas de lapilli. Esos estratos se caracterizan por un color gris verdoso claro y una disposición subhorizontal.

El límite inferior está marcado por una suave discordancia angular y de erosión que la separa de la Formación Abanico subyacente. En tanto el techo quedaría indefinido pues en el área de estudio en que fue descrita termina en la superficie actual de erosión.

Su ubicación cronológica se estima según su posición estratigráfica ya que no hay registro fósil. Así, es posible asignarle una edad post-Abanico y, según su litología y ubicación, correlacionarla con la Formación Farellones descrita por Klohn (1960) y Aguirre (1960).

II.3.4.9 FORMACIÓN COLA DE ZORRO (GONZÁLEZ Y VERGARA, 1962)

Se denomina Formación Cola de Zorro al conjunto de rocas volcánicas andesíticas basálticas, compuestas principalmente por coladas de andesitas basálticas, basaltos con piroxenos y rocas piroclásticas de similar composición. Esta formación se caracteriza por presentar secuencias bien estratificadas de actitud tectónica horizontal a subhorizontal y gran extensión areal.

Su posición estratigráfica superpuesta en discordancia sobre la Formación Malla-Malla, de edad Eocena, fijaría un límite inferior post-eocénico. Además en base a relaciones estructurales y a la erosión glacial, González y Vergara (1962) consideran esta formación con una edad Plioceno-Pleistoceno.

II.3.4.10 FORMACIÓN VETA NEGRA (BRAVO 2001)

En el área de estudio, Bravo (2001) reconoce distintas formaciones que pudieran correlacionarse con Veta Negra. Estas unidades cretácicas corresponden a las Formaciones El Culenar, Estratos de Litú e Ignimbritas del Cerro Caupolicán.

i. Formación Ignimbritas del Cerro Caupolicán

Conjunto de tobas soldadas y bancos de rocas sedimentarias epiclásticas bien estratificadas. Comprende sucesiones de areniscas volcánicas continentales y tobas de ceniza y cristales de color rojo y pardo rojizo.

En el sector La Culebra, se dispone en contacto aparentemente concordante sobre tobas de ceniza y de lapilli de los Estratos de El Laurel. Así mismo, su techo también muestra un

contacto concordante entre tobas soldadas pardo rojizas a gris claro bajo andesitas porfídicas y afaníticas gris verdosas y moradas de los Estratos de Litú.

ii. Formación Estratos de Litú

Se Define como una secuencia estratificada de brechas volcánicas y tobas de ceniza con intercalaciones de lavas porfídicas y escasas areniscas, todas las rocas presentan un característico color gris morado a gris claro rosado. Se distribuye en una franja discontinua parcialmente intruida por cuerpos intrusivos. Además, se observan que fallas regionales N-S afectan a rocas de esta unidad. La base está dispuesta en contacto concordante sobre tobas soldadas o areniscas tobaceas de la unidad infrayacente Ignimbritas del Cerro Caupolicán. El techo de esta unidad se reconoce en la quebrada Tutucura en Litú. y se describe como un contacto concordante de tobas vítreas y cristalinas con andesitas porfídicas y brechas volcánicas de los Estratos de El Culenar.

iii. Formación El Culenar

Comprende un conjunto de brechas volcánicas de color gris claro a gris verdoso con andesitas porfídicas y afaníticas también de color gris verdoso. En la ribera sur del río Mataquito se estima una potencia de 2200m. Se reconoce ininterrumpidamente desde el río Mataquito hasta el río Claro conformando una franja en sentido N20°E.

Su base está marcada por un contacto concordante sobre tobas de lapilli bandeadas pertenecientes a los Estratos de Litú. El techo es el contacto concordante bajo tobas de lapilli grises de la Formación Lo Valle. Así, los Estratos de Litú y El Culenar, se correlacionarían litológicamente con el miembro superior de Veta Negra (Miembro Ocoa) y Las Igimbritas del Cerro Caupolicán con el miembro inferior Purehue. Además, a estas Formaciones se les puede asignar una edad Barremiano-Albiano por su relación con Lo Prado y Veta Negra.

II.3.4.11 FORMACIÓN FARELLONES (KLOHN 1960) ESCOBAR

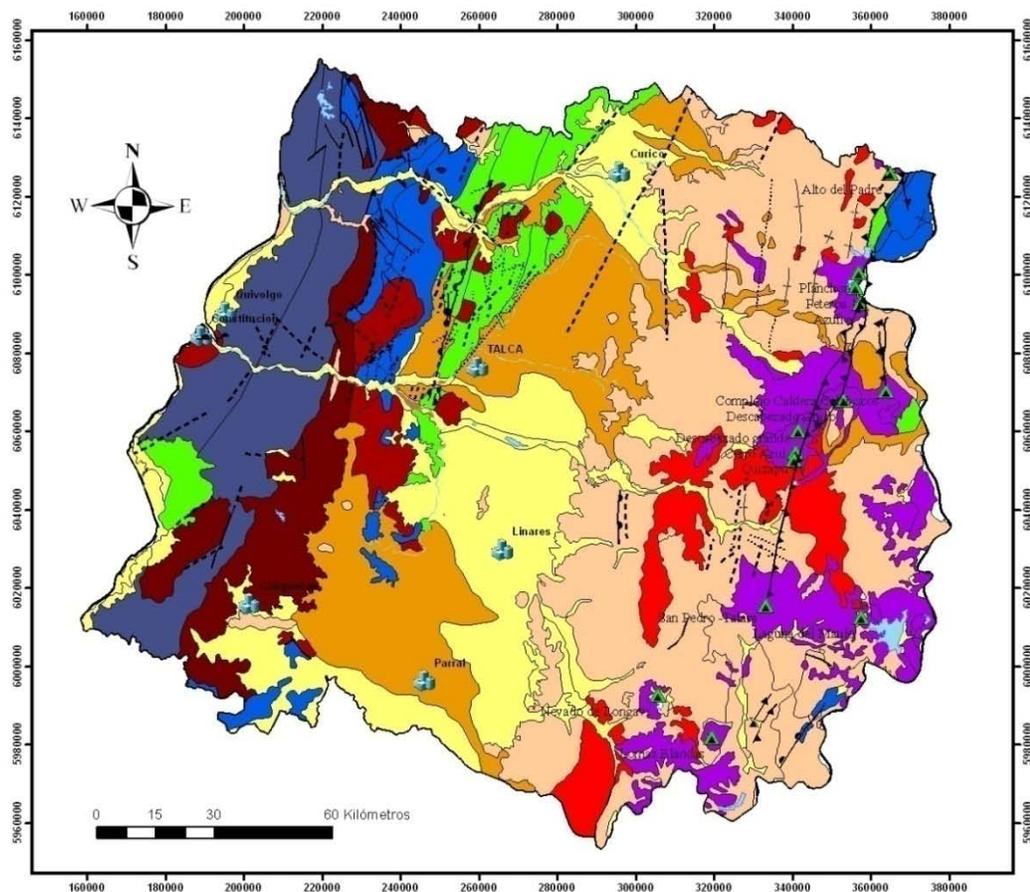
Esta formación fue definida por Klohn (1960) como “una potente unidad constituida por sedimentitas clásticas terrígenas, lavas andesíticas, riolíticas y basálticas y rocas piroclásticas

que alternan con sedimentos derivados de la descomposición de estas rocas efusivas. Existen además sedimentos lagunares consistentes en arenisca, lutita, tufita y delgadas capas de caliza.”

La base de esta formación se apoya en discordancia angular sobre la Formación La Lajuela, en la Cordillera de la Costa, y sobre las formaciones Coya-Machalí y Abanico en la Cordillera Principal. Su techo corresponde a la superficie de erosión actual y se encuentra intruida por cuerpos pertenecientes al Batolito Andino.

Dataciones radiométricas realizadas por Drake et al (1976) indicarían que las rocas del techo de la Formación Farellones tendrían edades de 17,3 Ma., en tanto para la base se obtienen valores de 18,5 Ma. Según lo anterior es posible asignarle una edad Mioceno Inferior.

Mapa geológico Región del Maule



Leyenda

- Depósitos piroclásticos y de avalancha volcánica
- Depósitos fluviales, aluviales y morrénicos
- Secuencia volcano-sedimentaria neógena
- Volcanismo Cuaternario
- Intrusiones Cenozoicas
- Intrusiones Mesozoicas
- Secuencia estratigráfica Cretácica
- Secuencia estratigráfica Triásica-Jurásica
- Intrusiones Paleozoicas
- Complejo metamórfico Paleozoico-Triásico

Simbología

- Falla inferida
 - Falla observada
 - ▲▲ Falla inversa
 - ▼▼ Falla normal
 - ++ Anticlinal
 - Sinclinal
 - Lineamiento
 - Centro urbano
 - Principales centros eruptivos
- Datum WGS84
Escala 1:1.000.000

ILUSTRACIÓN 14. MAPA GEOLÓGICO DE LA REGIÓN DEL MAULE. MODIFICADO DE; GONZALES Y VERGARA, 1962; ESCOBAR ET AL. 1977; MOREL, 1981; BRAVO, 2001; GONZALES, 2008; MAPA GEOLÓGICO DE CHILE. CARTA GEOLÓGICA DE CHILE, SERIE GEOLOGÍA BÁSICA N°75, SERNAGEOMIN, 2002; BENAVENTE, 2010.

II.4 TOPOGRAFÍA, CLIMA E HIDROGRAFÍA.

II.4.1 TOPOGRAFÍA

La Cordillera de los Andes, en la región del Maule, presenta alturas promedio que no sobrepasan los 4.000 msnm, a excepción del volcán Peteroa (4090 metros), siguiéndole en importancia el Descabezado Grande con 3.830 metros (Ilustración 15). La actividad volcánica y la acción glaciaria han generado lagunas cordilleranas en la zona, como la laguna de Teno a los pies del volcán Planchón, la Laguna del Maule, Laguna Invernada y Laguna Dial.

Entre la precordillera y la Cordillera de la Costa se presenta el valle longitudinal, alcanzando un ancho de 40 km frente a Linares con un largo de 170 km (Ilustración 15). Presenta un relieve plano sólo interrumpido por los numerosos ríos que lo atraviesan en sentido este-oeste, sin embargo hacia la parte central y sur de la región aparece entre la depresión intermedia y la Cordillera de los Andes, un relieve precordillerano de alturas de entre 400 y 1.000 msnm, que le quita limpieza a la depresión intermedia y que se conoce con el nombre de "La Montaña"(Ilustración 15).

La Cordillera de la Costa se presenta baja (entre 300 y 700 m) con colinajes suaves que originan cuencas y valles. Está dividida en dos cordones, especialmente entre los ríos Maule e Itata (VIII Región), donde da origen a las cuencas de Cauquenes (al sur de la región) y Quirihue, las cuales presentan especiales condiciones microclimáticas. Las principales alturas no sobrepasan los 900 msnm, como el cerro Guacho de 819m.

Las planicies litorales tienen un amplio desarrollo con terrazas que alcanzan los 200 metros con un ancho aproximado de 5 kilómetros e interrumpida por ríos que desembocan en el mar. Las playas se presentan extensas como es el caso de Constitución. La presencia de dunas se da especialmente en Putú, Chanco, y Curanipe, que alternan la costa.

II.4.2 HIDROGRAFÍA²

La Región del Maule cuenta con dos sistemas hidrográficos: el río Mataquito al norte y el río Maule en el centro.

El río Mataquito es de régimen mixto y sus afluentes son el río Teno y el Lontué. Tiene una hoya hidrográfica de 6.200 km² de superficie y el caudal medio es de 153 m³/seg. Desemboca en el mar al sur de la laguna de Vichuquén. Sus aguas son utilizadas para el regadío de cultivos en el valle, abarcando una superficie de regadío de 100.000 hectáreas.

El río Maule es uno de los más importantes en el país. Su hoya hidrográfica abarca una superficie de 20.300 km² y posee un caudal medio de 467 m³/seg. Nace en la Cordillera de los Andes y tiene como tributarios en su curso superior a los ríos Puelche, Los Cipreses, Claro y Melado; en el Valle Longitudinal tiene como afluentes el río Loncomilla, para finalmente desembocar en el mar en Constitución con un ancho de 200 metros. Las aguas del Maule son utilizadas para el riego de los terrenos agrícolas, aunque también son aprovechadas para la producción de energía hidroeléctrica en la central Cipreses (101.4 Mw de potencia), y la Central Isla (68 Mw de potencia).

II.4.3 CLIMA^{1,2}

Debido a la menor elevación que alcanzan en esta Región ambas cordilleras, que no son suficientes para definir climas diferentes en las zonas que ocupan, en la VII Región se ha identificado un solo tipo climático, que corresponde al templado cálido con estación seca de 4 a 5 meses, aunque las diferencias de relieve y de latitud en la Región definen diferencias apreciables en los montos anuales de agua caída y en la duración de estación seca

En esta Región, las precipitaciones son casi exclusivamente de origen frontal, y más abundante en invierno. El total de las precipitaciones entre mayo y agosto alcanza hasta un 75% del total anual, lo que indica que en estas latitudes las precipitaciones que no son invernales

¹(Dirección Meteorológica de Chile, 2011).

²(Biblioteca del Congreso Nacional de Chile, Sistema Integrado de Información Territorial)

alcanzan ya cierta importancia. Entre octubre y marzo ocurre la estación seca, que se prolonga por 4 hasta 6 meses, en que llueve menos de 40 mm mensuales. En invierno se presentan intensos nevazones en la cordillera que se constituyen en importantes reservas hídricas para la temporada estival y definen el desarrollo de los sistemas fluviales de la zona.

Los montos anuales de precipitación, que en la costa superan los 800 mm, como en Constitución y el Cabo Carranza, disminuyen a 700 mm en Cauquenes, al lado oriental de la Cordillera de la Costa; aumentan nuevamente a 720 ó 730 mm. en Curicó y Talca, superan los 1.000 mm en Linares y Panimávida y los 2.500 mm en la alta cordillera.

Las temperaturas medias anuales varían entre unos 13° y 15° C, observándose algunos sectores como Talca, con temperaturas mayores a las de Santiago, en especial en verano. Los valores menores de temperatura media corresponden a la franja costera y la cordillera y los valores mayores se presentan en la depresión intermedia.

La cercanía del océano y la continentalidad también determinan diferentes niveles de amplitud térmica. La diferencia térmica entre el mes más cálido y el más frío es de 5° a 7° C en la costa (Constitución y Punta Carranza), en cambio alcanza los 13° en Curicó y Cauquenes y 14° en Talca y Linares. También la oscilación térmica diaria es desigual: la diferencia media entre las máximas y las mínimas es inferior a 11° C en Constitución y supera los 14° C en Curicó y Talca.

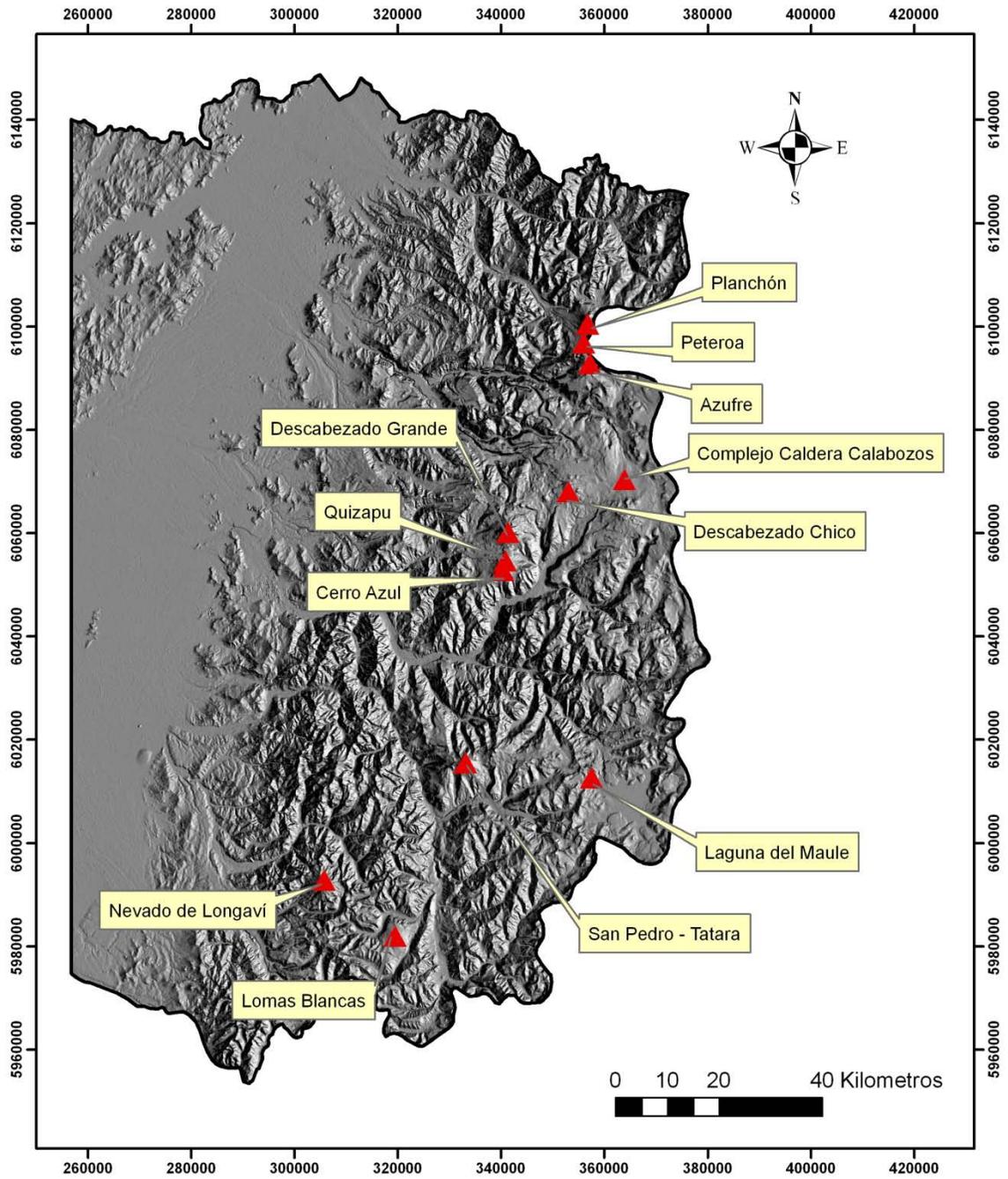


ILUSTRACIÓN 15. IMAGEN TIPO HILLSHADE DE LA ZONA VOLCÁNICA EN LA REGIÓN DE ESTUDIO. SE INDICAN LOS PRINCIPALES CENTROS ERUPTIVOS. IMAGEN OBTENIDA MEDIANTE PROGRAMA DE SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA ARCGIS 9.3

III GEOQUÍMICA DE FLUIDOS GEOTÉRMICOS

III.1 INTRODUCCIÓN

La aplicación de técnicas geoquímicas forma parte integral de cualquier programa de exploración geotérmica. Durante las etapas tempranas de la exploración, previas a la perforación, las herramientas geoquímicas proveen de información respecto a las variables intensivas que caracterizan un sistema geotermal en profundidad. Información que no podría ser obtenida mediante herramientas geológicas o geofísicas.

El principal objetivo del reconocimiento geoquímico es predecir temperaturas en subsuperficie, obtener información sobre el origen de los fluidos geotermales y entender las direcciones de flujo en subsuperficie. La filosofía básica tras la prospección geoquímica para recursos geotermales es que la concentración de muchos componentes en los fluidos geotermales refleja condiciones termales en profundidad. Muchos estudios en pozos geotermales alrededor del mundo, muestran que la concentración de algunos componentes químicos e isotópicos en las descargas de fluidos son controladas por equilibrio con minerales de la roca que compone el acuífero. Las concentraciones de ciertos componentes son, en cambio, gobernadas por el suministro del fluido geotermal (Arnórsson S. , 2000). El equilibrio entre solución y mineral es generalmente termo dependiente de tal forma que la concentración, o proporciones, de componentes en la fase acuosa cambian con la temperatura. La concentración de componentes químicos e isotópicos que se han equilibrado con minerales en un sistema geotermal refleja, por tanto, la temperatura del fluido geotermal (Arnórsson S. , 2000).

Los constituyentes químicos no reactivos, también llamados trazas, una vez incluidas en la fase fluida suelen permanecer en ese estado, por lo que pueden ser analizados para obtener información sobre los orígenes de las aguas. Los constituyentes que reaccionan respondiendo a cambios de condiciones ambientales, forman un grupo que puede ser muy útil para comprender la evolución y clasificar las aguas. La combinación de estudios químicos e isotópicos es una poderosa herramienta que permite indagar respecto al origen de las aguas y los procesos que esta haya sufrido (Giggenbach W. F., Chemical Techniques in Geothermal Explorations, 1991).

En el presente capítulo se presentan antecedentes teóricos que permiten comprender, de manera simplificada, la base sobre la que se sustentan las conclusiones obtenidas mediante estas herramientas. También se presentan los datos recopilados de las aguas de la zona de estudio y se discute respecto a la calidad de los análisis. Finalmente se clasifican y caracterizan las aguas mediante una serie de diagramas geoquímicos junto al estudio de geotermómetros de sílice y de cationes.

III.2 ANTECEDENTES TEÓRICOS

III.2.1 CONSIDERACIONES TERMODINÁMICAS

Existe una serie de consideraciones termodinámicas que deben ser tomadas en cuenta a la hora de referirse a los parámetros que definen un sistema geotermal.

La definición más genérica de un sistema es la de una porción de materia separada del resto del universo observable por fronteras definidas (Arnórsson S. , 2000). Estos sistemas pueden ser abiertos (existe intercambio de masa y energía a través de sus fronteras), cerrados (existe solo intercambio de energía a través de sus fronteras) o aislados (no hay intercambio de energía ni de materia través de sus fronteras). Las propiedades medibles que describen un sistema se llaman variables de estado y pueden corresponder a variables intensivas (externas al sistema termodinámico e independientes de su masa, Ej: Temperatura, Presión.) o extensivas (internas al sistema termodinámico y dependientes de la masa del mismo, Ej: Volumen, Capacidad calórica, Entalpia y Entropía.).

Un sistema se considera en equilibrio cuando todas sus variables intensivas son constantes a lo largo del mismo. Este equilibrio es invariante en el tiempo y el espacio sin presentar tendencia al cambio. Los grandes sistemas en la tierra nunca se encuentran en equilibrio. Los sistemas geotermales proveen un buen ejemplo de esto (Arnórsson S. , 2000), aunque se pueden considerar en equilibrio metaestable, pues cada parte del sistema permanece invariable respecto a una escala corta de tiempo. Sin embargo, a escala geológica, los sistemas

geotermales son transientes y cada parte de estos posee una vida limitada, es decir, el sistema evoluciona a lo largo de su existencia. Estudios geoquímicos de sistemas geotermales indica que el fluido se acerca al equilibrio químico con algunos minerales en la roca (Arnórsson S. , 2000).

III.2.2 CLASIFICACIÓN DE CONSTITUYENTES QUÍMICOS

Giggenbach (1991) propone una división de los constituyentes químicos de los fluidos hidrotermales en base a la información que es posible obtener de estos:

i. Elementos conservativos o trazadores:

Corresponden a los elementos que, una vez incluidos en los fluidos, no interactúan con otras fases por ser químicamente inertes bajo ciertos rangos de condiciones termodinámicas. Suelen mantener constantes sus proporciones al sufrir dilución o ebullición por lo que se presentan como una signatura que puede ser seguida hasta el origen de las mismas. Algunos de estos elementos corresponden a los gases nobles (He, Ar, Ne, etc.), seguidos por constituyentes como Cl, Li, B, Rb, Cs y N₂.

ii. Elementos no conservativos o geoindicadores:

Corresponden a especies químicamente reactivas, que responden a cambios del ambiente en que se encuentran, de ahí su nombre. Las reacciones que controlan la presencia de estos elementos presentan dependencia respecto a parámetros intensivos como la composición, temperatura y presión por lo que, utilizados de la manera adecuada, pueden proveer información de gran calidad respecto a las características de los fluidos geotérmicos en profundidad y los procesos que los han afectado.

III.2.3 INTERACCIÓN AGUA-ROCA

Como se ha mencionado con anterioridad, una serie de estudios de pozos geotérmicos en todo el mundo muestran que la concentración de algunos componentes químicos e isotópicos en las descargas de fluidos son controladas por equilibrio con minerales de la roca que compone el acuífero (Arnórsson S. , 2000). De allí la gran importancia que se adjudica a los procesos de interacción agua roca cuando caracterizamos fluidos geotermiales. En un ambiente supérgeno los minerales se comportan de diversas maneras de acuerdo a su origen, donde algunos minerales secundarios presentan solubilidad bajo ciertas condiciones ambientales (Yeso, Halita, Calcita, etc.). Los minerales formados en un ambiente endógeno, por otra parte, suelen presentar una solubilidad diferenciada de sus varios elementos (Dall'aglio, 1991).

En las regiones más profundas de circulación, los fluidos adquieren la mayor parte de su calor y sales, y es donde ocurren la mayor parte de los intercambios isotópicos entre agua y roca (Truesdell, 1991). Sin embargo existen discrepancias respecto a si los componentes químicos proceden directamente de las fuentes ígneas (Giggenbach, 1981; Hedenquist, 1986) o si, por el contrario, solo el calor procede de estas fuentes mientras la mayor parte de los componentes son lixiviados de la roca caja (Ellis & Mahon, 1967).

Giggenbach (1988) propuso que un sistema con cercana asociación magmática puede ser descrito en términos de dos procesos extremos, que si bien son hipotéticos, se encuentran claramente definidos en base a su nivel de interacción agua-roca. Estos procesos son dilución inicial y equilibrio final:

La dilución inicial se da cuando las rocas corticales son afectadas por aguas ácidas que generan una alteración de tipo “fluido-dominado”. El fluido resultante de este proceso contiene gran parte de los constituyentes más solubles en proporción cercana a la roca original. La roca resultante de este proceso se encuentra fuertemente empobrecida en los componentes más fáciles de lixiviar.

El equilibrio final de la fase fluida con “la roca” corresponde a un estado termodinámicamente estable, generado por la recristalización de la roca original. La composición química de esta fase de roca estable (secundaria), se acerca, o es la misma (isoquímica) a la roca original. Este proceso se completa solo en sistemas estancados de edad infinita. Sin embargo, la composición de los fluidos en estos sistemas de alteración “roca-

dominado” es para un amplio rango de rocas aluminosilicatadas determinado únicamente por la temperatura y salinidad (contenido de cloruros).

III.2.4 CLASIFICACIÓN DE FLUIDOS HIDROTERMALES

Arnórsson et al. (2007) propone una caracterización de los fluidos geotermales basándose en los procesos de diferenciación geoquímica que tienen lugar durante la evolución de los fluidos.

III.2.4.1 FLUIDOS PRIMARIOS

La composición química de los fluidos geotérmicos primarios está determinada por la composición de la fuente de fluidos y aquellas reacciones que involucren tanto la disolución de minerales primarios, como la precipitación de minerales secundarios junto con los procesos de adsorción y desorción. Generalmente la fuente de fluidos es agua meteórica o marinas, siendo posible además identificar componentes de fluidos magmáticos, metamórficos y connatos. Estos fluidos son principalmente de tipo clorurado, sulfato-ácido y salmueras híper-salinas (Arnórsson et al., 2007).

i. Aguas Cloruradas (Na-Cl)

Corresponde al tipo de aguas más común en sistemas geotermales y presenta concentraciones de Cl que pueden alcanzar los miles de ppm. El origen de este componente puede ser asociado a fluidos magmáticos profundos o a la lixiviación de la roca. Otra alternativa para los fluidos salinos es la reacción entre HCl magmático y los minerales formadores de roca. El único componente mayoritario conservativo en estas aguas es el Cl, mientras que los cationes están controlados principalmente por la precipitación de sulfatos.

ii. Aguas sulfato acidas

Es el tipo de aguas más común en sistemas geotermales asociados a volcanismo andesítico. La desgasificación de los magmas adiciona HCl y SO₂ a las aguas de circulación profunda, las que reaccionan formando HCl y HSO₄. El componente HSO₄ se vuelve un ácido fuerte a bajas temperaturas lo que da a estas aguas su carácter ácido.

La concentración en estas aguas de sulfatos y de elementos menores, como Fe y Mg (que son controlados por la solubilidad de minerales que contienen estos elementos), son muy altas, comparado con las aguas cloruradas.

iii. Salmueras

Estas aguas se forman por la concentración de sales en la fase líquida. Esta concentración puede tener su origen en; a) Dilución de evaporitas y posterior reacción con minerales formadores de roca y HCl magmático, b) Separación de una fase gaseosa a través de enfriamiento o *flasheo* de un flujo salino, c) Pueden corresponder a aguas connatas originadas en cuencas sedimentarias.

III.2.4.2 FLUIDOS SECUNDARIOS

La composición química de los fluidos geotérmicos secundarios está determinada por procesos de separación y mezcla que sufren los fluidos primarios a medida que ascienden hacia la superficie (Fournier R. O., 1977). Estos procesos incluyen *flasheo*, separación de fases en un fluido salino, condensación de vapor y mezcla con aguas superficiales, entre otros. Los fluidos secundarios son principalmente de tipo sulfato-ácidas vapor calentadas, carbonatadas y periféricas (Arnorsson et al., 2007).

i. Aguas sulfato-ácidas vapor-calentadas

El origen de estas aguas ocurre cuando, en un campo geotérmico de alta temperatura, se condensan vapores ricos en H₂S debido a por pérdida de calor o mezcla con aguas superficiales, permitiendo la precipitación de sulfatos.

Estas aguas se caracterizan por presentar bajas concentraciones de Cl y alto sulfato (concentraciones relativas) y suelen presentar un pH muy bajo (<1), lo que se traduce en una alta concentración de metales debido a la lixiviación de minerales formadores de roca. Suelen generar alteración argílica y argílica avanzada si presenta la asociación caolinita, cuarzo, hematita, limonita y sericita.

ii. Aguas carbonatadas

En zonas con volcanismo activo, las aguas carbonatadas se ubican en la periferia de los centros eruptivos y tienen su origen en la condensación de CO₂ proveniente del manto, del magma o del metamorfismo, generando acuíferos colgados. También pueden originarse por mezcla de condensados de fluidos ricos en CO₂ con fluidos primarios. En zonas de intensa actividad sísmica se pueden encontrar aguas carbonatadas asociadas a la mezcla de fluidos primarios de alta temperatura de infiltración profunda con aguas meteóricas frías.

iii. Aguas de mezcla

Es común que en las zonas de *upflow* de un sistema geotermal ocurra una mezcla entre aguas primarias y aguas superficiales (Fournier R. , 1991). Posteriormente esta mezcla se separa en fases líquida y vapor, exhibiendo razones de mezcla reconocibles por una correlación inversa entre la temperatura y el caudal de las manifestaciones, y una razón proporcional de la temperatura respecto a la concentración de componentes conservativos e isótopos.

El proceso de mezcla afecta el estado de equilibrio entre la fase fluida y la mineralogía primaria y secundaria. Esto conlleva a cambios en las concentraciones de componentes reactivos, lo que involucra comúnmente un incremento en las concentraciones de Ca y Mg, a la vez que una disminución en la razón Na/K. Se debe, por tanto, tener precaución en la utilización

de geotermómetros y diagramas multimineral, corrigiendo e interpretando adecuadamente los resultados.

III.3 RECOPIACIÓN DE DATOS Y ANÁLISIS DE CALIDAD

Los datos de fluidos hidrotermales asociados a manifestaciones superficiales fueron recopilados de los trabajos de Hausser (1989, 1997 y 2008), Pérez(1999) y Risacher (2010). Además se integraron análisis de aguas realizados por alumnos de la carrera de Geología de la Universidad de Chile (Benavente, 2010). Estos últimos son los únicos que presentan análisis de isotopía estable (Deuterio y Oxígeno).

Una metodología ampliamente difundida para comprobar la calidad de los análisis químicos de las aguas, es la del balance iónico. Este análisis se basa en el equilibrio porcentual de cargas en las muestras. Cuando las sales se disuelven en agua para formar iones, los aniones son atraídos al polo positivo del agua mientras que los cationes son atraídos al polo negativo (Arnórsson S. , 2000).

El balance iónico se expresa mediante la ecuación 1:

$$\text{Balance Ionico (\%)} = 100 * \frac{\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones}}{\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones}}$$

ECUACIÓN 1. BALANCE IONICO

La concentración de iones en esta expresión se mide en meq/l (miliequivalentes por litro). Para aguas eléctricamente neutras el balance iónico debe arrojar valores cercanos a cero, sin embargo, es común que los valores sean distintos de cero debido a errores en la medición de datos o en el muestreo de las aguas. Además, una mayor concentración de iones va a generar diferencias mayores en el balance iónico (Tabla 1. Standard methods, 1992).

Suma de aniones (meq/l)	Diferencia aceptable (‰)
0-3	± 0.2
3-10	± 2
10-800	± 2-5

TABLA 1. CRITERIO PARA VALIDAR RESULTADOS DE ANÁLISIS GEOQUÍMICOS DE AGUAS (STANDARD METHODS, 1992).

A medida que aumenta la concentración de solutos de las aguas o cuando las condiciones de pH difieren de la neutralidad, se origina especiación de sus componentes. Esto se asocia a variaciones en las cargas iónicas de los elementos. La mejor manera de establecer un balance iónico adecuado, es usando un programa de especiación donde se obtienen las concentraciones de cada elemento de acuerdo a la especie estable para las condiciones fisicoquímicas en las cuales se muestrearon las aguas. La ilustración 16 muestra la distribución de especies de Magnesio en una solución a 1 (mmol/l) de $MgCl_2$. Usualmente para el balance iónico se utiliza la especie de Mg con carga +2, que normalmente es la especie dominante del Mg en solución, sin embargo para un pH superior a 11.5 la especie dominante es $MgOH^+$, donde el catión Mg presenta una carga +1 (Ilustración 16).

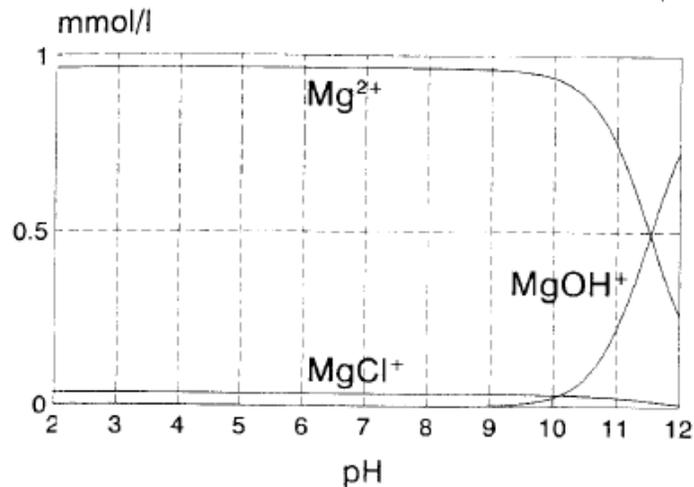


ILUSTRACIÓN 16. DISTRIBUCIÓN DE ESPECIES DE MAGNESIO EN UNA SOLUCIÓN 1 (MMOL/L) DE $MgCl_2$. (MURRAY & WADE, 1996)

Para determinar en forma correcta la especie dominante en la muestra se recomienda utilizar el programa de especiación WATCH, desarrollado específicamente para la interpretación de análisis de aguas y gases geotermales.

El proceso de calcular el balance iónico fue realizado, para la mayoría de las aguas de la zona de estudio, por Benavente (2010). En la Tabla 2 se observa el detalle de los análisis de aguas con el balance iónico obtenido tanto para las muestras de Benavente (2010) como las de Risacher y Hauser (2010).

III.4 CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA DE FLUIDOS GEOTERMALES

III.4.1 DIAGRAMA TERNARIO DE ANIONES MAYORES

Giggenbach (1988) propone un diagrama de clasificación que utiliza las concentraciones de aniones mayores presentes en el agua, correspondientes a Cl, SO₄ y HCO₃. Mediante el análisis de estos tres aniones se puede inferir el origen de los fluidos y los procesos que este haya sufrido en su ascenso a la superficie. El origen de los aniones Cl, SO₄ y HCO₃ se puede asociar a la presencia de HCl, SO₂ y CO₂ respectivamente. Componentes cuyo origen magmático permite inferir la evolución de aguas inmaduras, ácidas y oxidadas a aguas maduras, neutras y reducidas (Giggenbach W. , 1997).

En la Ilustración 17, se encuentran indicados los rangos composicionales para los grupos de fuentes termales más típicas como las aguas volcánicas y vapor calentadas, formadas por la absorción de vapores volcánicos o geotermales, que aportan, para las aguas de circulación profunda, HCl y H₂S respectivamente. En estas aguas profundas existe una reactividad nula de CO₂, lo que impide la formación de HCO₃. Esta ausencia de bicarbonato permite restringir las aguas volcánicas al eje SO₄-Cl. Cuando ocurre separación de fases, el S se particiona a la fase vapor mientras que el Cl tiende a quedarse en el líquido. Esta separación de fases aumenta el pH de las aguas por lo que en el extremo más cercano al Cl del diagrama se encuentran aguas cloruradas neutras. El CO₂ presenta un comportamiento diferente a distintas temperaturas; cuando el fluido se encuentra a presiones altas, el CO₂ (de origen magmático) se mantiene en

solución en el fluido hidrotermal. Una vez que la temperatura desciende de los 330 °C, el $\text{CO}_2(\text{aq})$ se vuelve reactivo y puede alterar la roca del acuífero, precipitando calcita y bicarbonato. Debido a la solubilidad inversamente proporcional de la calcita respecto a la temperatura en aguas poco salinas, el contenido de bicarbonato disuelto en el equilibrio, aumenta a medida que disminuye la temperatura. La razón original de CO_2/Cl en los vapores magmáticos, determina las razones posteriores de HCO_3/Cl , las que serán máximas si existe una conversión completa de CO_2 en HCO_3 . Si ocurre absorción de vapores magmáticos a profundidades someras, se generan aguas vapor calentadas, las que, debido a la oxidación de H_2S , contienen HSO_4^- y H^+ , acidificando las aguas y desplazándolas al campo del sulfato. Todos los procesos anteriormente explicados pueden ser complicados por procesos de mezcla, por lo que se debe ser cuidadoso en las interpretaciones y apoyarse en diagramas complementarios.

En la Ilustración 17 se observan las fuentes termales analizadas por Benavente (2010) y Risacher & Hauser (2010). Al graficar las concentraciones de aniones mayores se observa como las muestras se distribuyen por todos los campos definidos por Giggenbach (1988). Las fuentes 14 y 33 son aguas sulfato-ácidas; las muestras 35, 39, pani, cati y meda son aguas sulfato-cloruradas; las muestras 9, 17, 19, 36, camp, esco y teno corresponden a aguas cloruradas, y por último las fuentes 1, 2, 3, 6, 7, 8, 70, 12, 15, 30, 32, 34, 40 y quin corresponden a aguas bicarbonatadas. En la Tabla 2 se juntan los distintos tipos de agua según esta clasificación y, en todos los diagramas a utilizar, se diferencian por color (rojo: sulfato-ácidas; amarillo: sulfato-cloruradas; azul: cloruradas; verde: bicarbonatadas).

UTM																
Muestra	N	E	Altitud	Densidad (g/ml)	Tº en terreno	pH en terreno	TSD	HCO3	CO3	CL	F	Br	NH3	NH4	P	SO4
1	6070051	360650	2573		36.4	7.9	-	244.67	0.00	38.32	1.28	0.00	2.17	2.30	0.00	51.52
2	6069989	360200	2569		38.9	6.9	-	262.37	0.00	61.26	2.11	0.00	1.89	2.00	0.00	80.28
3	6070203	361680	2563		37.9	7	-	314.84	0.00	70.98	1.66	0.00	1.65	1.74	0.00	84.02
6	6073577	362754	2563		64.9	7.2	-	275.18	0.00	95.28	4.58	0.00	1.47	1.56	0.00	110.36
7	6082717	362259	2343		46	7.4	-	295.32	0.00	52.80	2.98	0.00	1.47	1.55	0.00	265.27
8	6081288	360694	2129		48.9	6.7	-	812.73	0.00	195.28	2.62	0.00	1.50	1.59	0.00	134.75
10	6080040	361386	2185		30.2	6.8	-	1434.49	0.00	39.73	1.43	0.00	1.47	1.56	0.00	374.81
12	6090191	360011	2738		70	6.7	-	485.08	0.00	3.66	0.25	0.00	1.60	1.69	0.00	2.50
15	6084620	357295	1995		54	6.7	-	680.33	0.00	723.68	2.06	0.00	1.53	1.62	0.00	497.96
30	6059316	334606	1880		29.8	5.8	640	611.99	0.00	100.99	0.35	0.00	1.53	1.62	1.67	137.32
32	6070274	340045	1945		94	6.4	110	69.56	0.00	3.14	0.01	0.00	1.45	1.54	0.00	79.81
34	6070449	339969	1964		79.5	6	460	497.28	0.00	2.36	0.00	0.00	1.45	1.54	0.00	65.31
40	6035896	280303	966		23.3	9.2	170	156.21	12.62	3.49	0.22	0.00	1.58	1.67	0.00	8.70
quin	6035938	280812	206	1	23	9.4	295	140.00	19.10	3.02	0.34	0.02	0.02	0.01	0.03	9.79
9	6080029	361881	2154		75	7.4	-	244.67	0.00	1243.69	1.74	0.00	1.55	1.64	0.00	106.23
17	6109783	365777	1732		24	7.1	-	564.40	0.00	8389.90	0.00	127.70	11.04	11.68	0.00	1177.20
19	6116454	363400	1433		6	8.6	-	96.41	0.00	910.92	0.12	0.00	2.81	2.97	0.00	118.64
36	6022183	356866	1546		54.5	7.5	8880	518.03	0.00	11960.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	628.70
camp	6022173	356931	1596	1014	51.2	5.83	18554	500.00	0.55	10500.00	1.70	8.95	1.74	2.32	0.63	563.00
esco	6117047	363279	1432	1007	23.6	7	8796	109.00	0.34	5010.00	1.07	2.76	0.38	2.00	0.25	292.00
teno	6110799	365478	1767	1026	25.9	6	36367	615.00	0.37	20100.00	1.74	10.80	4.00	5.33	1.25	1560.00
35	6034171	340794	988		29.5	6.6	730	36.61	0.00	330.90	0.67	0.00	1.55	1.64	0.00	266.20
39	6039846	281522	970		33.7	9.3	320	5.49	3.61	53.09	0.34	0.00	1.48	1.56	0.00	151.53
cati	5980246	262054	240	1	34.7	9.61	359	6.03	1.93	58.90	1.92	0.16	0.07	0.09	0.03	114.00
meda	6034212	340983	984	1001	32.5	7.18	1061	46.60	0.14	349.00	1.53	0.86	0.02	0.01	0.05	260.00
pani	6039788	281575	204	1	30.7	9.51	382	1.99	0.48	54.70	0.48	0.16	0.01	0.02	0.03	146.00
14	6084260	356168	1996		94.5	2	-	0.00	0.00	1.67	0.17	1.47	1.35	1.43	0.00	1656.94
33	6070451	339996	1962		84.5	5.8	920	49.42	0.00	3.17	0.21	0.00	1.41	1.49	0.00	1015.07

TABLA 2. CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS DE LAS AGUAS TERMALES CORRESPONDIENTES A LA REGIÓN DEL MAULE. LAS MUESTRAS CUYO CÓDIGO ES UN NUMERO CORRESPONDEN A LAS DE BENAVENTE (2010) Y FUERON TOMADAS DEL SISTEMA HIDROTHERMAL ASOCIADO A LOS COMPLEJOS VOLCÁNICOS PLANCHÓN-PETEROAY DESCABEZADO GRANDE-QUIZAPU-AZUL. LAS MUESTRAS CUYO CÓDIGO ES UN TEXTO CORRESPONDEN A AGUAS DEL CATASTRO DE RISACHER Y HAUSER, 2010.

CONCENTRACIONES DE ELEMENTOS EN MG/L (PPM). BALANCE IÓNICO (%).

Continuación de Tabla 2

Muestra	Mg	Li	B	Sr	Ba	Fe	Mn	Ca	Na	K	Al	SiO2	Balance iónico	δ‰2H	δ‰18O	δ‰18Oexc eso
1	3.90	0.30	0.42	0.25	0.00	0.02	0.00	28.59	74.63	3.40	0.03	35.30	9%	-94.4	-12.75	0.3
2	5.89	0.36	0.89	0.47	0.00	0.01	0.00	43.79	113.80	3.98	0.02	42.79	-1%	-96.8	-13.28	0.07
3	5.48	0.31	1.15	0.44	0.00	0.04	0.00	44.91	98.01	3.70	0.04	45.14	4%	-92.3	-13.73	-0.9425
6	1.06	0.44	4.60	0.19	0.00	0.02	0.00	20.80	146.30	3.10	0.04	49.20	4%	-100.6	-13.64	0.185
7	5.45	0.27	0.66	0.71	0.02	0.01	0.00	65.03	133.15	5.42	0.04	47.71	10%	-89.5	-12.4	0.0375
8	32.46	0.45	2.50	0.89	0.05	3.37	0.99	125.20	194.35	20.62	0.05	116.59	7%	-58.6	-8.99	-0.415
10	93.70	0.68	1.03	1.59	0.03	9.21	1.52	227.00	176.75	8.47	0.04	69.31	8%	-	-	-
12	23.81	0.15	0.00	0.65	0.09	0.47	1.60	62.63	60.37	10.95	0.20	170.50	0%	-86.6	-13.31	-1.235
15	15.30	1.21	7.82	4.60	0.04	1.95	1.71	314.10	392.25	52.70	0.10	136.06	5%	-96.1	-13.53	-0.2675
30	101.30	0.25	5.44	0.53	0.03	0.04	0.01	53.50	96.18	23.84	0.07	99.91	-5%	-91.2	-11.13	0
32	9.68	0.23	0.09	0.05	0.00	0.47	0.07	13.71	21.39	4.67	0.09	26.53	5%	-94.8	-12.98	0.12
34	23.10	0.17	0.60	0.29	0.01	0.07	0.25	81.10	75.21	3.90	0.09	152.53	0%	-85.7	-12.08	-0.1175
40	0.15	0.15	0.42	0.00	0.00	0.31	0.02	1.19	53.88	1.51	0.33	34.66	11%	-71.4	-8.22	1.955
quin	0.15	0.01	0.36	-	0.00	0.01	0.00	1.61	77.30	0.93	0.04	241.67	4%			
9	6.35	1.20	5.52	1.31	0.08	0.03	0.83	80.43	556.40	67.20	0.05	117.45	12%	-	-	-
17	25.00	3.15	9.92	9.81	0.02	6.17	6.06	767.90	3698.00	728.70	0.10	32.09	10%	-96.3	-13.44	-0.1525
19	7.29	0.75	1.66	1.78	0.02	0.03	0.00	141.20	464.10	25.47	0.05	11.51	1%	-95.5	-13.57	-0.3825
36	98.28	6.72	14.90	34.50	0.16	9.19	2.45	1818.00	5391.00	328.30	0.07	71.45	2%	-50.9	-7.83	-0.2175
camp	74.80	8.12	6.18	-	0.23	23.80	2.00	1690.00	4740.00	338.00	0.81	441.20	-1%			
esco	11.60	4.25	4.02	-	0.10	2.61	3.06	529.00	2580.00	213.00	0.28	115.26	-1%			
teno	39.90	8.47	7.23	-	0.13	22.90	13.20	1500.00	10900.00	1530.00	2.64	147.48	-1%			
35	5.14	0.56	10.00	1.23	0.02	0.02	0.00	103.90	134.05	7.91	0.08	41.07	3%	-83.5	-11.7	-0.0125
39	0.03	0.09	1.57	0.01	0.00	0.02	0.00	29.82	57.25	1.31	0.08	29.95	5%	-60.7	-4.23	4.6075
cati	0.00	0.08	0.68	-	0.00	0.02	0.00	6.50	103.00	1.10	0.01	364.36	6%			
meda	3.47	1.10	3.77	-	0.02	0.50	0.00	115.00	220.00	9.03	0.05	237.95	0%			
pani	0.01	0.03	0.76	-	0.00	0.11	0.00	27.90	84.90	0.58	0.01	360.64	5%			
14	27.72	0.16	0.03	0.08	0.00	37.20	0.96	19.10	36.95	14.64	39.72	267.41	24%	-95.1	-13.25	0
33	31.69	0.17	0.43	0.40	0.03	0.04	0.38	191.00	142.30	8.32	0.16	102.26	8%	-87.3	-13.31	-1.1475

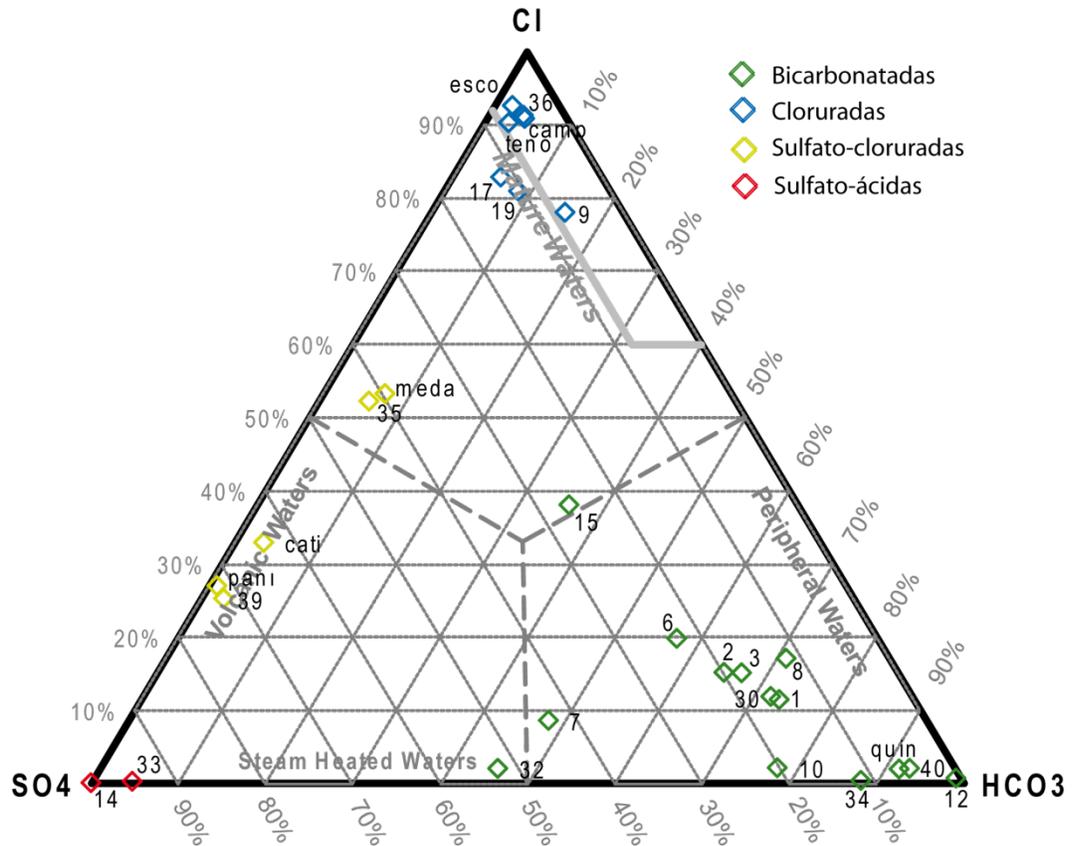


ILUSTRACIÓN 17. DIAGRAMA DE ANIONES MAYORES (GIGGENBACH W. F., 1988) PARA LAS MUESTRAS DE LA ZONA DE ESTUDIO. DIAGRAMA DE CLASIFICACIÓN GENERADO CON LA PLANILLA DE CÁLCULO LIQUIDANALYSIS(UNIVERSIDAD DE STANFORD).

III.4.2 DIAGRAMA PIPER

El diagrama PIPER permite clasificar las aguas en base a su concentraciones de aniones y cationes mayores (SO₄ -HCO₃ -Cl y Ca-Mg-Na respectivamente), y permite relacionarlos entre sí. La utilidad de estos diagramas es la posibilidad de representar muchos análisis en un mismo gráfico, sin dar origen a confusiones. Las aguas químicamente semejantes se encontrarán agrupadas, y pueden clasificarse por su ubicación en el diagrama.

Para las aguas de la zona de estudio se reconocen tendencias composicionales para los distintos tipos de aguas. Las aguas cloruradas y sulfato-cloruradas tienen una clara afinidad con

los álcalis (Na y K), mientras que las aguas bicarbonatadas presentan una leve tendencia a los álcalis térreos (Ca, Na y K). Las aguas sulfato-ácidas no presentan una tendencia clara.

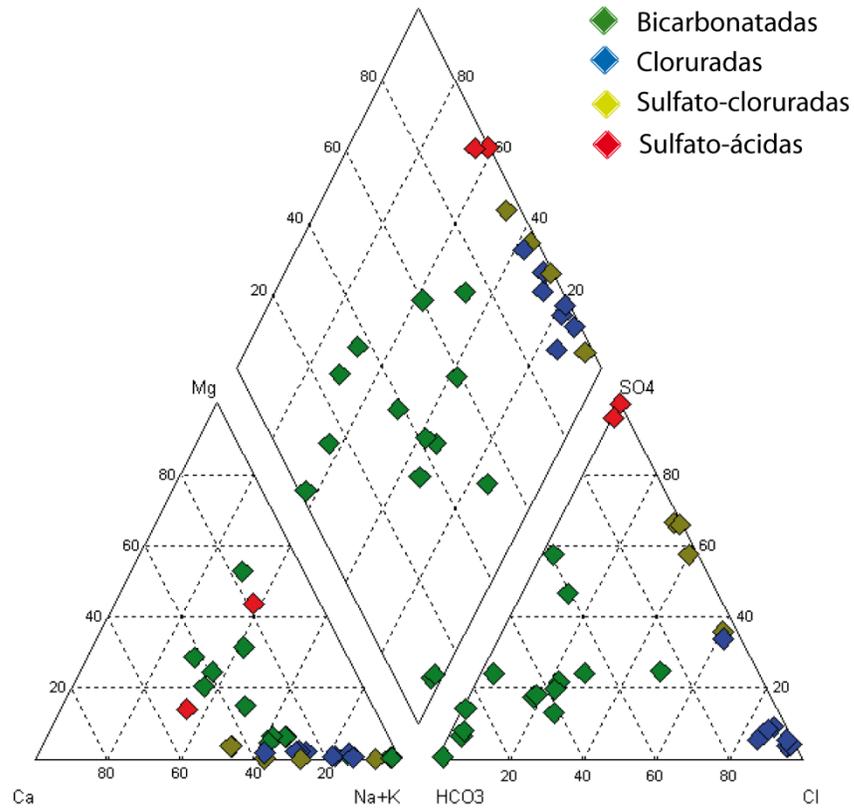


ILUSTRACIÓN 18. DIAGRAMA PIPER DE CLASIFICACIÓN DE AGUAS PARA LAS MUESTRAS DE LA ZONA DE ESTUDIO. DIAGRAMA OBTENIDO DE PROGRAMA DE ANÁLISIS DE AGUAS AQUACHEM 3.7

III.4.3 DIAGRAMA TERNARIO DE CL-LI-B

Giggenbach y Goguel (1989) proponen la utilización del diagrama ternario Cl-Li-B, para dilucidar el origen de las aguas termales y la existencia de diferentes *upflow*. El metal alcalino que se ve menos afectado por procesos secundarios es el Li. Este elemento, por tanto, puede ser utilizado como un “trazador” de los procesos de disolución en profundidad, así como una referencia para evaluar el origen de otros constituyentes conservativos como el Cl y B (Giggenbach W. F., 1991).

El Li, una vez añadido a la solución, permanece en ella. El Cl y B, son añadidos a la solución en proporciones cercanas a las de las rocas corticales. El B varía su comportamiento a distintas temperaturas; a menos de 150 °C, el B es incorporado a minerales de arcilla; a temperaturas superiores a 150 °C, el B actúa como elemento conservativo, mientras que el Cl mantiene sus propiedades de elemento conservativo a cualquier temperatura. A altas temperaturas, el Cl y B ocurren como HCl y H₃BO₃ respectivamente, donde ambos son volátiles y capaces de ser movilizados por vapores a altas temperaturas, de esto se desprende que los componentes son aportados a la solución por vapores magmáticos (Giggenbach W. F., 1991). Luego, las proporciones de B/Cl altas y bajas son un reflejo de absorción de HCl y H₃BO₃ a altas y bajas temperaturas respectivamente. Existen otros orígenes posibles para estos elementos, entre los que se cuentan; i) extracción de componentes de rocas volcánicas y sedimentarias (Arnórsson & Andréðóttir, Processes controlling the distribution of boron and chlorine in natural waters in Iceland, 1995), ii) aporte atmosférico y iii) Mezcla con agua marina, la que presenta una razón conocida de Cl/B de 1330.

En la Ilustración 19 se observa como las muestras 12, 14, 32, 33, 34 y 40 caen en el campo cuyas proporciones de Cl-Li-B son similares a las de la corteza continental (los cubos grises representan la composición de diversas litologías corticales). De acuerdo con Giggenbach (1991), esto puede ser interpretado como agua lixiviada de las rocas. El resto de las muestras se distribuyen en campos de vapores absorbidos con razones altas y bajas de Cl/B.

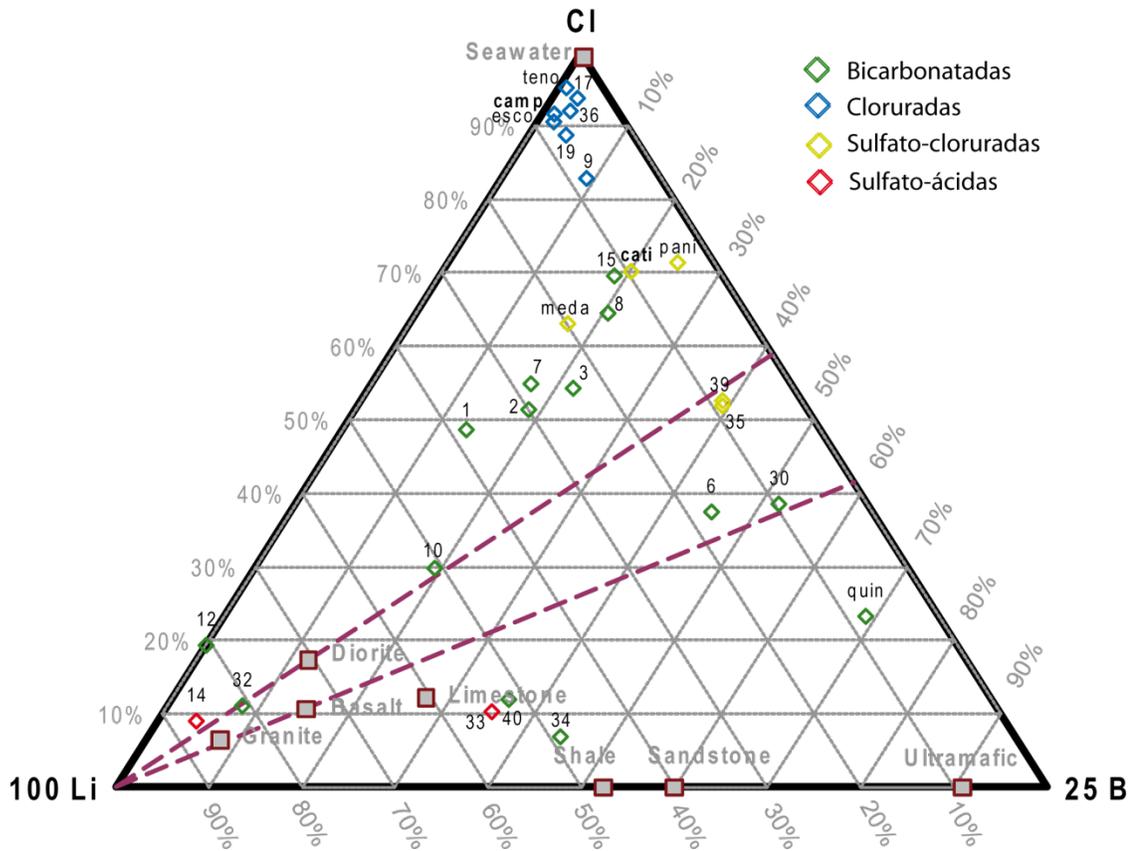


ILUSTRACIÓN 19. DIAGRAMA TERNARIO DE Cl-Li-B (GIGGENBACH & GOGUEL, 1989) PARA LAS MUESTRAS DE LA ZONA DE ESTUDIO. LOS CUBOS GRIS REPRESENTAN LA COMPOSICIÓN DE LITOLOGÍAS CORTICALES. DIAGRAMA DE CLASIFICACIÓN GENERADO CON LA PLANILLA DE CÁLCULO *LIQUID ANALYSIS* (UNIVERSIDAD DE STANFORD).

III.4.4 DIAGRAMAS DE DISPERSIÓN

Los diagramas de dispersión permiten analizar la conducta de un determinado elemento mediante su correlación respecto a otro componente cuyo comportamiento conservativo sea conocido.

Como ya se mencionó con anterioridad, el Cl presenta un comportamiento altamente conservativo a cualquier temperatura. Además posee una gran movilidad en fase acuosa y no se

ve afectado por procesos secundarios, los que solo aumentan o disminuyen su concentración (no hay variación de masa). Por tanto, en este trabajo se utilizara el Cl como elemento conservativo para determinar el comportamiento del B y Li.

Las Ilustración 20 muestra las líneas de correlación entre Cl-B. Se observan tres razones de Cl-B; lo que podría ser indicativo de distintas zonas de *upflow*, dado el origen magmático asumido para estos elementos (Giggenbach, 1991). Otra razón para estas diferencias puede ser la interacción del fluido geotermal con rocas que poseen diferentes razones de Cl-B (Arnórsson & Andrésdóttir, Processes controlling the distribution of boron and chlorine in natural waters in Iceland, 1995).

La Ilustración 21 muestra las líneas de correlación entre Cl-Li. El Li presenta un comportamiento que se puede considerar conservativo (con un factor de correlación $R=0.89$) respecto al Cl. Sin embargo en el diagrama Cl-Li-B (Ilustración 19), se observan distintas razones de Li-Cl. Esto indica que el comportamiento conservativo del Li respecto al Cl sería solo por un efecto de escala (el Li es ponderado por 100 en el diagrama Cl-Li-B). Este efecto permitiría distinguir hasta tres razones distintas de Li-Cl.

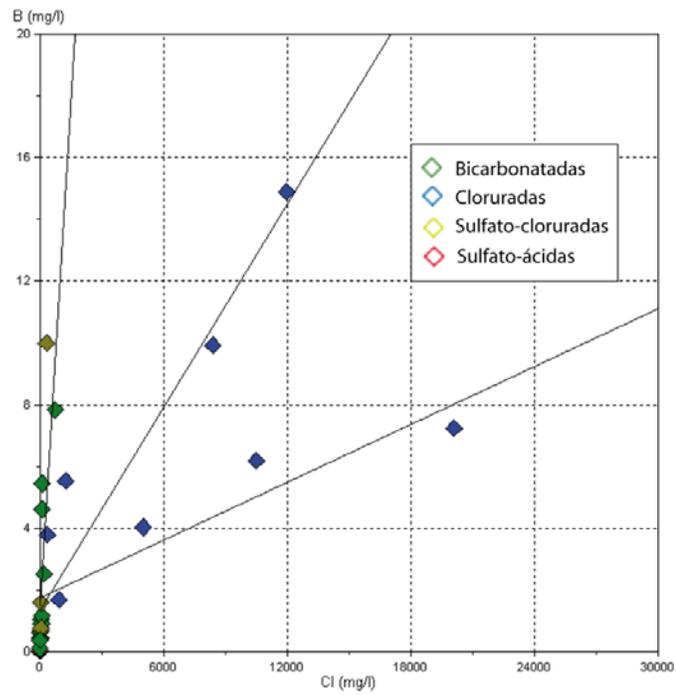
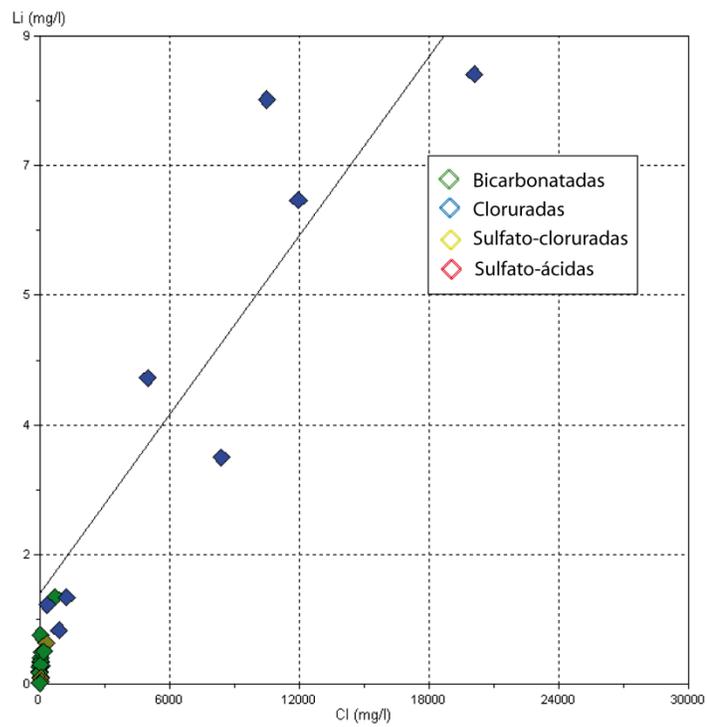


ILUSTRACIÓN 20. DIAGRAMA DE DISPERSIÓN DE CL-B PARA LAS MUESTRAS DE LA ZONA DE ESTUDIO. DIAGRAMA OBTENIDO DE PROGRAMA DE ANÁLISIS DE AGUAS AQUACHEM 3.7.

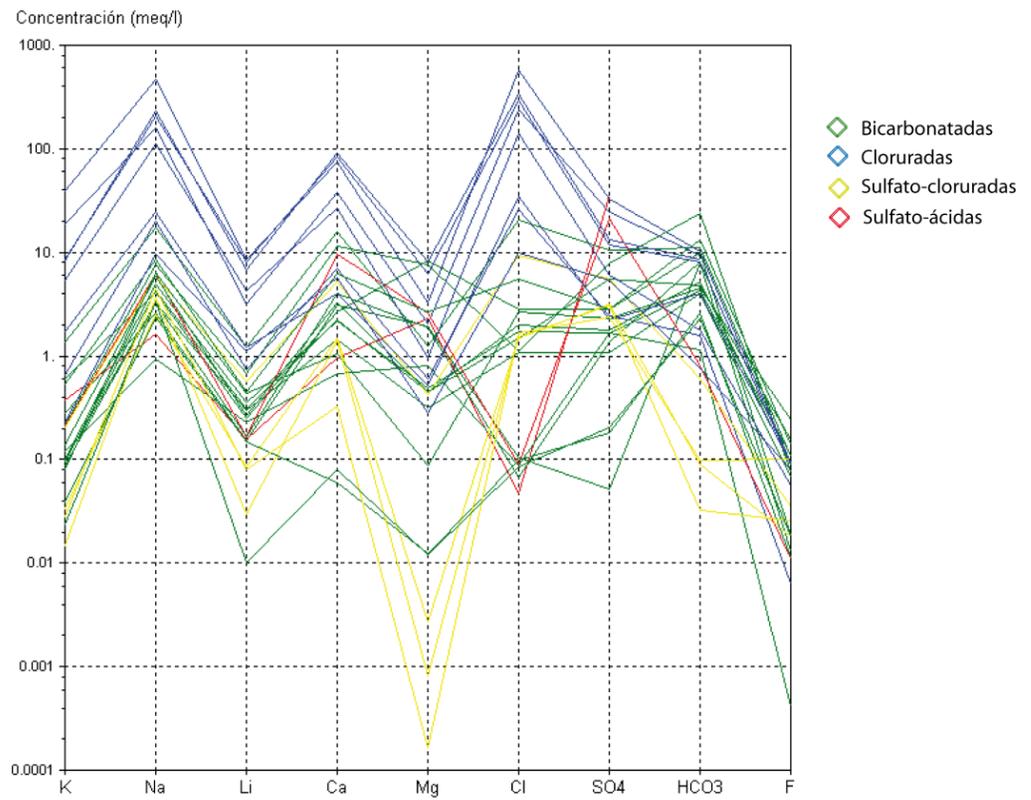


**ILUSTRACIÓN 21. DIAGRAMA DE DISPERSIÓN DE CL-LI PARA LAS MUESTRAS DE LA ZONA DE ESTUDIO.
DIAGRAMA OBTENIDO DE PROGRAMA DE ANÁLISIS DE AGUAS AQUACHEM 3.7.**

III.4.5 DIAGRAMAS SCHOLLER

En los Diagramas de Schoeller se representa el valor de distintos aniones, cationes o una suma de ellos, utilizando una escala logarítmica, y uniendo los puntos mediante una secuencia de líneas. Si bien la escala logarítmica no es apropiada para observar pequeñas diferencias en la concentración de cada ión entre distintas muestras de agua, sí es útil para representar en un mismo diagrama aguas de baja y de alta salinidad, y observar la relación entre iones asociada con la inclinación de las líneas. Es apropiado para estudiar evoluciones temporales de aguas en un mismo punto y variaciones composicionales en muestras de diferentes localidades. Truesdell (1991) propone la utilización de estos diagramas para ver los efectos de mezcla de aguas meteóricas con aguas termales asumiendo que el efecto de la mezcla es la dilución sin la precipitación de fases minerales, las aguas que hayan pasado por diferentes proporciones de mezcla mostrarán pendientes de líneas paralelas desplazadas verticalmente, mostrando diferentes concentraciones de elementos pero iguales razones entre ellos.

En la Ilustración 22 se observa que las muestras presentan un comportamiento parecido, con pendientes similares en la mayoría de los casos salvo leves variaciones. Solo se reconoce un empobrecimiento de Mg para las muestras 39, cati y pani. Según el criterio de Truesdell (1991), esto indica dilución en diferentes proporciones de las aguas parentales.



**ILUSTRACIÓN 22. DIAGRAMA SCHOLLER PARA LAS MUESTRAS DE LA ZONA DE ESTUDIO.
DIAGRAMA OBTENIDO DE PROGRAMA DE ANÁLISIS DE AGUAS AQUACHEM 3.7.**

III.4.6 ISOTOPOS ESTABLES

Los isótopos son átomos de un mismo elemento, cuyos núcleos tienen distinta cantidad de neutrones y, por lo tanto, difieren en masa. Esto se refleja en comportamientos físicos diferentes, manteniendo un comportamiento químico similar.

El hidrógeno posee tres isótopos naturales; ^1H (protio), ^2H (deuterio) y ^3H (tritio). De estos isótopos el protio es el más abundante y, junto con el deuterio, son isótopos estables; a diferencia del tritio, que es inestable. El oxígeno tiene tres isótopos estables y diez radioactivos, donde todos sus isótopos radioactivos tienen un periodo de semidesintegración de menos de tres minutos. Los isótopos estables son ^{16}O , ^{17}O y ^{18}O , siendo el ^{16}O más abundante que los demás.

Se define la razón isotópica, R , de un elemento como el número de átomos de un isótopo dado respecto al isótopo más abundante.

$$R_{2H} = \frac{H^2}{H^1} R_{18H} = \frac{O^{18}}{O^{16}}$$

ECUACIÓN 2. RAZÓN ISOTÓPICA

Las concentraciones isotópicas son expresadas en notaciones de delta (δ) en partes por mil. En la Ecuación 3 se observa la expresión para obtener las concentraciones isotópicas en base a las razones de la muestra respecto al estándar V-SMOW (Viena-Standard Mean Oceanic Water)

$$\delta = \frac{R_{muestra} - R_{estandar}}{R_{estandar}}$$

ECUACIÓN 3. CONCENTRACIONES ISOTÓPICAS

Craig et al. (1956) y Craig (1963) determinaron las razones isotópicas en las precipitaciones de una gran variedad de localidades que difieren tanto en latitud como en altitud. Mediante estas razones se estableció la línea meteorica mundial, conocida como GMWL (Global

Meteoric Water Line). Esta recta expresa la composición isotópica aproximada de todas las aguas meteoricas que caen sobre la tierra.

$$\delta D = 8 * (\delta^{18}O) + 10$$

ECUACIÓN 4. LÍNEA METEÓRICA MUNDIAL (GMWL).

La GMWL permite comparar las muestras de aguas termales respecto a las aguas meteóricas. Generalmente es posible observar razones de δD bastante similares a las aguas meteóricas y un desplazamiento o *Shifting* positivo en las razones de $\delta^{18}O$. Fenómeno que se asocia al intercambio isotópico a altas temperaturas entre los fluidos y la roca huésped, que se considera relativamente enriquecida en isótopos pesados (White, 1970). El casi nulo desplazamiento del δD se debe a que la proporción de hidrogeno en el agua es mucho mayor que en las rocas.

Las únicas muestras termales que presentan análisis de isótopos son las de Benavente (2010), por lo que el estudio solo toma en consideración las termas de los complejos volcánicos Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul.

Las aguas termales del área de estudio se mantienen cercanas a la GMW a excepción de algunas aguas que presentan un enriquecimiento en isótopos más pesados de oxígeno (muestras 14 y 33, ilustración 23). Este enriquecimiento podría deberse a procesos químicos o físicos que involucren fraccionamiento isotópico.

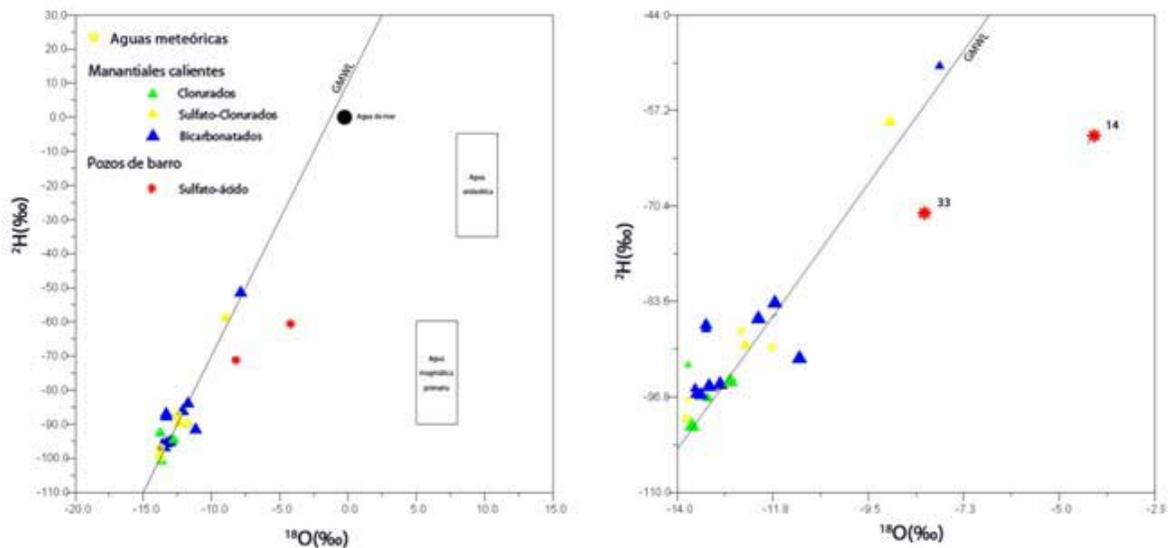


ILUSTRACIÓN 23. GRAFICO DE ^{18}O VERSUS DEUTERIO PARA LAS MUESTRAS DE LA ZONA DE ESTUDIO. EN LA IMAGEN DE LA IZQUIERDA SE OBSERVA LA RELACIÓN CON LAS AGUAS ANDESÍTICAS, MAGMÁTICAS PROFUNDAS Y DE MAR PROPUESTAS POR GIGGENBACH (1991). EL TAMAÑO DEL SÍMBOLO ES PROPORCIONAL A LA TEMPERATURA DE LA MANIFESTACIÓN. EXTRAÍDO DE BENAVENTE (2010).

III.5 GEOTERMOMETRIA

Los geotermómetros son indicadores de temperatura de los fluidos geotermales en subsuperficie. Su utilidad se desprende de la dependencia que presenta el equilibrio fluido-mineral respecto a la temperatura. La Ecuación 5 representa una generalización de las formulas utilizadas para los cálculos geotermométricos, en función de la constante de equilibrio de reacción (K), obtenida mediante relaciones termodinámicas. Las ecuaciones para los diferentes geotermómetros son calibradas teórica y empíricamente.

$$\log K = \frac{A}{T} + B$$

ECUACIÓN 5. FORMULA GEOTERMOMÉTRICA GENERALIZADA.

Fournier (1977) estableció los supuestos necesarios para la utilización de geotermómetros químicos, los que incluyen; la existencia de equilibrio químico fluido-mineral en profundidad, presencia de especies involucradas en cantidades adecuadas y reequilibración por efectos de ascenso hacia la superficie o procesos secundarios, entre otros.

Para el presente trabajo se analizan las fuentes termales mediante el uso de geotermómetros de sílice y de cationes.

III.5.1 GEOTERMÓMETROS DE SILICE

La solubilidad de los minerales de sílice es controlada principalmente por la temperatura a menos de 340° (Fournier, 1991). Fournier (1973) caracterizó la dependencia de la solubilidad de los polimorfos de la sílice respecto a la temperatura, observando que estas corresponden a líneas rectas entre los 20° y 250° C. Luego se desprende que existirán diferentes curvas de equilibrio fluido mineral dependiendo de la fase mineral que controle la solubilidad de sílice (Ilustración 24).

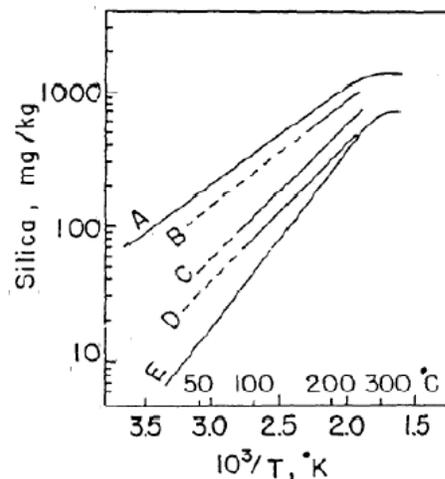


ILUSTRACIÓN 24. SOLUBILIDAD DE VARIOS POLIMORFOS DEL SÍLICE EN EL AGUA. A= SÍLICE AMORFA, B=ÓPALO-CT, C=CRISTOBALITA ALFA, D=CALCEDONIA Y E=CUARZO (EXTRAÍDO FOURNIER, 1991).

Es de suma importancia determinar la fase mineral correcta que está controlando la solubilidad del sílice. Para temperaturas menores a 120 °C, la cristobalita es la fase comúnmente considerada. A temperaturas sobre los 120 °C se consideran más las fases de cuarzo y calcedonia, donde la precipitación de una de estas fases depende de factores como temperatura, tiempo de residencia y composición del fluido (Fournier, 1991). Aunque se considera que, sobre los 180°, el cuarzo es la fase que controla la solubilidad.

Cuando un fluido sufre separación de fases, ocurre un enriquecimiento de de la fase líquida en sus componentes no volátiles, respecto al mismo fluido sin la separación de fases. Este efecto aumenta la concentración de sílice, generando una sobreestimación de la temperatura. Es por esto que Fournier (1977) propuso un geotermómetro que considera el efecto con una máxima pérdida de vapor (Tabla 3).

Geotermómetro	Ecuación	Rango de T° (°C)
Cuarzo sin pérdida de vapor	$T(^{\circ}C) = \frac{1309}{5,19 - \log (SiO_2)} - 273$	50-250
Cuarzo con máxima pérdida de vapor	$T(^{\circ}C) = \frac{1522}{5,75 - \log (SiO_2)} - 273$	100-250
Calcedonia	$T(^{\circ}C) = \frac{1032}{4,69 - \log (SiO_2)} - 273$	50-250
Cristobalita α	$T(^{\circ}C) = \frac{1000}{4,78 - \log (SiO_2)} - 273$	100-250
Sílice amorfa	$T(^{\circ}C) = \frac{731}{4,52 - \log (SiO_2)} - 273$	

TABLA 3. EXPRESIONES MAS USADAS PARA LOS GEOTERMÓMETROS DE SÍLICE Y RANGOS DE TEMPERATURA CONFIABLES

Aplicando los geotermómetros de sílice se obtienen los valores de temperatura de equilibrio con aquellas fases de sílice. En la Tabla 4 se observan los resultados de la aplicación de los geotermómetros para las aguas de la zona de estudio.

El análisis de sílice en soluciones acuosas toma en cuenta la concentración de sílice total, incluyendo los componentes $H_3SiO_4^-$ y $H_4SiO_4^0$. Aguas con pH mayor a 9 (25°C), contienen una considerable fracción de sílice en forma de $H_3SiO_4^-$ (>10%) debido a la disociación del ácido silícico, aumentando la solubilidad del sílice en aguas en equilibrio con cuarzo o calcedonia (Fournier, 1991). Además, en los sistemas geotérmicos, la ebullición por *flasheo* resulta en una pérdida de CO_2 , lo que aumenta el pH que suele alcanzar valores de 8 o 9. Sin embargo, los fluidos en el reservorio generalmente tienen valores de pH entre 5 a 7. Por lo tanto, es necesario corregir las concentraciones de sílice analizado para obtener la concentración de sílice que ocurre como $H_4SiO_4^-$, y evitar así una sobrestimación de la temperatura del reservorio. Arnórsson (2000) combinó la ecuación de balance de masa y la de solubilidad del cuarzo para obtener las expresiones 6 y 7.

$$[H_4SiO_4]^0 = \frac{SiO_2 \text{ analizado}}{1 + \frac{K_{H_4SiO_4}}{H^+}}$$

ECUACIÓN 6. CONCENTRACIÓN DE $H_4SiO_4^0$ PARA CORRECCIÓN POR PH

Donde la constante de disociación (K) está dado por la ecuación 7

$$\text{Log}(K_{H_4SiO_4}) = -\frac{2549}{T} - 15.36 * 10^{-6} * T^2$$

ECUACIÓN 7. CONSTANTE DE DISOCIACIÓN

Finalmente, es posible obtener el contenido de sílice no ionizado, el cual puede ser utilizado en las ecuaciones de los geotermómetros de sílice (Tabla 4).

Muestra	T(°C)	pH	Sin corrección					Corregido	
			Cuarzo sin pérdida de vapor	Silice amorfa	Cristobalita α	Cuarzo con máxima pérdida de vapor	Calcedonia	Cuarzo con máxima pérdida de vapor	Calcedonia
1	36,4	7,9	86,766	-27,208	36,383	89,038	55,278	89,188	55,428
2	38,9	6,9	95,157	-20,095	44,592	96,385	64,249	96,535	64,399
3	37,9	7,0	97,555	-18,041	46,955	98,483	66,833	98,633	66,983
6	64,9	7,2	101,479	-14,663	50,834	101,912	71,080	102,062	71,230
7	46,0	7,4	100,063	-15,884	49,433	100,675	69,545	100,825	69,695
8	48,9	6,7	146,136	24,813	95,551	140,063	120,243	140,213	120,393
10	30,2	6,8	117,934	-0,305	67,231	116,190	89,059	116,340	89,209
12	70,0	6,7	169,784	46,306	119,424	159,449	146,658	159,599	146,808
15	54,0	6,7	155,406	33,186	104,891	147,726	130,564	147,876	130,714
30	29,8	5,8	137,296	16,882	86,659	132,672	110,435	132,822	110,585
32	94,0	6,4	74,871	-37,062	24,947	78,651	42,803	78,801	42,953
34	79,5	6,0	162,560	39,693	112,114	153,583	138,557	153,733	138,707
40	23,3	9,2	85,983	-27,865	35,622	88,352	54,447	88,502	54,597
quin	23,0	9,4	194,109	68,953	144,226	178,913	174,226	179,063	174,376
9	75,0	7,4	146,565	25,199	95,983	140,420	120,720	140,570	120,870
17	24,0	7,1	82,728	-30,586	32,471	85,505	51,008	85,655	51,158
19	6,0	8,6	42,810	-61,814	-4,106	51,443	11,230	51,593	11,380
36	54,5	7,5	119,468	1,046	68,766	117,509	90,746	117,659	90,896
camp	51,2	5,8	244,513	116,640	195,303	216,969	231,405	217,119	231,555
esco	23,6	7,0	145,461	24,206	94,872	139,502	119,494	139,652	119,644
teno	25,9	6,0	160,424	37,746	109,955	151,839	136,167	151,989	136,317
35	29,5	6,6	93,347	-21,638	42,814	94,801	62,304	94,951	62,454
39	33,7	9,3	79,850	-32,974	29,700	82,990	47,985	83,140	48,135
cati	34,7	9,6	226,788	100,100	177,761	204,195	211,705	204,345	211,855
meda	30,7	9,5	192,970	67,878	143,057	178,011	172,924	178,161	173,074
pani	32,5	7,2	225,898	99,253	176,858	203,529	210,693	203,679	210,843
33	84,5	5,8	138,602	18,051	152,023	133,770	111,882	185,045	183,069
14	94,5	2,0	201,697	76,140	87,972	184,895	182,919	133,920	112,032

TABLA 4. TEMPERATURAS ESTIMADAS CON LOS GEOTERMÓMETROS DE SÍLICE, CORREGIDAS POR EFECTO DE pH Y SIN CORREGIR. SE CONSIDERA EL GEOTERMÓMETRO DE CUARZO CON MÁXIMA PÉRDIDA DE VAPOR Y EL DE CALCEDONIA.

III.5.2 GEOTERMÓMETROS DE CATIONES

Los geotermómetros de cationes proveen una importante herramienta en la estimación de las condiciones en subsuperficie dentro de un sistema geotérmico. Estos geotermómetros se basan en reacciones de intercambio catiónico y, en teoría, cualquier razón de cationes o especie acuosa sin carga puede ser usada como geotermómetro mientras prevalezca el equilibrio (Arnórsson & Svavarsson, 1985), aunque la reacción comúnmente más usada es la de intercambio catiónico entre feldespatos alcalinos (Ecuación 8).



ECUACIÓN 8. INTERCAMBIO CATIONICO ENTRE FELDESPATOS ALCALINOS

Existen muchos geotermómetros de cationes calculados teóricamente y empíricamente; entre los que se cuentan los geotermómetros de Na/K, K/Mg, Na-K.Ca y Na-K-Mg. No existen diferencias en la calidad de los geotermómetros pero es necesario analizarlos cuidadosamente y elegir aquellos que se correspondan de mejor manera con las fases minerales que se consideran en equilibrio.

Fournier y Potter (1979) notaron que al aplicar el geotermómetro de Na-K-Ca en aguas ricas en Mg, se estimaban temperaturas relativamente altas, por lo que estimaron una corrección por Mg mediante la utilización de la expresión 9, en donde no es necesario la corrección por Mg si R es menor a 1,5 o ΔT_{mg} es menor a cero. Si R es mayor a 50, es tan alta la corrección que se debe asumir que estas aguas provienen de un reservorio cuya temperatura es relativamente baja, probablemente igual a la temperatura medida del manantial (Fournier, 1991).

$$R = \frac{Mg}{Mg + 0.61Ca + 0.31K}$$

ECUACIÓN 9. FACTOR DE CORRECCIÓN POR MG.

Giggenbach (1988) propone el diagrama triangular N-K-Mg para la estimación de temperaturas de aguas inmaduras y en equilibrio total o parcial con la roca. Mediante el análisis de isotermas (razones) de $10K/1000Mg^{1/2}$ y $10K/Na$. La intersección de estas dos isotermas de igual temperatura entrega las razones de equilibrio del fluido con las fases minerales. En la ilustración 25 se presenta este diagrama con los datos de las termas de la zona de estudio. Se observa una muestra que cae en la línea de equilibrio total (pani) y varias muestras que caen en el campo de equilibrio parcial (teno, esco, camp, 17, 36, 39 y quin). En todas estas muestras se considera que el geotermómetro puede ser válido. El resto de las muestras presenta una alta concentración de Mg, lo que vuelve inciertos los geotermómetros de Na/K y K/Mg. En la tabla 5 se observan los resultados para los geotermómetros de cationes; incluyendo los de Na/K para distintos autores, el de Na-K-Ca con y sin corrección por Mg y el de Na-K-Mg.

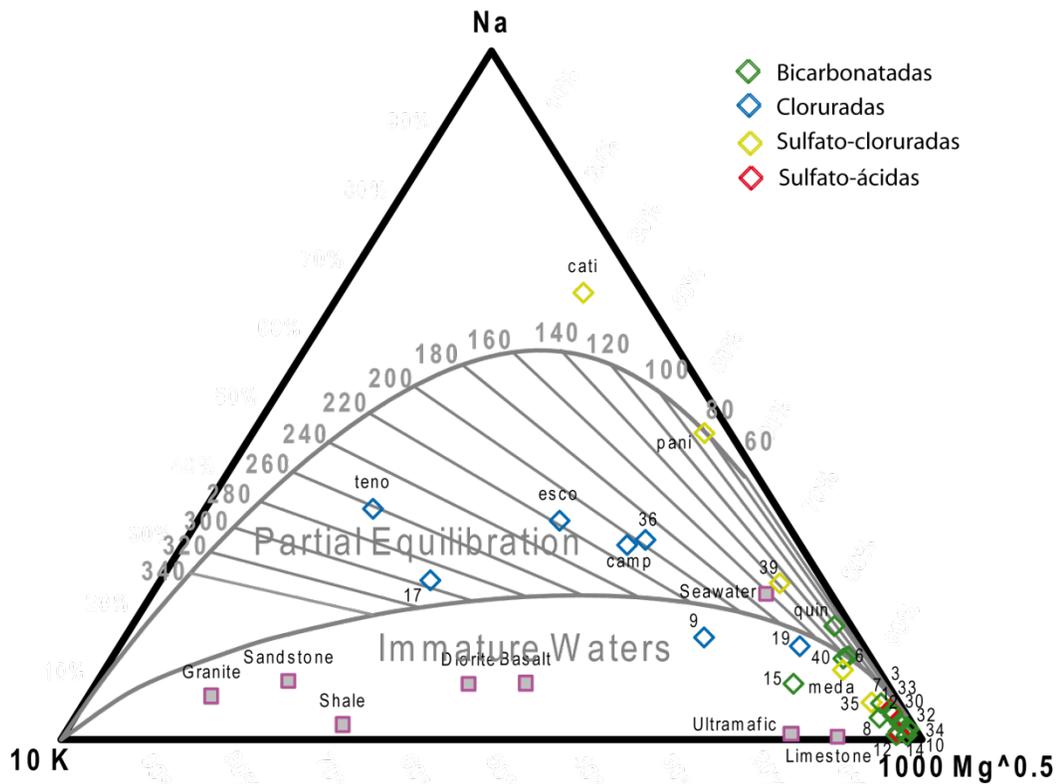


ILUSTRACIÓN 25. GEOTERMÓMETRO DE NA-K-MG PARA LAS FUENTES TERMALES DE LA ZONA DE ESTUDIO. DIAGRAMA DE CLASIFICACIÓN GENERADO CON LA PLANILLA DE CÁLCULO LIQUID ANALYSIS (UNIVERSIDAD DE STANFORD).

Muestra	T(°C)	pH	Na/K Fournier	Na/K Truesdell	Na/K (Giggenbach)	K/Mg (Giggenbach)	Na-K-Ca	Na-K-Ca Mg corr	Na-K-Mg
1	36,4	7,9	157,772	116,028	176,517	54,062	54,212	54,212	-
2	38,9	6,9	140,823	96,583	160,303	52,995	54,551	54,551	-
3	37,9	7,0	145,696	102,130	164,977	52,286	50,712	50,712	-
6	64,9	7,2	112,340	64,855	132,805	66,224	64,196	64,196	-
7	46,0	7,4	150,363	107,475	169,443	60,472	57,357	57,357	-
8	48,9	6,7	222,110	193,984	237,074	70,501	89,814	89,814	-
10	30,2	6,8	161,109	119,908	179,696	40,373	49,158	49,158	-
12	70,0	6,7	273,971	262,045	284,776	59,732	71,330	71,330	-
15	54,0	6,7	243,677	221,688	257,030	104,061	186,927	129,670	-
30	29,8	5,8	309,493	311,653	316,894	60,916	212,813	-	-
32	94,0	6,4	294,583	290,518	303,466	51,198	65,651	65,651	-
34	79,5	6,0	166,431	126,132	184,758	38,904	39,207	39,207	-
40	23,3	9,2	127,594	81,701	147,571	72,085	91,798	91,798	-
quin	23,0	9,4	84,360	34,797	105,483	61,443	73,005	73,005	100
9	75,0	7,4	233,718	208,792	247,836	124,223	200,529	121,068	-
17	24,0	7,1	282,959	274,358	292,945	185,135	249,099	228,858	295
19	6,0	8,6	170,431	130,838	188,555	94,322	150,622	107,537	-
36	54,5	7,5	177,858	139,645	195,590	131,069	175,446	116,657	195
camp	51,2	5,8	189,612	153,762	206,680	136,470	182,294	134,116	205
esco	23,6	7,0	201,085	167,758	217,454	152,620	189,932	185,146	215
teno	25,9	6,0	247,885	227,191	260,904	207,159	242,654	230,192	260
35	29,5	6,6	175,554	136,904	193,410	69,644	59,331	59,331	-
39	33,7	9,3	116,605	69,532	136,943	87,380	26,569	26,569	140
cati	34,7	9,6	79,150	29,316	100,361	121,720	53,239	53,239	-
meda	30,7	9,5	150,931	108,127	169,986	77,436	66,177	66,177	-
pani	32,5	7,2	60,619	10,111	82,054	81,961	12,219	12,219	80
33	84,5	5,8	174,905	136,133	192,795	50,855	49,839	8,030	-
14	94,5	2,0	372,448	406,235	372,739	64,478	233,724	-	-

TABLA 5. GEOTERMÓMETROS DE CATIONES UTILIZADOS PARA LAS AGUAS DE LA ZONA DE ESTUDIO. SE PRESENTAN LOS GEOTERMÓMETROS DE Na/K PARA DIFERENTES AUTORES Y LA RESPECTIVA CORRECCIÓN POR Mg PARA EL GEOTERMÓMETRO DE Na-K-Ca. LAS MUESTRAS SIN VALORES CORRESPONDEN A AQUELLAS CON R>50 (PARA LA CORRECCIÓN POR Mg) Y LAS QUE NO ALCANZAN EQUILIBRIO TOTAL NI PARCIAL (GEOTERMÓMETRO DE Na-K-Mg).

III.6 ANÁLISIS DE LA GEOQUÍMICA DE AGUAS

III.6.1 ORIGEN DE LOS FLUIDOS HIDROTERMALES

En la ilustración 23, se observa como la mayoría de las fuentes termales se grafican sobre, o cercanas, a la GWML, indicando su origen meteórico. Solo dos muestras presentan un enriquecimiento notorio en isótopos más pesados de oxígeno (muestras 14 y 33, ilustración 23). Este enriquecimiento podría deberse a procesos químicos o físicos que involucren fraccionamiento isotópico. Las muestras 14 y 33 fueron extraídas desde pozas de barro que se encuentran relacionadas espacialmente a manifestaciones del tipo fumarola, por lo que el enriquecimiento en isótopos más pesados, se explica mediante el proceso de evaporación por condensación de gases de origen hidrotermal en acuíferos colgados, donde estos gases tienen temperaturas mayores a la de ebullición a 1 atm (Benavente, 2010). Finalmente se concluye que los fluidos hidrotermales que presentan análisis de isótopos en la zona de estudio provienen de la percolación y calentamiento de aguas meteóricas.

III.6.2 GEOTERMOMETRIA

La ilustración 26 resume las temperaturas obtenidas para las termas de la zona de estudio. Se presentan los resultados de los geotermómetros de sílice con corrección por pH (Cuarzo con máxima pérdida de vapor y Calcedonia), los de cationes, incluyendo el de Na-K-Ca con corrección por Mg, y se grafican las temperaturas medidas en terreno. No se deben tomar en cuenta las temperaturas sobre los 400 °C, pues se estima que la máxima profundidad que alcanzan los fluidos corresponde a la isoterma 400, en la transición frágil-dúctil (Arnórsson, 2007). De la ilustración 26 se desprenden las siguientes observaciones:

- i. En la mayoría de las muestras las temperaturas más altas están dadas por los geotermómetros de Na/K y Na-K-Mg, con pocas excepciones (muestras 15, quin, camp, cati, meda y pani).

- ii. Se observa una diferencia notoria entre las temperaturas obtenidas por los geotermómetros de cationes y los de Sílice. Las temperaturas estimadas por los geotermómetros de Na-K arrojan valores mayores a los estimados por los geotermómetros de sílice.
- iii. Las aguas sulfato-ácidas y las sulfato-cloruradas presentan temperaturas de equilibrio relativamente bajas en relación a las muestras cloruradas, salvo la muestra 14 que presenta temperaturas muy altas para los geotermómetros de Na/K.
- iv. Benavente (2010), realizó estimaciones de temperatura mediante equilibrio multimineral. Al comparar sus resultados con las estimaciones de este trabajo, se distingue que en la mayoría de las muestras los valores de los geotermómetros de calcedonia y cuarzo con máxima pérdida de vapor son los que más se acercan al rango de temperatura estimado por el equilibrio multimineral (Benavente, 2010).

De estas observaciones se desprende que la mayoría de las aguas se encuentran equilibradas entre 80 y 200 °C según los geotermómetros de Sílice. Los geotermómetros de cationes entregan temperaturas ligeramente superiores, cuyos valores fluctúan entre los 100 y 250 °C para la mayoría de las muestras, alcanzado máximos de entre 250 y 300 °C para las muestras 12, 30, 32 y 17 (la muestra 14 no se considera por presentar temperaturas cercanas a la transición frágil-dúctil). La diferencia entre los geotermómetros de Na/K y de Na-K-Ca respecto a los geotermómetros de Sílice se puede atribuir a la menor tasa de reequilibrio de estos últimos, lo que puede indicar la presencia de fluidos profundos a altas temperatura (>200 °C) que al ascender se reequilibran con la roca a temperaturas menores, indicadas por los geotermómetros de cationes.

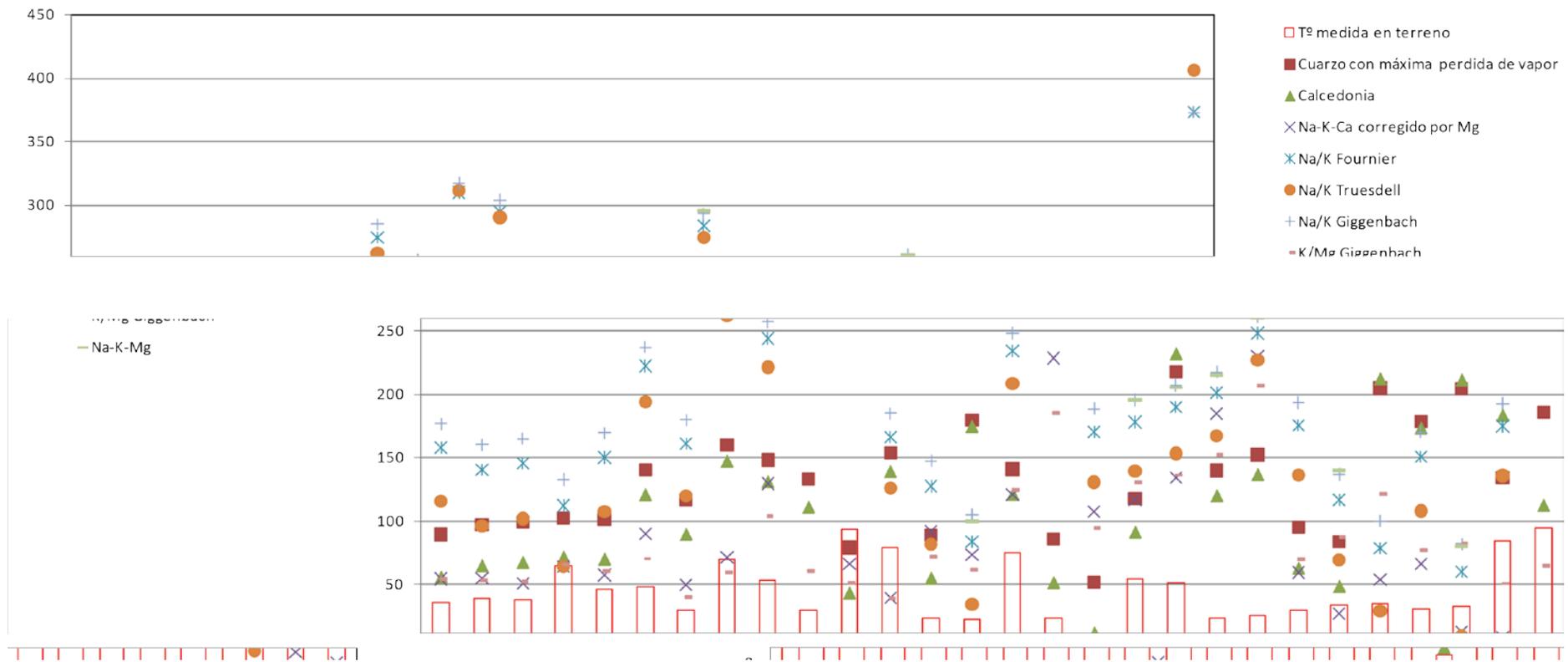


ILUSTRACIÓN 26. RESUMEN DE LOS GEOTERMÓMETROS UTILIZADOS EN LA ZONA DE ESTUDIO. SE TOMARON EN CUENTA LOS GEOTERMÓMETROS DE SILICE CORREGIDOS POR pH Y LOS DE CATIONES INCLUYENDO EL DE NA-K-CA CORREGIDO POR MG.

IV TERMINOLOGÍA ADECUADA Y METODOLOGÍAS PREVIAS

IV.1 INTRODUCCIÓN

A partir de la década de los 60, una serie de estudios realizados por científicos y diversas organizaciones, principalmente en los Estados Unidos e Italia, buscaron obtener estimaciones del recurso geotermal (Cataldi et al. 1978), (White & Williams, 1975), (Muffler & Cataldi, 1978). Estas estimaciones suelen presentar grandes variaciones, que alcanzan incluso órdenes de magnitud, en los valores obtenidos. Estos contrastes se justifican, en parte, por las diferentes suposiciones respecto a factores técnicos y económicos de cada estudio. Sin embargo, muchas incertezas se deben también a un entendimiento inadecuado de la naturaleza de los recursos geotermales. Durante las últimas décadas se han realizado grandes mejoras en estas evaluaciones iniciales y se considera de primera importancia para el desarrollo geotermal el obtener valores realistas de energía aprovechable.

En esta sección se explicita la terminología relacionada con energía geotermal y se presenta una síntesis de metodologías previas utilizadas en diversas regiones, con especial énfasis en la coherencia de los resultados obtenidos y los factores más relevantes de cada evaluación. Posteriormente, se comparan estos procedimientos y se presenta una metodología cuyas consideraciones son coherentes con el contexto de los Andes Chilenos. Esta metodología es aplicada a la Región del Maule para obtener un recurso geotermal base.

IV.2 TERMINOLOGÍA ADECUADA

Una meta primaria de la estimación de recursos es la comparación entre diferentes fuentes energéticas, esto hace necesario definir de manera adecuada el vocabulario a utilizar para caracterizar recursos energéticos, pues una terminología geotermal es de muy poco valor si no puede ser comparada con otros recursos como el petróleo o la energía atómica. Una terminología consistente y de común acuerdo es prerequisite para la evaluación de recursos geotermales (Muffler & Cataldi, 1977), (Muffler & Cataldi, 1978).

Gran parte de los conceptos utilizados en la actualidad para describir cantidades de material de valor en la tierra, tienen su origen en la industria minera, lo que genera una tendencia a aplicar estos términos a la energía geotérmica. White & Williams (1975) y Muffler & Cataldi (1978), sentaron las bases de la terminología utilizada actualmente para definir la energía geotermal. Considerando que el producto extraído corresponde a energía termal (Joule, Calorías, etc.), Muffler & Cataldi (1978) definen los siguientes conceptos:

Recurso geotermal base es la energía termal contenida en la corteza bajo un área determinada y entre dos niveles de profundidad, generalmente determinados por la geometría del acuífero. Este recurso se calcula respecto de la temperatura promedio anual (United.Nations, 1997).

La definición de recurso geotermal base es refinada para diferenciar los recursos que pueden ser alcanzados mediante perforación y los que no. Llamados recurso base accesible e inaccesible respectivamente. Luego, como no toda la energía accesible puede ser extraída, se divide el recurso base accesible en sus componentes residual y utilizable. Finalmente, los autores dividen la energía utilizable en económica y subeconómica, en base a la energía termal que puede ser extraída a costos competitivos con otras formas de energía en un tiempo específico (United.Nations, 1997).

Williams et. al (2010), reporta el desarrollo de un código para recursos y reservas geotermales en el que explicita las implicancias de estos términos (The Australian Geothermal Reporting Code Committee, 2010). El código fue originalmente desarrollado para la industria geotermal Australiana, sin embargo, se alinea con códigos similares en todo el mundo por lo que en Agosto del 2008 la Asociación Geotermal Internacional (IGA) reconoció el código como apropiado y ratificó el Léxico propuesto en este.

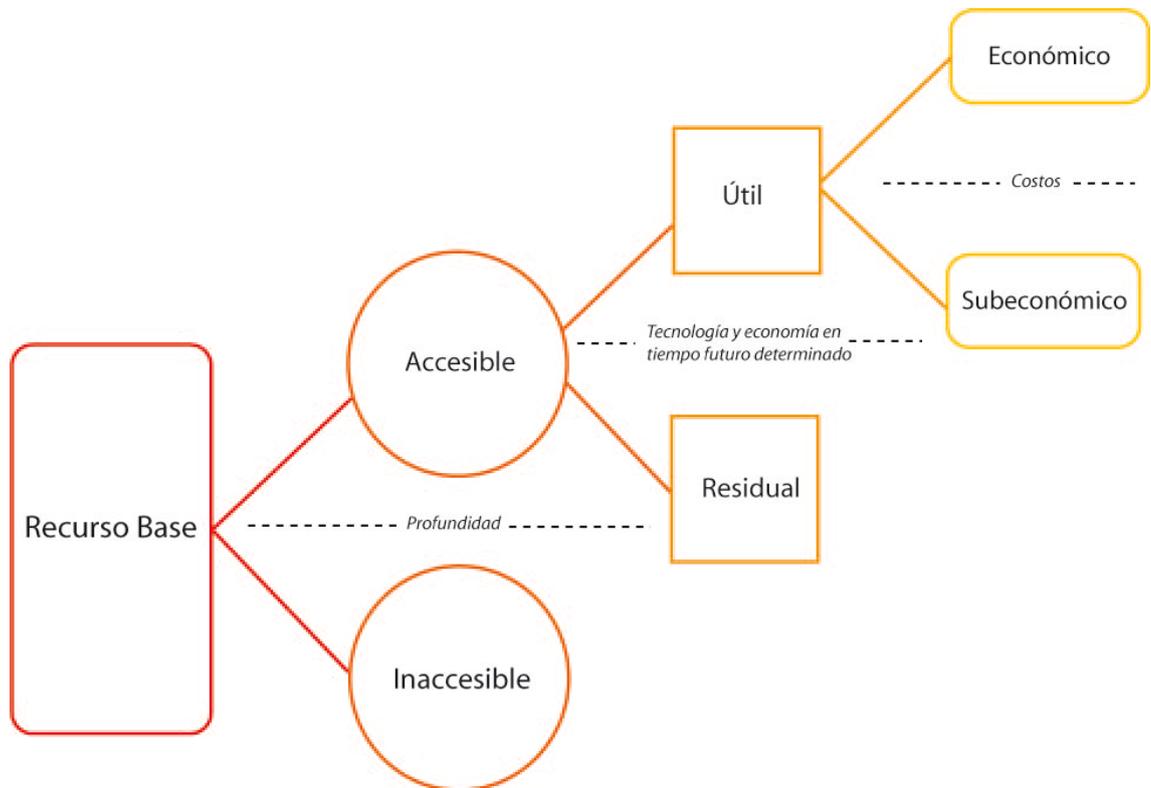


ILUSTRACIÓN 27. DIAGRAMA ILUSTRANDO LA SUBDIVISIÓN LÓGICA DE RECURSO BASE, MODIFICADO DE (MUFFLER & CATALDI, 1978)

En “*The Australian Geothermal Reporting Code Committee*” (2010), se especifican terminos ya utilizados comunmente en mineria, y que permiten asociar distintos niveles de confianza a los recursos geotermales disponibles en base al nivel de certeza con que se realizan las estimaciones. Se distinguen tres ordenes de certeza (Ilustración 28):

- i. Recurso geotermal inferido: Corresponde a la parte del recurso geotermal para la cual la energía termal recuperable (MW/año) puede ser estimada solo con un bajo nivel de confianza. Todos los supuestos utilizados en la estimación deben ser descritos en detalle.
- ii. Recurso geotermal indicado: Es la parte del recurso geotermal cuya existencia ha sido demostrada mediante medición directa que indica temperaturas y dimensiones de tal forma que la energia termal recuperable (MW/año) puede ser estimada con un nivel razonable de confianza.

- iii. **Recurso geotermal medido:** Es la parte del recurso geotermal cuya existencia ha sido demostrada mediante medición directa que indica al menos temperatura, volumen y caudal del pozo, de tal forma que la energía termal recuperable (MW/año) puede ser estimada con un alto nivel de confianza.

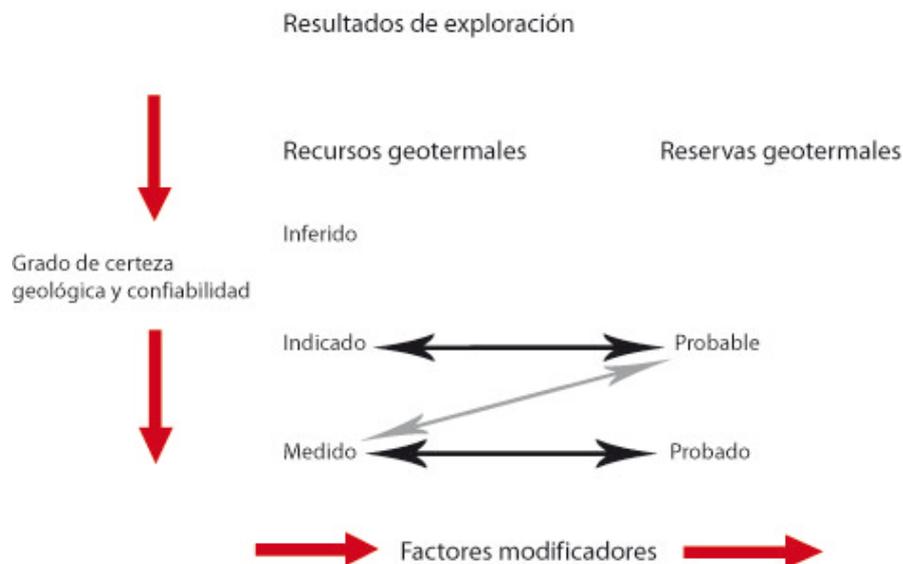


ILUSTRACIÓN 28. RELACIÓN ENTRE RESULTADOS DE EXPLORACIÓN, RECURSOS GEOTERMALES Y RESERVAS GEOTERMALES. LAS RESERVAS GEOTERMALES SON ESTIMADAS DEL RECURSO GEOTERMAL MEDIANTE LA APLICACIÓN DE “FACTORES MODIFICADORES” QUE AFECTAN DIRECTAMENTE LA POSIBILIDAD DE COMERCIALIZACIÓN. MODIFICADO DE THE AUSTRALIAN GEOTHERMAL REPORTING CODE COMMITTEE (2010).

En *The Australian Geothermal Reporting Code Committee* (2010), se estiman reservas geotermales del recurso geotermal mediante la aplicación de “factores modificadores”, estos incluyen factores de recuperación, económicos, ambientales, legales, sociales, de acceso a las tierras y de regulación (Ilustración 28). Los factores modificadores, por tanto, afectan directamente la posibilidad de comercialización de la energía termal obtenida.

La terminología adoptada en este trabajo puede ser fácilmente representada mediante un diagrama McKelvey (McKelvey, 1972), (Muffler & Cataldi, 1978), que incorpora las variables de certeza geológica a los conceptos ya explicados (Ilustración 29).

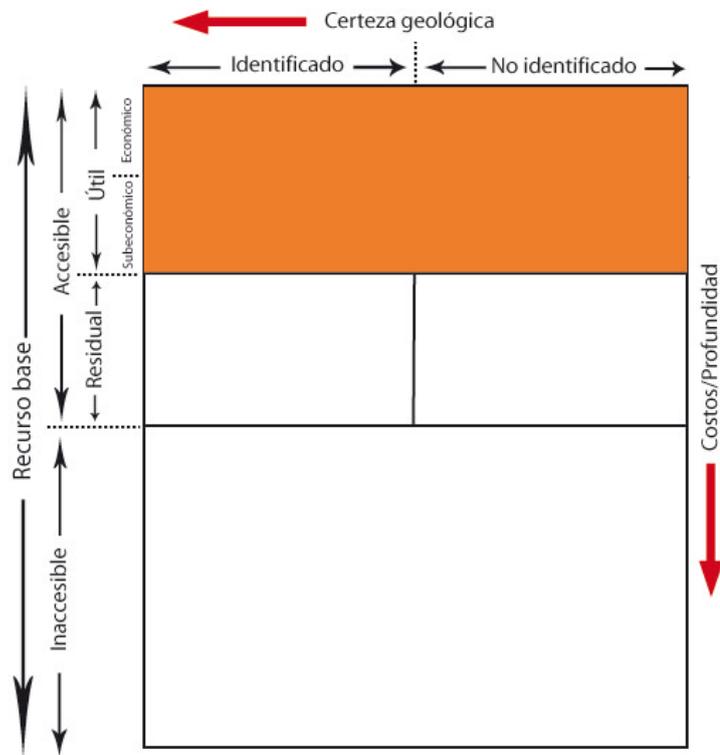


ILUSTRACIÓN 29. DIAGRAMA MCKELVEY REPRESENTANDO LA TERMINOLOGÍA DE RECURSO Y RESERVA GEOTERMAL EN EL CONTEXTO DE CERTEZA GEOLÓGICA Y VIABILIDAD ECONÓMICA. EN COLOR SE OBSERVA EL AREA CORRESPONDIENTE AL RECURSO BASE ACCESIBLE ÚTIL. MODIFICADO DE MUFFLER Y CATALDI (1978).

El término potencial, implica la probabilidad o posibilidad de que un recurso del tipo buscado (depósitos minerales, recursos geotermales, etc.) pueda ser encontrado en un área o región de interés (Carranza, Wibowo, Barrit, & Sumintadireja, 2008). El uso de este concepto tiene mayor significado en cuanto a la exploración, puesto que no tiene implicancias económicas y no todos los prospectos serán explotables con viabilidad económica o legal.

En el presente trabajo se estimará una reserva geotermal en la región del Maule, haciendo hincapié en que no se toman en cuenta factores económicos como costos de producción y valores de la energía obtenida.

IV.3 METODOLOGÍAS PREVIAS

Para desarrollar una metodología adecuada y que sea coherente con los factores característicos de la zona de estudio, es necesario conocer las estimaciones que han sido utilizadas a lo largo de los años, poniendo énfasis en las virtudes y deficiencias que cada una de estas pueda presentar. A continuación se enumeran algunas de las metodologías más comunes para la estimación de recursos geotermales.

IV.3.1 FLUJO TERMAL SUPERFICIAL

Esta metodología es una de las más simples, en cuanto a su aplicación, y consiste en medir la tasa de energía termal liberada del suelo por efectos de conducción, suelos humeantes, manantiales calientes, fumarolas, y descargas directas de fluidos termales a la superficie. El valor obtenido se denomina “poder termal natural” (P). Los cálculos realizados en este método se observan en las ecuaciones 10, 11 y 12:

$$P1 = A * q$$

ECUACIÓN 10. ENERGÍA TERMAL CONDUCTIVA

$$P2 = Q * Cw * (Tw - To)$$

ECUACIÓN 11. ENERGÍA TERMAL CONTENIDA EN EL FLUIDO

$$P = P1 + P2$$

ECUACIÓN 12. PODER TERMAL NATURAL

Donde:

P1 = Energía termal conductiva

q = Flujo de calor conductivo

$A = \text{Area explorada}$

$P2 = \text{Energía termal contenida en el fluido}$

$Q = \text{Caudal}$

$Cw = \text{Capacidad calórica del fluido}$

$Tw = \text{Temperatura del fluido}$

$To = \text{Temperatura ambiente}$

$P = \text{Poder termal natural}$

Del poder termal natural, es posible calcular la energía total (H) almacenada en el subsuelo, asumiendo que toda la energía es disipada a la superficie sin aportes contemporáneos de calor de regiones subcorticales, mediante la expresión :

$$H = Pt = P * t$$

ECUACIÓN 13. ENERGÍA TOTAL ALMACENADA EN EL SUBSUELO

Donde:

$H = \text{Energía total almacenada en el subsuelo}$

$t = \text{Tiempo en años}$

Una vez obtenida la energía total, se puede aplicar un concepto de recuperabilidad similar al utilizado en el método del volumen (Pg. 95). Para estimar la duración de las descargas hidrotermales se puede, mediante la experiencia obtenida de pozos geotermales desarrollados previamente, relacionar la pérdida de calor con la tasa de energía que podría ser extraída mediante perforación.

El método de flujo superficial presenta la ventaja de requerir pocos datos para obtener una estimación del potencial explotable, sin embargo, no es útil cuando se requiere estimar un potencial en zonas con escasas o nulas manifestaciones superficiales, siendo

inaplicable en sistemas ciegos. Por otro lado, el estimar la duración de las descargas mediante la comparación con sistemas análogos es un método poco robusto si se analizan zonas con gran complejidad estructural, como suele ocurrir en los sistemas andinos.

IV.3.2 FRACTURA PLANAR (BODVARSSON, 1970; 1972; 1974)

El método de fractura planar involucra un modelo donde la energía termal es extraída de roca impermeable por el flujo de agua en planos de fractura. Los cálculos son basados en la transferencia conductiva de calor y requieren estimar el área de fractura, espaciamiento de las fracturas, temperatura inicial de la roca, temperatura mínima de *outflow* aceptable y conductividad termal de la roca. El modelo básico implica un flujo de agua a temperatura T_r que fluye por fracturas en una roca que se encuentra inicialmente a temperatura T_o . El fluido es extraído a una temperatura T que luego de un periodo de producción t , alcanza una temperatura mínima T_m (Ilustración 30).

El modelo de fractura planar puede ser extendido a múltiples fracturas, siempre y cuando la distancia entre las fracturas sea lo suficientemente grande para obviar la interacción termal. El calor teóricamente extraíble por unidad de fractura y la restricción de distancia entre ellas es calculada de la expresión de Nathenson`s (1975) de la forma:

$$r = \frac{T_m - T_r}{T_o - T_r} \quad ; \quad \frac{d}{2} > 3\sqrt{a * T_o}$$

ECUACIÓN 14. RAZÓN DE TEMPERATURA FINAL.

Donde:

r : Razon de temperatura final.

T_m : Temperatura mínima en el *outflow*.

T_r : Temperatura del agua de recarga ingresando a la roca.

T_o : Temperatura inicial de la roca.

a : Difusividad termal

d: Distancia entre fracturas.

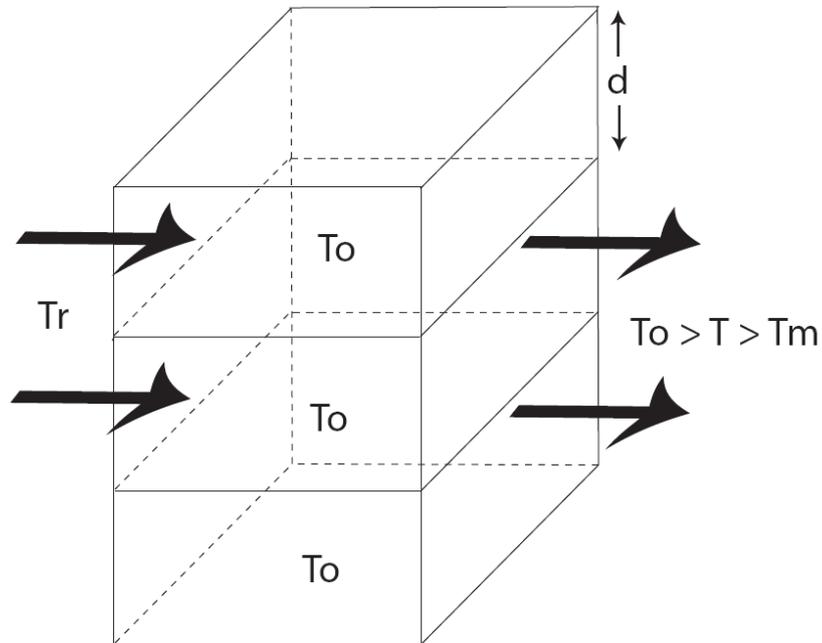


ILUSTRACIÓN 30.DIAGRAMA ESQUEMÁTICO QUE ILUSTR A EL MODELO DE FRACTURA PLANAR PROPUESTO POR BODVARSSON (1974); T_o : TEMPERATURA ORIGINAL DE LA ROCA, T_r : TEMPERATURA DE RECARGA DE LOS FLUIDOS, T_m : TEMPERATURA MINIMA DEL FLUIDO TRAS UN TIEMPO DE PRODUCCIÓN t_0 , d : DISTANCIA MINIMA ENTRE FRACTURAS TAL QUE LA INTERACCIÓN TERMAL SEA DESPRECIABLE. MODIFICADO DE MUFFLER & CATALDI (1978).

El método de fractura planar es bastante simple en cuanto a su aplicación y no requiere de cálculos complejos para ser implementada, aunque es necesario un estudio extremadamente detallado a nivel estructural para cuantificar de forma correcta el número y tipo de estructuras que caracterizan el sistema geotermal. Además, esta metodología solo puede ser aplicada a zonas que no hayan sufrido grandes deformaciones. Su aplicación es cuestionable en las complejas zonas de fallas que suelen caracterizar los sistemas geotermales andinos.

IV.3.3 TRANSPORTE CONDUCTIVO DE CALOR MAGMÁTICO.

Generalmente las reservas de energía calórica alrededor de los cuerpos magmáticas se concentran gradualmente mediante transferencia de calor convectivo por fluidos que circulan en las fallas y fracturas de la roca caja. En su trabajo de estimación de potencial asociado a sistemas volcánicos, Sanyal et al (2002) postula que las reservas de energía recuperable asociadas a un volcán o complejo volcánico, pueden ser representadas como una fracción del total de energía en la zona calentada alrededor del volcán.

El método de transporte conductivo de calor involucra el cálculo de la energía termal remanente en intrusiones ígneas jóvenes y la roca adyacente, en función de cuatro factores; la temperatura inicial, tamaño, edad y profundidad de emplazamiento (Smith & Shaw, 1975). Estos cuatro parámetros más un factor de recuperación, son los más importantes para estimar reservas.

En su trabajo de estimación de potencial geotermal en Estados Unidos, Smith y Shaw (1975) calculan el calor total transferido desde una cámara magmática. Utilizando como parámetros el área y volumen de la cámara, su estado de solidificación (T°) y su edad. Estimando temperaturas inicial y final del magma, calor latente de cristalización, capacidad calórica y densidad del magma. Los autores calcularon el calor total liberado por un volumen de magma al disminuir su temperatura en $\Delta T^{\circ}\text{C}$ de la forma:

$$\Delta Q = \rho * V * (C * \Delta T + l)$$

ECUACIÓN 15. FLUJO CALÓRICO DESDE CUERPO MAGMÁTICO

Donde:

ΔQ : *Flujo de calor transferido desde el cuerpo magmatico.*

ρ : *Densidad del magma.*

V : *Volumen de magma.*

C : *Capacidad calórica del magma*

ΔT : *Variación de temperatura del magma.*

l: Calor latente de cristalización.

Finalmente, los autores estiman la cantidad total de calor transferido por centímetro cuadrado de magma a la roca caja mediante la Ecuación 16:

$$\Delta Q_{total} = 51.6 * A * \sqrt{t}$$

ECUACIÓN 16. CALOR TRANSFERIDO A LA ROCA CAJA

Donde:

A = Area de contacto.

t = Tiempo en segundos desde la última erupción.

Existe una serie de desventajas en la aplicación de esta metodología, asociadas principalmente a la distribución de temperaturas en la corteza superior:

- i. En su trabajo de 1975, Smith y Shaw estiman que para que el gradiente original en la superficie terrestre sufra un cambio a un nuevo estado de equilibrio, deben pasar al menos 360.000 años. Esta afirmación permite asumir que, solamente en sistemas jóvenes, el calor total remanente es similar al transferido cuando el cuerpo magmático se enfrió. En caso contrario, se hace necesario realizar cálculos detallados y complejos de la perturbación del gradiente geotermal.
- ii. Para realizar los cálculos, los autores utilizaron un coeficiente de difusividad termal de la roca caja correspondiente al promedio para rocas corticales. Sin embargo, en los sistemas convectivos hidrotermales, el valor efectivo de difusividad puede ser drásticamente aumentado por efectos de intercambio de masa.
- iii. Smith y Shaw, utilizan un diagrama de edad vs volumen para discriminar los sistemas geotermales que presentan potencial geotermal de aquellos que, por presentar una relación edad/volumen fuera de ciertos rangos, presentan un bajo o nulo potencial. Este diagrama se presenta como una herramienta útil para estimar el

estado de solidificación de los cuerpos magmáticos. Sin embargo, en la actualidad existe una gran cantidad de sistemas que presentan un potencial considerable de generación eléctrica y que no se localizan dentro de los rangos propuestos por los autores, lo que se asocia a factores como el precalentamiento de la corteza y pulsos posteriores de magma, los cuales no son tomados en cuenta para las cámaras magmáticas que se consideran un sistema cerrado.

Sanyal et al. (2002), presenta una metodología que se basa en un concepto similar al propuesto por Smith y Shaw. Combinando principios de transferencia de calor conductivo y volcanología, el autor calcula la distribución de temperatura en el espacio y tiempo posterior al emplazamiento de un cuerpo magmático, luego calcula la energía potencialmente recuperable utilizando principios termodinámicos. Mediante la estimación de cinco factores de incerteza; profundidad de emplazamiento, edad desde la última erupción, volumen del cuerpo magmático, temperatura del magma y factor de recuperación, es posible realizar una simulación probabilística asignando a cada parámetro un mínimo y máximo razonables y una distribución de probabilidades, que suele ser triangular o uniforme, dependiendo de la información disponible (Sanyal et al. 2002).

La metodología propuesta por Sanyal et al., considera una geometría del cuerpo magmático relativamente equidimensional como se observa en la ilustración 29.

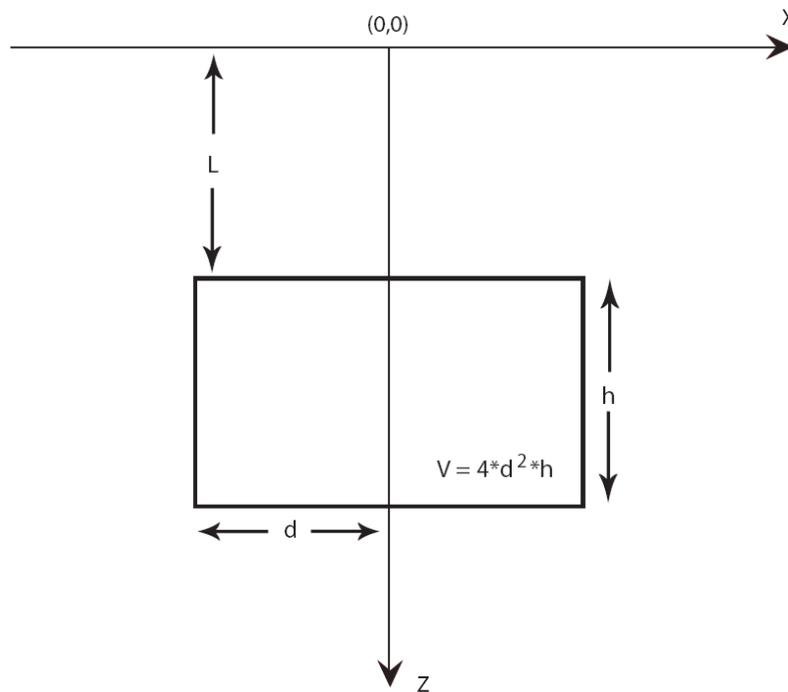


ILUSTRACIÓN 31. DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DE MODELO MAGMÁTICO GENÉRICO UTILIZADO PARA ESTIMAR DISTRIBUCIÓN DE TEMPERATURA; L: PROFUNDIDAD DE EMPLAZAMIENTO; 2D: ARISTA DE SECCIÓN BASAL CUADRADA; h: POTENCIA VERTICAL. MODIFICADO DE SANYAL ET AL., 2002.

Para resolver la ecuación diferencial que describe el proceso de transferencia de calor conductivo, se debe escoger una idealización del cuerpo magmático tal que, una vez emplazado, el magma no recibe aportes de pulsos posteriores y se enfría en forma continua. Esta idealización se denomina “fuente instantánea” (Sanyal et al., 2002).

La fórmula utilizada para estimar la distribución de temperaturas alrededor de un cuerpo magmático se presentan en la ecuación 17.

$$T(x, z, t) = \frac{T_0}{4} \operatorname{erf} \left[\frac{d}{2\sqrt{\alpha t}} \right] \left\{ \operatorname{erf} \left[\frac{x+d}{2\sqrt{\alpha t}} \right] - \operatorname{erf} \left[\frac{x-d}{2\sqrt{\alpha t}} \right] \right\} \\ * \left\{ \operatorname{erf} \left[\frac{h+l-z}{2\sqrt{\alpha t}} \right] - \operatorname{erf} \left[\frac{h+l+z}{2\sqrt{\alpha t}} \right] - \operatorname{erf} \left[\frac{l-z}{2\sqrt{\alpha t}} \right] + \operatorname{erf} \left[\frac{l+z}{2\sqrt{\alpha t}} \right] \right\}$$

ECUACIÓN 17. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE TEMPERATURA

Donde:

$$\alpha: \text{Difusividad termica} = \left(\frac{K}{\rho c} \right)$$

K: Conductividad termica de roca caja.

c: Calor específico de roca caja.

ρ : Densidad de la roca caja.

$$\text{erf}(x) = \text{funcion error} = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-u^2} du$$

La ecuación 13, permite entonces estimar la temperatura a una distancia horizontal X del centro de la cámara y una profundidad z en un determinado momento t posterior al emplazamiento del plutón.

Una vez obtenido este resultado es posible estimar la potencia en MWe por kilometro cuadrado en el punto donde se realizó el perfil. Mediante las ecuaciones 14, 15 y 16.

$$c_v = \rho_r c_r (1 - \varphi) + \rho_f c_f \varphi$$

ECUACIÓN 18. CALOR ESPECÍFICO VOLUMÉTRICO

Dónde:

ρ_r : Densidad de la matriz de roca.

c_r : Calor específico de la matriz de roca.

ρ_f : Densidad del fluido del reservorio a una temperatura T.

c_f : Calor específico del fluido del reservorio a una temperatura T.

φ : Porosidad del reservorio.

$$R = \frac{W * r * e}{\bar{c}_f(T - T_o)}$$

ECUACIÓN 19. EFICIENCIA DE RECUPERACIÓN

Donde:

r : *factor de recuperación*

\bar{c}_f : *Calor específico promedio de los fluidos del reservorio, en el rango de temperaturas de T_o a T .*

W: *Máximo trabajo termodinámico disponible del fluido.*

e: *Factor de utilización*

$$E = d c_v (T - T_o) * \frac{R/F}{L}$$

ECUACIÓN 20. RESERVA POR KM²

Donde:

E: *Reservas de MW por Km² a una distancia x del centro de la caldera.*

d: *Profundidad a la cual serán estimadas las reservas de energía.*

c_v: *calor específico volumetrico del reservorio.*

T: *Temperatura promedio entre la superficie del suelo y una profundidad d a una distancia x del centro de la caldera.*

T_o: *Temperatura de referencia (Promedio anual de temperatura ambiente).*

F: *Factor de capacidad de Planta (Fraccion de tiempo anual en que la planta produce energía)*

R: *Eficiencia de recuperación (fraccion de energía termal del reservorio que*

es convertida en energía eléctrica por la planta)

L: Vida útil de la planta.

Una vez obtenido E, se suma todo el potencial mediante la Ecuación 17:

$$Reservas = 2\pi \int_0^x xE(x)dx$$

ECUACIÓN 21. RESERVA TOTAL ASOCIADA A UN CUERPO MAGMÁTICO.

Donde x es la distancia a la cual la influencia de la fuente volcánica deja de ser relevante. Según Sanyal et al. (2002) esta distancia es de 7 Km.

En esta metodología, al calcular la distribución de temperaturas alrededor del cuerpo magmático, se ignora el calor latente de cristalización. Esta omisión no altera los resultados de modo dramático (Jaeger, 1961). Sin embargo se debe sumar a estos cálculos, la temperatura previa al emplazamiento del magma, para lo cual se debe utilizar el gradiente vertical de temperatura adecuado para cada zona. En el caso del cordón volcánico andino, se asumirá un gradiente conservador de 45 °C/Km.

La forma del cuerpo magmático es un factor que no altera de manera importante los resultados y solo se vuelve un factor crítico cuando una o dos dimensiones del cuerpo son mucho mayores que las otras; como en el caso de diques o sills (Sanyal et al., 2002).

IV.3.4 MÉTODO DEL VOLUMEN

El método del volumen involucra el cálculo de la energía termal contenida en un reservorio de agua y roca uniformemente porosa y permeable, luego es posible estimar cuanta de esta energía es extraíble mediante la utilización de un factor de recuperación R_g (White & Williams, 1975; Muffler & Cataldi, 1978; Cataldi et al., 1978).

La energía termal del suelo puede ser calculada como el producto del volumen del reservorio geotermal, la temperatura media del lugar, la porosidad y los calores específicos

de la roca y agua. Un cálculo alternativo es estimar la energía termal solo como el producto del volumen, temperatura y un calor específico volumétrico asumido (ecuaciones .

$$q_r = \rho C V (T_r - T_o)$$

ECUACIÓN 22. ENERGIA TERMAL DEL RESERVORIO

Donde:

q_r: Energía termal del reservorio

ρC: Calor específico volumetrico de las rocas que conforman el reservorio.

V: Volumen del reservorio.

T_r: Temperatura del reservorio.

T_o: Temperatura de referencia.

$$q_{wh} = m_{wh} (h_{wh} - h_o)$$

ECUACIÓN 23. ENERGIA EXTRAIBLE DESDE UN POZO

Donde:

q_{wh}: Energía extraible desde el pozo.

m_{wh}: masa extraible.

h_{wh}: entalpiade fluidoextraido.

h_o: Entalpia a temperatura de referencia.

$$R_g = \frac{q_{wh}}{q_r}$$

ECUACIÓN 24. FACTOR DE RECUPERACIÓN

Donde:

Rg: Factor de recuperación

Este método es el más utilizado para estimar las reservas geotérmicas debido a que es aplicable a virtualmente cualquier entorno geológico en función de la cantidad y tipo de información con la que se cuente, y los parámetros requeridos pueden ser medidos o estimados con relativa facilidad. El factor de recuperación fluctúa entre 0.08 y 0.11 presentando estos valores en la mayor parte de las plantas instaladas en el mundo.

IV.3.5 CORRELACIÓN ENTRE NUMERO DE VOLCANES Y RESULTADOS DE ESTIMACIONES.

Esta metodología toma en cuenta dos hipótesis:

- i. Aun cuando solo en algunas regiones se han realizado estimaciones de potencial geotermal, existe un conocimiento bastante exacto de la distribución de centros eruptivos en el mundo.
- ii. Puesto que los volcanes y los campos geotermales de alta temperatura son reflejo del mismo flujo de energía, la distribución de volcanes activos debiera reflejar el potencial geotermal mundial.

Por tanto, la relación entre el volcanismo y el potencial geotermal en sistemas de alta temperatura puede ser usada para estimar el potencial geotermal mundial. En 2005, Stefansson realizó una correlación empírica entre el número de volcanes activos y el potencial técnico de campos geotermales de alta temperatura en 8 regiones del mundo (Ilustración 30). Obteniendo un límite inferior y superior estimado para el potencial geotermal mundial de 1.5 y 60 TW respectivamente.

	Number of active volcanoes (Simkin and Siebert, 1994)	Identified resources MWe	References
Iceland	33	5,800	Palmason et al. (1985)
USA	133	23,000	Muffler (1978)
Indonesia	126	16,000	WEC (1998)
Philippines	53	6,000	Wright (1999)
Japan	100	20,000	Takashima (1980)
Mexico	35	6,000	Mulas de Pozo et al. (1985)
New Zealand	19	3,650	Lawless (2002)
Tuscany (Italy)	3	700	Muffler and Cataldi (1978)
Total	502	81,150	

TABLA 6. NUMERO DE VOLCANES ACTIVOS Y POTENCIAL GEOTERMAL ESTIMADO PARA GENERACIÓN ELÉCTRICA EN PAÍSES O REGIONES SELECCIONADAS POR STEFANSSON, 2005.

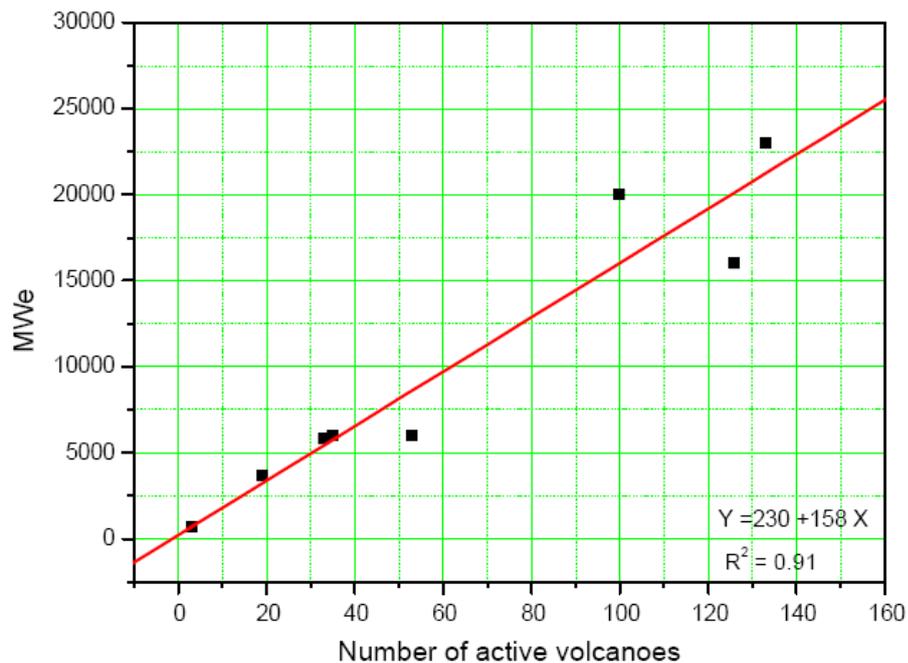


ILUSTRACIÓN 32. CORRELACION ENTRE NUMERO DE VOLCANES ACTIVOS Y POTENCIAL GEOTERMAL ESTIMADO EN PAISES Y REGIONES SELECCIONADAS (STEFANSSON, 2005).

V DESARROLLO DE METODOLOGÍA

V.1 MODELO DE FAVORABILIDAD

Este método involucra utilizar información geológica, geofísica y geoquímica para identificar áreas con factibilidad de presentar potencial geotermal. Los sistemas favorables y desfavorables se identifican con diferentes capas de evidencia; las que pueden incluir rocas volcánicas jóvenes, mediciones de *strain*, alineación de estructuras, anomalías gravimétricas, etc.

Para generar un mapa de favorabilidad en la región del Maule, se utilizara un método booleano de superposición de información, el cual requiere identificar en un mapa los fenómenos o factores que se quieren asociar a la existencia de potencial geotermal. El método implica estimar el “peso” que debe ser asignado a las distintas clases que conforman el factor a estudiar. Para la Región del Maule se presentan 6 parámetros que seran sometidos a analisis de favorabilidad respecto a potencial geotermal; densidad de estructuras, presencia de litologias volcánicas jóvenes, cercanía a centros eruptivos, alteración hidrotermal, cercanía a manifestaciones geotermales y densidad de sismos en los primeros diez kilometros de la corteza.

V.1.1 HERRAMIENTAS DE ANÁLISIS ESPACIAL EN GIS

El análisis espacial mediante sistemas de información geográfica (GIS) provee de poderosas herramientas para el procesamiento de análisis espacial y modelamiento de mapas. Estas operaciones pueden ser desarrolladas directamente en capas de un mapa o indirectamente mediante tablas de atributos asociadas a objetos del mapa (Wright, 1996). Los análisis pueden involucrar uno o más mapas y proveen la posibilidad de combinar información espacial de diferentes fuentes. En esta sección se presentan brevemente los conceptos y herramientas, del programa ArcMap 9.3, que fueron utilizadas con más frecuencia para el desarrollo de la metodología.

V.1.1.1 CONJUNTO DE DATOS DE TIPO RASTER

Un raster corresponde a un modelo espacial que es dividido, mediante una malla, en una serie discreta de celdas cuadradas o rectangulares, las que son usualmente llamadas pixeles (Wright, 1996). Cada celda posee un valor que es usado para representar alguna característica de esa locación (ArcGIS 9.3, Desktop help), y puede estar asociada a una tabla de atributos que comúnmente contiene información adicional al valor propio del pixel. Los conjuntos de datos de tipo raster son usualmente utilizados para representar modelos de elevación digital (DEM) y polígonos (Ilustración 33).

V.1.1.2 MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL (DEM)

Un DEM es una representación digital de una superficie creado de un conjunto de datos de elevación y se prepara, generalmente, mediante herramientas de percepción remota. Representa una superficie desnuda sin objetos ni plantas y permite distinguir y analizar elementos geomorfológicos. Un DEM puede ser representado mediante un RASTER donde cada pixel posee un valor de altitud asociado. En el presente trabajo se utilizan imágenes de tipo DEM para estimar volúmenes de los edificios volcánicos a partir de un plano horizontal arbitrario.

En el presente trabajo se utilizaron los datos de tipo RASTER para representar las capas de evidencia que son utilizadas en la generación de un mapa de favorabilidad.

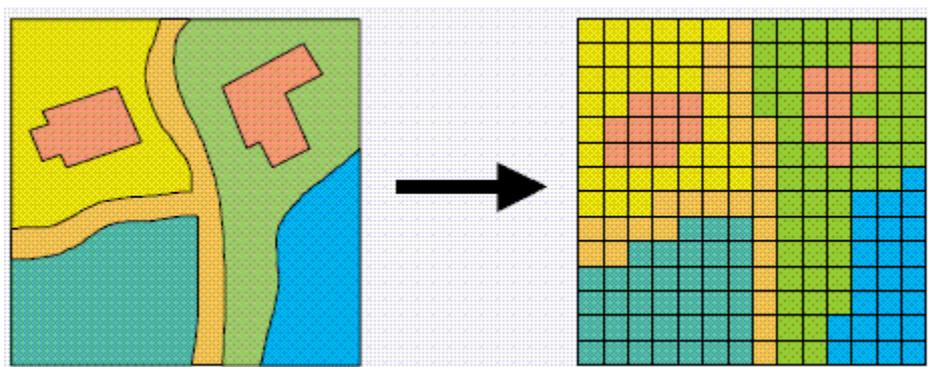


ILUSTRACIÓN 33. REPRESENTACIÓN GRAFICA DE CÓMO UNA SERIE DE POLIGONOS PUEDE SER REPRESENTADA MEDIANTE UN MODELO RASTER. EXTRAIDO DE ARCGIS 9.3, DESKTOP HELP.

V.1.1.3 ZONAS DE INFLUENCIA (*BUFFER*)

Se utilizan fundamentalmente para delimitar, a una distancia arbitraria, áreas que se extienden alrededor de puntos, líneas o polígonos. Los nuevos polígonos tienen los mismos atributos que la entidad geométrica que rodean. Esta función se utiliza para analizar zonas de influencia y, en el presente trabajo permite definir zonas con alta o baja favorabilidad geotermal.

V.1.1.4 RECLASIFICACIÓN

La clasificación es generalmente utilizada para reducir la compleja naturaleza de muchos tipos de información e involucra el ordenamiento, escalamiento y agrupamiento de datos (Wright, 1996). Es útil para la generalización de mapas con muchos valores diferentes y facilita el análisis de los mapas resultantes. En el presente trabajo se utiliza esta herramienta para agrupar las distintas categorías obtenidas en cada mapa de evidencia.

La reclasificación es aplicada a un raster mediante la extensión *Spatial Analyst Toolbox* del programa ArcGIS 9.3, accediendo a la herramienta a través de la ruta:

Spatial Analyst Tools > Reclass > Reclassify.

V.1.1.5 SUPERPOSICIÓN PONDERADA (*WEIGHTED OVERLAY*)

El programa ArcGIS 9.3 cuenta con una calculadora de datos tipo raster. Esta es una poderosa herramienta que permite realizar funciones matemáticas, ponderando y combinando los píxeles de diferentes raster para realizar análisis de favorabilidad.

El proceso de superposición ponderada permite reclasificar los valores de distintos conjuntos de datos en una escala de evaluación común. Las capas de evidencia son ponderadas en forma relativa a su importancia y luego son sumadas para generar un raster de salida. Este proceso permite clasificar el área en diferentes niveles de favorabilidad basados en datos geológicos, geoquímicos y geofísicos.

V.2 CAPAS DE EVIDENCIA

V.2.1 EVIDENCIA GEOLÓGICA

Los factores geológicos juegan un rol muy importante en todas las etapas de exploración geotermal. El objetivo de una evaluación geológica en las primeras etapas de la exploración es el de estimar la posibilidad de obtener cantidades utilizables de vapor desde los fluidos geotermales (Healy, 1970). La evidencia geológica también provee información necesaria para interpretar la información obtenida mediante otros métodos de exploración. La presencia y distribución de rocas volcánicas jóvenes, la densidad de estructuras y la cercanía a centros eruptivos son los principales conjuntos de evidencia geológica a utilizar en este trabajo.

V.2.1.1 DENSIDAD DE ESTRUCTURAS

Una de las claves para identificar una región con potencial geotermal es entender el rol que cumplen las fallas y fracturas en los sistemas geotermales convectivos. La permeabilidad de los reservorios geotermales suele ser causada por fracturas de diversas geometrías (Grant et al., 1982). Hanano (2000) y numerosos autores han señalado que las fallas influyen el carácter convectivo natural en los sistemas geotermales. Es posible reconocer dos roles de las fracturas en el desarrollo de recursos geotermales convectivos: i) Contribución al establecimiento de convección natural en sistemas geotermales para generar recursos geotermales, ii) Alta contribución a la permeabilidad alrededor de los pozos, lo que facilita el flujo alrededor de estos; esto ocurre solo si las fracturas poseen una alta permeabilidad (Hanano, 2000). La permeabilidad influye en la dirección de los flujos hidrotermales, la percolación profunda de aguas meteóricas y la existencia de manifestaciones termales superficiales (e.g. Lahsen, 1976). De esta forma, el aumento de permeabilidad secundaria debido a estructuras activas, ejercería control sobre los sistemas geotermales de la región.

Blewitt et al. (2003) señala que, a escala regional, la ubicación de plantas de producción en el *Great Basin, USA*, y el patrón espacial de pozos geotermales está fuertemente correlacionado con tasas de deformación tectónica (medidas con GPS). Esto

indica que, en algunas regiones, los sistemas de flujo geotermal pueden ser controlados por planos de fallas cuaternarias que actúan como conductos que son continuamente extendidos por la actividad tectónica.

Noorollahi et al. (2007), investigó la relación entre fallas y la ubicación de pozos geotermales en Japón a una escala de 1:250.000. Sus resultados muestran que el 95% de los pozos se localizan a menos de 6 Km de las fallas mayores, lo que es una distancia mayor a la esperada, y dificulta una correlación con fallas puntuales. Para descartar los errores generados por esta correlación con estructuras puntuales, es que se utilizara una capa donde la evidencia de estructuras esta determinada por poligonos que representan densidades de estructuras.

Para obtener el mapa de densidad de estructuras, se utilizó la herramienta *Line Density* del programa ArcMap 9.3. Esta herramienta permite calcular la magnitud de estructuras (representadas con líneas) por kilómetro cuadrado, y genera un mapa con distintas clases dependiendo de los rangos de densidad deseados. En el caso de la región del Maule, se utiliza una división en tres clases, con umbrales de densidad de 35 y 100 m/Km² (Ilustración 34).

V.2.1.2 CERCANÍA A CENTROS ERUPTIVOS

Los sistemas ígneos jóvenes están asociados al volcanismo Cuaternario y a intrusiones magmáticas. Ocurren normalmente en márgenes de placa, relacionados a gran actividad tectónica y sísmica (Goff y Janik, 2000). Las características de la fuente de calor determinan la temperatura del sistema geotérmico, el origen de los fluidos y la interacción agua roca. Luego, la cercanía a centros eruptivos es un factor de primer orden para caracterizar sistemas geotermales ígneos. La ubicación de cráteres es, entonces, una línea de evidencia para decidir donde concentrar trabajo exploratorio adicional.

Los centros eruptivos existentes en el contexto geológico del Maule se ubican en toda la zona volcánica de la región y están descritos en detalle en el capítulo II.3.3 (Pg. 16). En la tabla 7 se observa un resumen de los centros eruptivos presentes en la región del Maule y sus principales características.

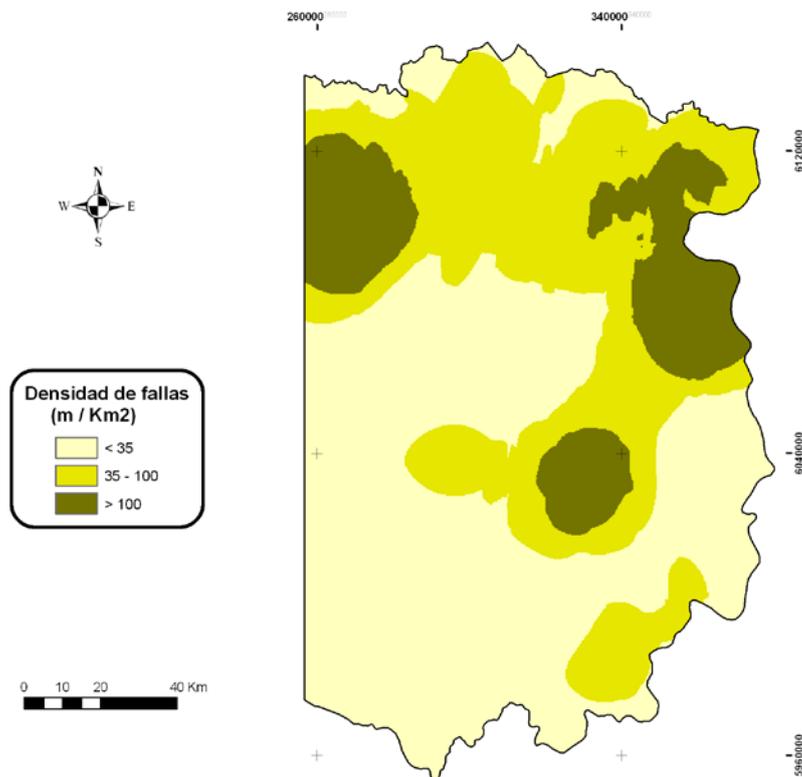


ILUSTRACIÓN 34. MAPA DE DENSIDAD DE FALLAS, GENERADO CON PROGRAMA ARCMAP 9.3

Noorollahi et al. (2007) realizó un estudio en Japón donde, en base al cálculo de distancias desde pozos geotermales a cráteres volcánicos, determinó una distancia de influencia de 5.000 m. para establecer áreas de favorabilidad geotermal. Sin embargo, Sanyal et al (2002) estima, en base a una vasta experiencia en sistemas geotermales en todo el mundo, una distancia de influencia de 7 Km. Esta influencia es estrictamente conductiva y, en este trabajo, se considera que el emplazamiento de uno o más cuerpos ígneos genera esfuerzos que permiten una mayor distancia de influencia calórica, tanto por convección como por transporte de fluidos. Por tanto se considera una zona de alta influencia de 7 Km. con una zona de favorabilidad media que abarca hasta un radio de 15 Km.

Complejo	Volcán	Alt (msnm)	Tipo de volcan (m)	Composicion de ultima erupción
	Alto del Padre	3548	Estratovolcan	Andecita a Dacita
PPA	Planchon-Peteroa-Azufre	3600-4090	Estratovolcan	Basalto a Dacitica
CCC	Descabezado Chico	3250	Estratovolcan	Basalto-Andesitas a Dacitas
	Caldera Calabozos	2600	Caldera	Basalto-Andesitas a Riodacitica
DGQCA	Descabezado grande	3953	Estratovolcan	Andesitas a Riodacitas
	Quizapu	3080-3230	Estratovolcan	Dacitas
	Cerro Azul	3788	Estratovolcan	Basalto-Andesitas a Riodacitas
SPT	San Pedro -Tatara	3621	Estratovolcanes, calderas y conos cinder	Basalto-Andesitas
LM	Laguna del Maule	3092	Caldera	Basalto a Riolíta
NL	Nevado de Longavi	3242	Estratovolcan	Andesita a Dacita
LB	Lomas Blancas	2268	Estratovolcan	Basalto a Andesítica

TABLA 7. CENTROS ERUPTIVOS EN LA REGIÓN DEL MAULE Y SUS PRINCIPALES CARACTERISTICAS.

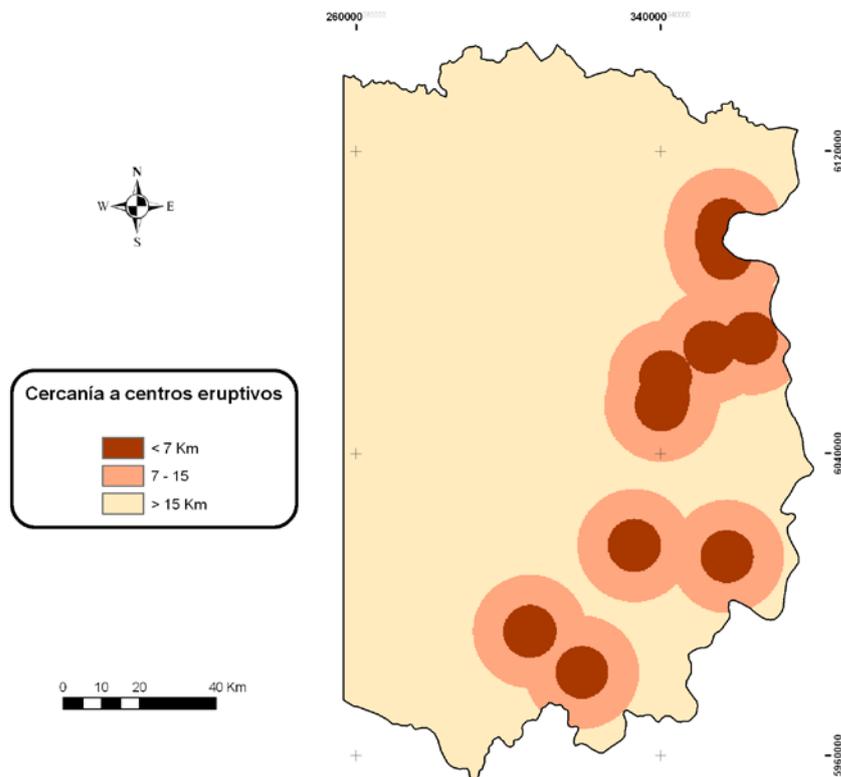


ILUSTRACIÓN 35. MAPA DE CERCANÍA A CENTROS ERUPTIVOS, GENERADO CON PROGRAMA ARCMAP 9.3

V.2.1.3 ROCAS VOLCÁNICAS JÓVENES

La presencia de rocas volcánicas jóvenes es una de las evidencias más utilizadas para identificar prospectos geotermales (e.g. Coolbaugh & Shevenell, 2004; Noorollahi et al., 2007; Carranza et al., 2008), esto debido a que la actividad volcánica reciente genera fuentes de calor en la forma de diques e intrusivos. Como se menciono con anterioridad, la fuente de calor, junto con la permeabilidad, son elementos de alta influencia en el control de los sistemas geotérmicos.

La capa de evidencia de rocas volcánicas jóvenes fue generada mediante el programa ArcMap 9.3. Se extrajeron las litologías volcánicas jóvenes del mapa geológico utilizado en este trabajo (Ilustración 14) y se generó un RASTER con 3 clases diferentes; rocas volcánicas jóvenes, secuencias volcano-sedimentarias y en una tercera clase se agruparon todas las demás litologías no asociadas a volcanismo.

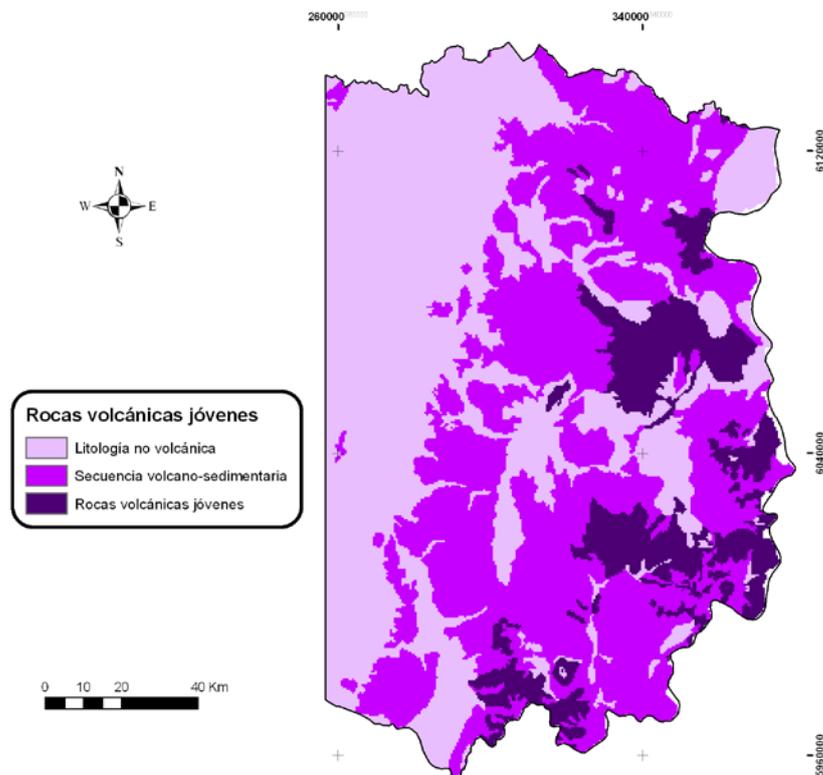


ILUSTRACIÓN 36. MAPA DE ROCAS VOLCÁNICAS, GENERADO CON PROGRAMA ARCMAP 9.3

V.2.2 EVIDENCIA GEOQUÍMICA

La existencia de sistemas geotermales es generalmente, aunque no siempre, revelada por la presencia de manifestaciones superficiales, las que incluyen manantiales calientes, fumarolas, pozas de barro y zonas de alteración hidrotermal superficial, entre otros. Las características geoquímicas de estas manifestaciones proveen información de las propiedades del sistema geotermal en profundidad, en particular, sobre la distribución de temperatura y su historia termal (Arnórsson S. , 2000). Algunos minerales secundarios como cuarzo, calcita y pirita, precipitan rápidamente una solución cuando ocurre ebullición intensa. Concordantemente, abundancia de minerales de alteración es un indicativo de ebullición, mientras que la abundancia de adularia coincide con zonas de alta permeabilidad (Arnórsson S. , 2000).

V.2.2.1 ALTERACIÓN HIDROTERMAL

La alteración hidrotermal involucra cambios composicionales y mineralógicos producto de la interacción entre fluidos calientes y la roca. La existencia, abundancia y estabilidad de los minerales de alteración depende de la temperatura, presión, litología, permeabilidad y composición química de los fluidos del sistema. Además, provee información de las características del recurso geotermal (Browne, 1978; Harvey & Browne, 1991).

Para el presente trabajo se utilizó el programa de análisis de imágenes satelitales ENVI 4.7. El cual permite trabajar con imágenes de tipo ASTER

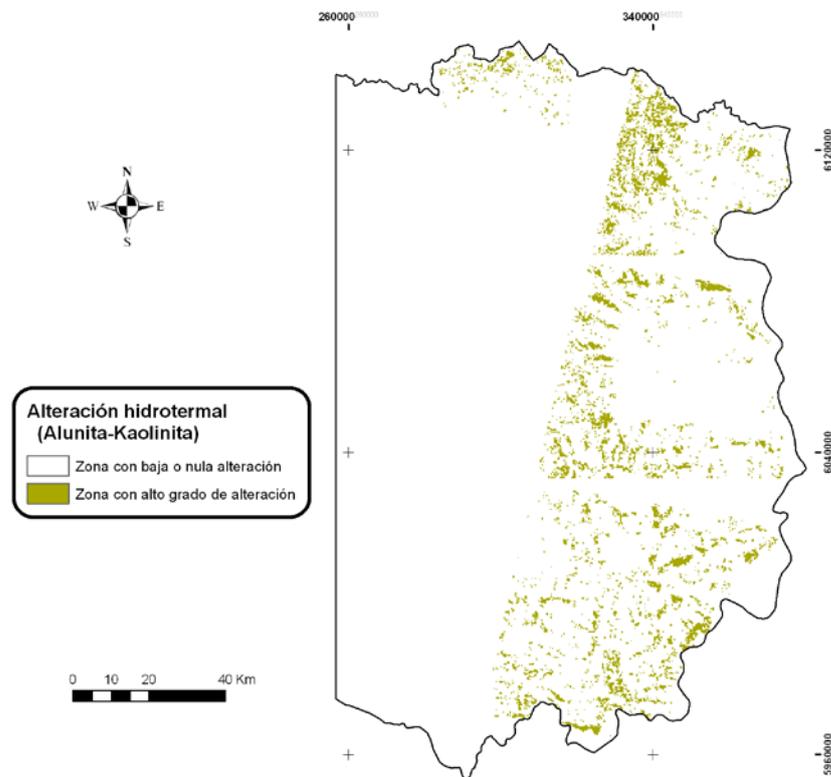


ILUSTRACIÓN 37. MAPA DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL BASADO EN ASOCIACIÓN ALUNITA-KAOLINITA. GENERADO CON PROGRAMA ARCMAP 9.3

V.2.2.2 MANIFESTACIONES TERMALES

Los manantiales calientes son un importante indicador de actividad geotermal. Están estrechamente relacionados con la extensión y el tipo de alteración hidrotermal en la superficie y pueden ser asociados con recursos geotermales de potencial explotable.

El agua de un manantial se considera termal cuando su temperatura excede ciertos rangos, los que varían en cada país. En este trabajo se considera un agua como termal cuando su temperatura excede por al menos 5 grados la temperatura atmosférica promedio anual (14 °C en el Maule), lo que ocurre con todas las aguas analizadas en el capítulo III (pg. 46).

Cuando el fluido hidrotermal sobre los 100 °C asciende para formar manantiales, este ebulle a menos que el flujo sea tan lento que permita el enfriamiento de los fluidos por conducción en el *upflow*. La composición química de los manantiales en ebullición difiere de aquella donde el acuífero presenta temperaturas menores a los 100°. En contraste con los

manantiales con ebullición, las aguas que no han sufrido este proceso son las mismas que las del acuífero salvo modificaciones causadas por reacciones en el *upflow* y eventuales mezclas con aguas meteóricas (Arnórsson S. , 2000).

Las piscinas de barro son otra manifestación de gran importancia que provee información respecto al flujo en subsuperficie, los procesos químicos y el grado de interacción fluido-roca. La ocurrencia de estas manifestaciones puede ser un indicador de recursos geotermales en profundidad.

Noorollahi et al. (2007) realizó un análisis de la distribución espacial de manantiales calientes y pozos geotermales en el norte de Japón. El estudio mostró que el 97% de los pozos geotermales se localizan dentro de un rango de 4000 m alrededor de manantiales calientes.

En el presente estudio se utilizaron 27 manifestaciones de tipo manantial caliente, pozas de barro y fumarolas. Para minimizar la posibilidad de ignorar áreas geotermales, se eligieron zonas de influencia (*Buffer*) de 5.000 y 10.000 m, cada una con grados de alta y media influencia respectivamente (Ilustración 37).

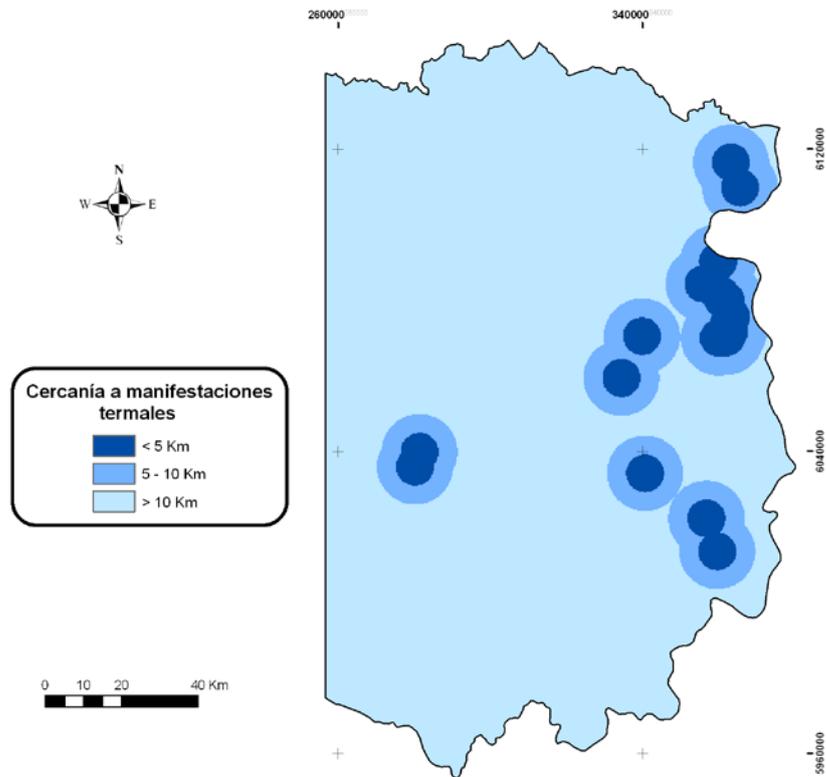


ILUSTRACIÓN 38. MAPA DE CERCANÍA A MANIFESTACIONES TERMALES, GENERADO CON PROGRAMA ARCMAP 9.3

V.2.3 EVIDENCIA GEOFÍSICA

V.2.3.1 DENSIDAD DE SISMOS

Es frecuente encontrar registros de actividad sísmica en campos geotermales (Carranza et al., 2008). A escala del reservorio, los registros de microsismicidad proveen conocimiento tanto para monitorear campos durante la producción de energía (e.g. Julian & Foulger, 2004; Pramono & Colombo, 2005) como para exploración geotermal (Ward & Bjornsson, 1971; Ward, 1972). Esta microsismicidad puede ser inducida por inyección de fluidos (Pramono & Colombo, 2005), por regímenes de alta tasa gas fluido (Iguchi et al., 1997) o por el emplazamiento de magmas en la corteza superior. En este trabajo se analiza la relación espacial entre la distribución de terremotos y la presencia u ocurrencia de sistemas geotermales volcánicos.

En este trabajo fueron utilizados sismos someros (<10Km) de escala regional, cuyos hipocentros fueron obtenidos del boletín *online* del ISC (<http://www.isc.ac.uk>, *Internatl. Seis. Cent.*, Thatcham, United Kingdom, 2001). Estos terremotos constituyen un set plausible de evidencia para un mapeo de escala regional y comprenden 349 sismos, sin restricciones de magnitud, con hipocentros ubicados a profundidades menores a 10 Km.

Para obtener el mapa de densidad sísmica, se utilizó la herramienta *Point Density* del programa ArcMap 9.3. Esta herramienta permite calcular la cantidad de puntos (eventos localizados según su hipocentro, en este caso) por kilómetro cuadrado en la región y genera un raster con distintas clases dependiendo de los rangos de densidad deseados. En el caso de la región del Maule, se eligieron umbrales de 0.002 y 0.02 sismos por Km² para determinar tres clases con baja, media y alta favorabilidad geotermal (Ilustración 38).

V.2.4 INTEGRACIÓN DE CAPAS DE EVIDENCIA

Para integrar las capas de evidencia se utilizó el programa ArcMap 9.3, mediante la herramienta *Weighted overlay* (superposición ponderada; Pg. 101), se integraron las distintas capas de evidencia para determinar arreglos con información geológica, geoquímica y geofísica como se observa en la ilustración 40.

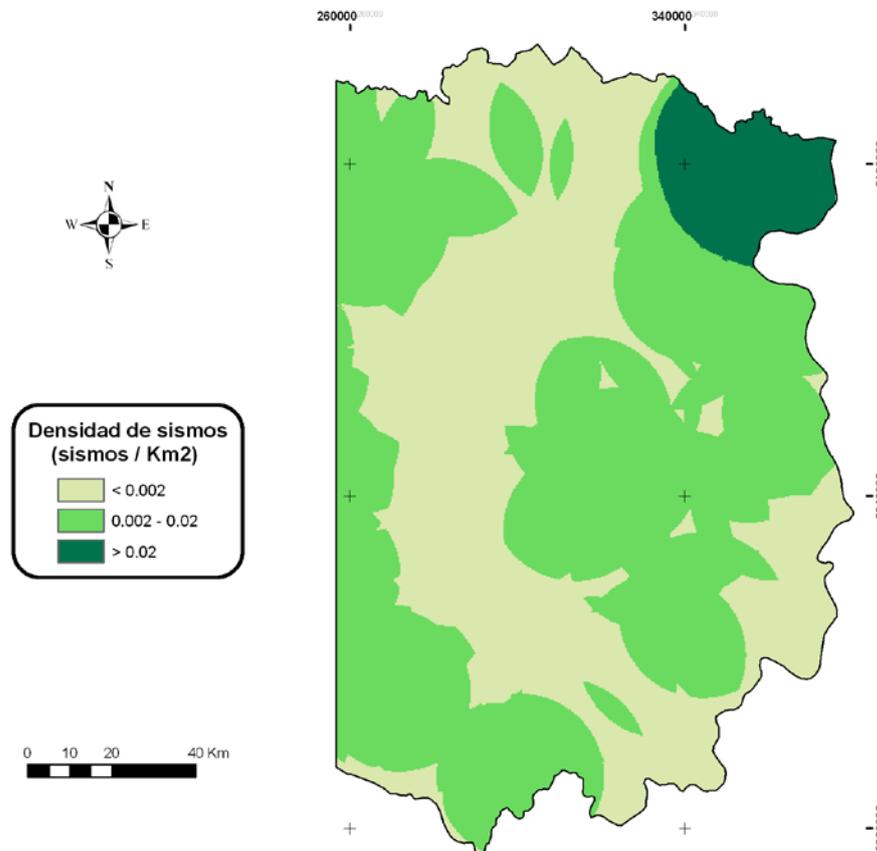


ILUSTRACIÓN 39. MAPA DE DENSIDAD DE SISMOS SOMEROS (< 10 KM), GENERADO CON PROGRAMA ARCMAP 9.3

En el presente trabajo todas las capas de evidencia que fueron ponderadas se reclasificaron en una escala de categorización común, la cual presenta valores de 1 a 9, siendo 1 el valor de favorabilidad geotermal más bajo y 9 el más alto.

En la ilustración 39, se observa el resultado de superposición ponderada entre las capas de evidencia geológica (densidad de fallas, rocas volcánicas jóvenes y cercanía a centros eruptivos). Los resultados de la superposición fueron reclasificados en 3 categorías; i) Favorabilidad geotermal baja (píxeles con valores 1, 2 y 3), ii) favorabilidad media (píxeles con valores 4, 5 y 6) y iii) favorabilidad alta (píxeles con valores 7, 8 y 9). Este mapa será luego ponderado con la evidencia geoquímica y geofísica.

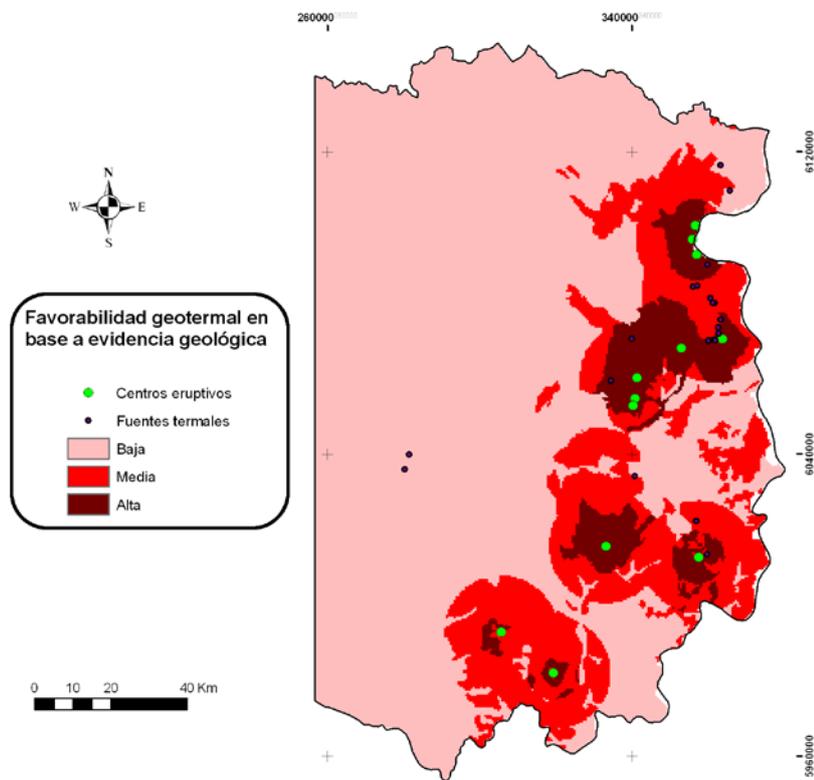


ILUSTRACIÓN 40. MAPA DE FAVORABILIDAD GEOTERMAL EN BASE A INFORMACIÓN GEOLÓGICA (DENSIDAD DE FALLAS, ROCAS VOLCÁNICAS JÓVENES Y CERCANÍA A CENTROS ERUPTIVOS).

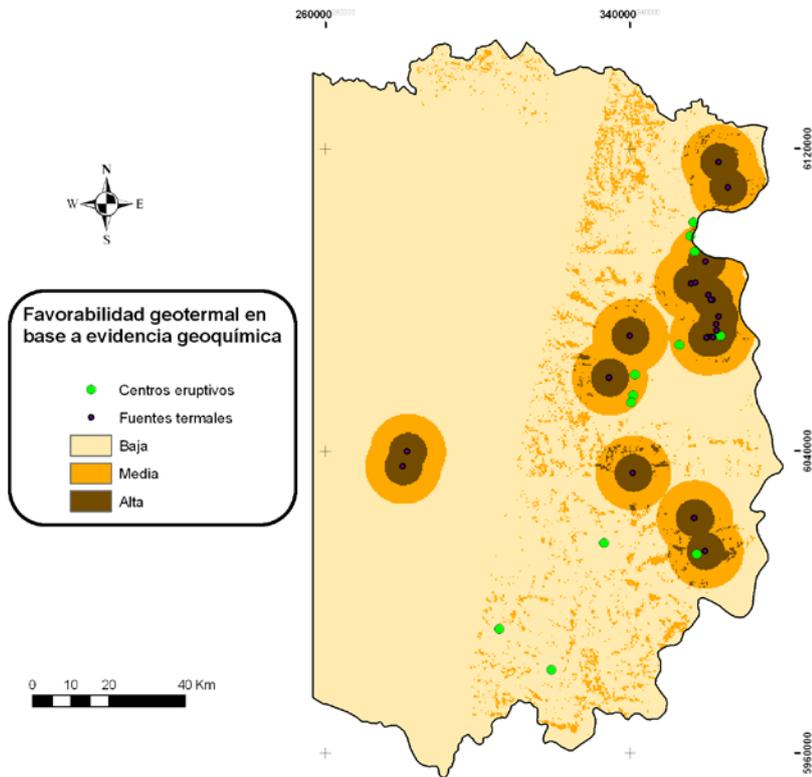


ILUSTRACIÓN 41. MAPA DE FAVORABILIDAD GEOTERMAL EN BASE A INFORMACIÓN GEOQUÍMICA (CERCANÍA A FUENTES TERMALES Y ZONAS CON ALTERACIÓN ARGÍLICA AVANZADA).

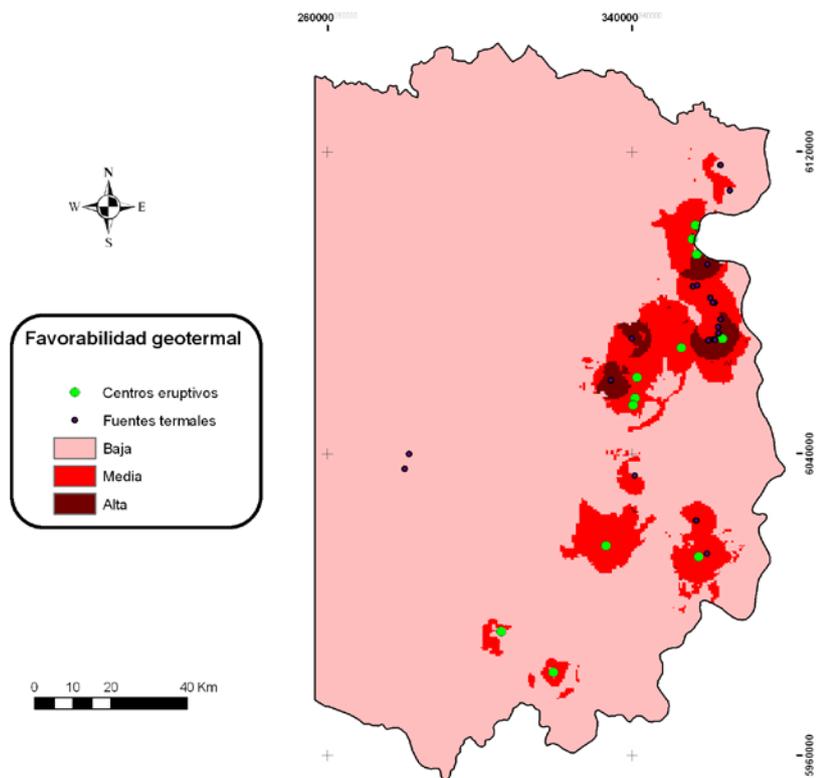
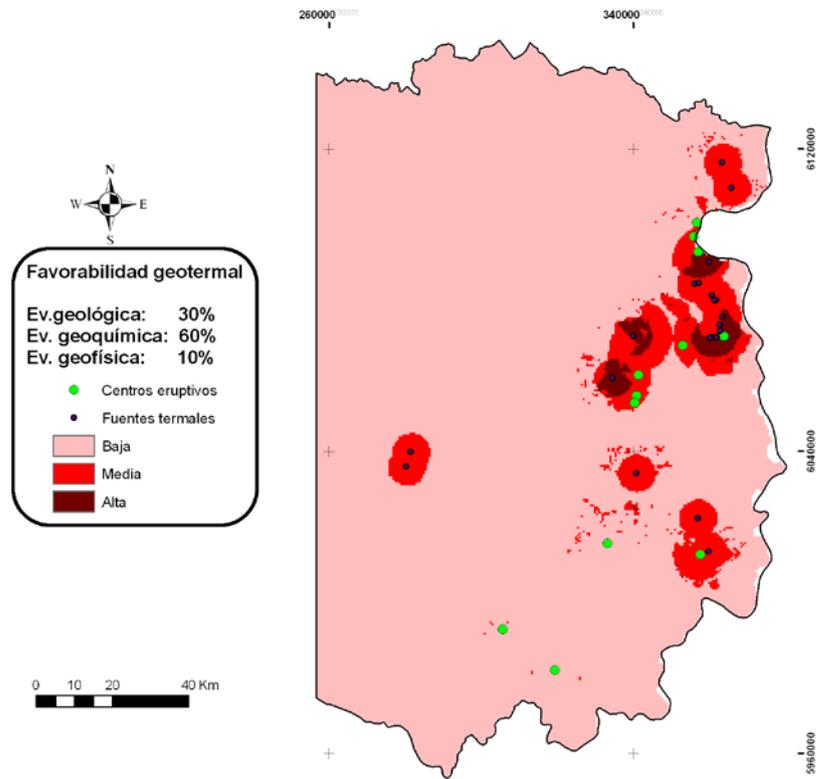


ILUSTRACIÓN 42. MAPA FINAL DE FAVORABILIDAD GEOTERMAL.



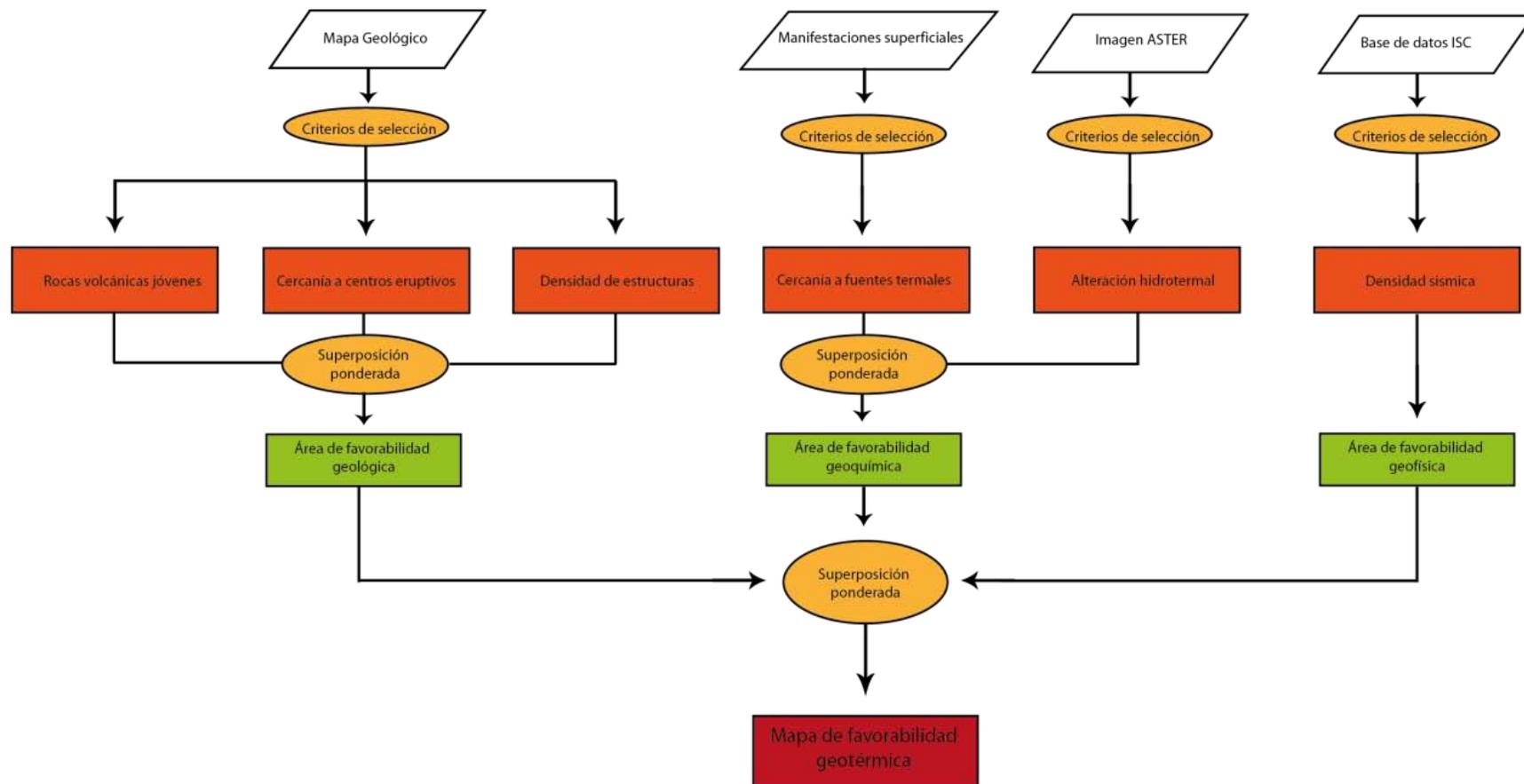


ILUSTRACIÓN 43. DIAGRAMA DE FLUJO PARA INTEGRACIÓN DE CAPAS DE EVIDENCIA MEDIANTE *WEIGHTED OVERLAY*.

V.3 ESTIMACIÓN DE POTENCIAL

V.3.1 PARÁMETROS FÍSICOS

Las propiedades termodinámicas de los magmas son de gran importancia para estimar los parámetros físicos que se utilizan en los cálculos de potencial. Durante el último siglo ha existido un renovado interés en medir las propiedades de los magmas, permitiendo a la petrología evolucionar más allá de su etapa descriptiva inicial (Haraldur Sigurdsson, 2000).

La composición de la lava emitida de un centro volcánico refleja tanto la composición de la fuente como los fenómenos dinámicos que operan durante la generación, ascenso y erupción del magma. Para los propósitos de este trabajo, el magma es definido como una mezcla multifase de alta temperatura de cristales, líquido y vapor, el cual puede presentarse como gas o fluido supercrítico. La fracción sólida del magma está compuesta principalmente de óxidos y cristales silicatados cuya abundancia depende fuertemente de la composición, temperatura, presión y otros factores cinéticos como tasa de enfriamiento o tasa de descompresión.

Composition	Liquidus temperature (°C)	Specific heat of fusion (kJ/kg) Δh_{fs}	Density (kg/m ³) ρ	Specific isobaric heat capacity (J/kg K) c_p	Melt viscosity (Pa s) η
Granite (dry)	900	220	2349	1375	1.2×10^{10}
Granite (2 wt% H ₂ O)	900	250	2262	1604	5×10^6
Granodiorite	1100	354	2344	1388	1.3×10^6
Gabbro	1200	396	2591	1484	30.0
Eclogite	1200	570	2591	1484	—
Komatiite	1500	540	2748	1658	0.15
Peridotite	1600	580	2689	1793	0.25

* All compositions anhydrous except where indicated.

TABLA 8. PROPIEDADES ESTIMADAS DE MAGMAS MÁS COMUNES A 10-4 GPa. (HARALDUR SIGURDSSON, 2000)

Las propiedades termodinámicas de los magmas, pueden ser separadas en dos familias; funciones termales y ecuaciones de estado. Las funciones termales asocian la temperatura de un magma con su energía interna. Estas propiedades incluyen entalpía, entropía y capacidad calórica. Las ecuaciones de estado, por otra parte, relacionan la densidad de una sustancia a su composición, presión y temperatura.

Las erupciones de magmas basálticos son las más comunes en la tierra. Este tipo de magma generalmente es extruido a temperaturas de entre 1000 a 1300 °C y está compuesto principalmente de óxidos de Si, Al y Ca, con cantidades variables de FeO y MgO (Haraldur Sigurdsson, 2000). Sin embargo, para efectos de acumulación de calor en la corteza superior estos magmas son raramente tomados en cuenta, pues suelen presentarse en forma de pulsos desde grandes profundidades y raramente se acumulan en la corteza superior. Para estimar un potencial mediante el método conductivo de calor magmático, por ejemplo, es necesario considerar magmas que sean proclives a acumularse en la corteza superior, por lo que se toman en cuenta magmas mas diferenciados de tipo intermedio a acido.

En la tabla 8 e ilustración 32, se observan algunos parámetros termodinámicos asociados a distintos tipo de magmas comunes en los andes Chilenos (Gutierrez & Parada, 2010). Estos valores son utilizados para asignar rangos de temperatura a cada cámara magmática asociada a los sistemas geotermales en la región del Maule, cuando no se cuenta con información más detallada de estudios previos.

Los parámetros utilizados en la estimación para la región del Maule fueron seleccionados en base al contexto geodinámico que caracteriza el volcanismo andino y parte de ellos se extrajo de trabajos previos realizados en los volcanes involucrados (e.g. Lopez y Munizaga, 1983; Hildred et al., 1984; Grunder & Mahood, 1988; Naranjo y Haller, 2002; Sellés et al., 2004).

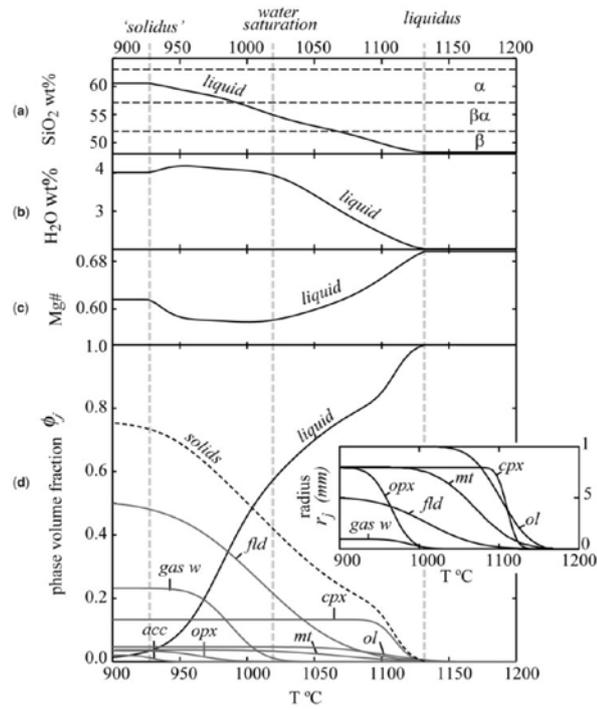


ILUSTRACIÓN 44. VARIACIÓN DE PARÁMETROS COMPOSICIONALES DE MAGMAS COMUNES, EN FUNCIÓN DE LA TEMPERATURA Y LAS FRACCIONES VOLUMÉTRICAS DE LAS FASES (CALIBRADO CON MELTS). (A) CONTENIDO DE SÍLICE, (B) CONTENIDO DE H₂O, (C) MG/(MG+FE), (D) FRACCIÓN VOLUMÉTRICA DE FASES. (GUTIERREZ & PARADA, 2010)

V.3.2 ESTIMACIÓN DE VOLUMEN DE CÁMARAS MAGMÁTICAS.

El volumen de las cámaras magmáticas es uno de los factores más importantes para la estimación de potencial mediante el método de transporte conductivo del calor magmático (pag. 89). En su trabajo de implementación de este método, Sanyal et al (2002) incluye el volumen de la cámara magmática como un parámetro de incerteza (Pagina 89). En este trabajo, se propone una metodología alternativa al cálculo geométrico del volumen, que involucra la utilización de sistemas de información geográfica (GIS) y la extensión *3D analyst* del programa ArcMap 9.3. Esta estimación se considera más robusta y permite utilizar el volumen como un parámetro fijo (en vez de un parámetro de incerteza) en la simulación de Monte Carlo (página 124).

A lo largo de la historia se han utilizado diferentes metodologías para estimar los volúmenes de lavas asociados a centros eruptivos. Los métodos más comunes involucran desde la experiencia del vulcanólogo en terreno para estimar el volumen *in-situ*, hasta la

caracterización geométrica del edificio volcánico. La ecuación 25 muestra la forma en que se calcula el volumen de un volcán modelando el edificio como un cono con alta inclinación sobre un cono truncado de detritos con una pendiente asumida de 3°.

$$V = \frac{\pi}{12} \left[HD_c^2 + \left(\frac{\tan(3^\circ)}{2} \right) * (D_d^3 - D_c^3) \right]$$

ECUACIÓN 25. VOLUMEN DE EDIFICIO VOLCÁNICO

Donde:

D_c: *Diametro del cono.*

D_d: *Diametro del cono truncado.*

H: *Altura del cono.*

Esta metodología es un buen modo de obtener una estimación de primer orden para los volúmenes de lavas, sin embargo, tiene un importante grado de subjetividad asociado a la experiencia del geólogo que realiza la estimación. Además puede presentar grandes rangos de error asociados a la aproximación geométrica del edificio volcánico, especialmente para centros eruptivos de formas no cónicas. Estos volúmenes se reportan con dos cifras significativas, pero se consideran precisos solo hasta la primera (De Silva & Francis, 1991).

Típicamente, la cantidad de material extruido en forma de lava o material piroclástico esta balanceado por una cantidad similar de magma emplazado en zonas someras de la corteza superior (Sanyal et al., 2002). Por lo tanto, el volumen del complejo magmático emplazado bajo el volcán puede ser estimado en forma aproximada determinando el volumen de material extruido (Sanyal et al., 2002).

Para muchos volcanes, la mayor parte del material extruido puede conservarse como parte del edificio volcánico actual. Esto es particularmente cierto para estratovolcanes de geometría cónica de la región del Maule, donde la actividad eruptiva es dominada por flujos de lava y erupciones piroclásticas moderadamente explosivas. En estos casos, el volumen del edificio volcánico representa una buena estimación del mínimo volumen del complejo ígneo que está disponible para actuar como una fuente de calor geotermal.

La estimación de volumen del edificio volcánico para cada complejo se realiza mediante la herramienta *Surface volumen* de la extensión *3D analyst* en ArcGIS. A partir de un modelo de elevación digital (DEM) y estimando un plano horizontal como base del edificio, este software entrega el volumen comprendido entre el plano horizontal y la topografía determinada por el DEM.

La estimación del plano adecuado, a partir del cual se mide el volumen para cada complejo, se realiza mediante un análisis de la geometría del edificio volcánico, seleccionando las zonas con mayor variación en la pendiente mediante perfiles topográficos (Ilustraciones 43 y 44).

En la Tabla 9, se observan los volúmenes estimados a partir de distintos planos horizontales y se destacan los volúmenes seleccionados de acuerdo al criterio de los perfiles topográficos (Ilustración 35 y 36). El volumen de lava extruida por el Complejo Caldera Calabozos no es determinado mediante este método debido a la amplia extensión de la Formación Loma Seca, que está en gran parte cubierta por volcanismo cuaternario posterior. Por tanto, se utilizó el valor estimado previamente por Hildred et al. (1984), que cifro el volumen de la formación Loma Seca en 1050 (Km³).

Volcán	Volumen de edificio volcánico calculado desde planos a diferentes altitudes (Km ³)			
	1000 (m)	1500 (m)	2000 (m)	2500 (m)
Planchon	226.9	155.1	92.5	43.2
Peteroa				
Azufre				
Complejo Caldera Calabozos	1050.0	1050.0	1050.0	1050.0
Descabezado grande	1111.9	724.1	371.5	102.7
Quizapu				
Cerro Azul				
San Pedro	1318.3	851.4	415.8	87.4
Tatara				
Laguna del Maule				
Nevado de Longavi	319.3	148.8	27.7	1.3
Lomas Blancas				
Total	4026.4	2929.379289	1957.518274	1284.610142

TABLA 9. ESTIMACIÓN DE VOLÚMENES DE LAVA EMITIDA POR LOS COMPLEJOS VOLCÁNICOS DE LA ZONA DE ESTUDIO. EN ROJO SE DESTACAN LOS VOLÚMENES SELECCIONADOS EN BASE AL ANÁLISIS DE LAS ILUSTRACIONES 35 Y 36. EN CELESTE SE MUESTRA EL VOLUMEN DE LA FORMACIÓN LOMA SECA.

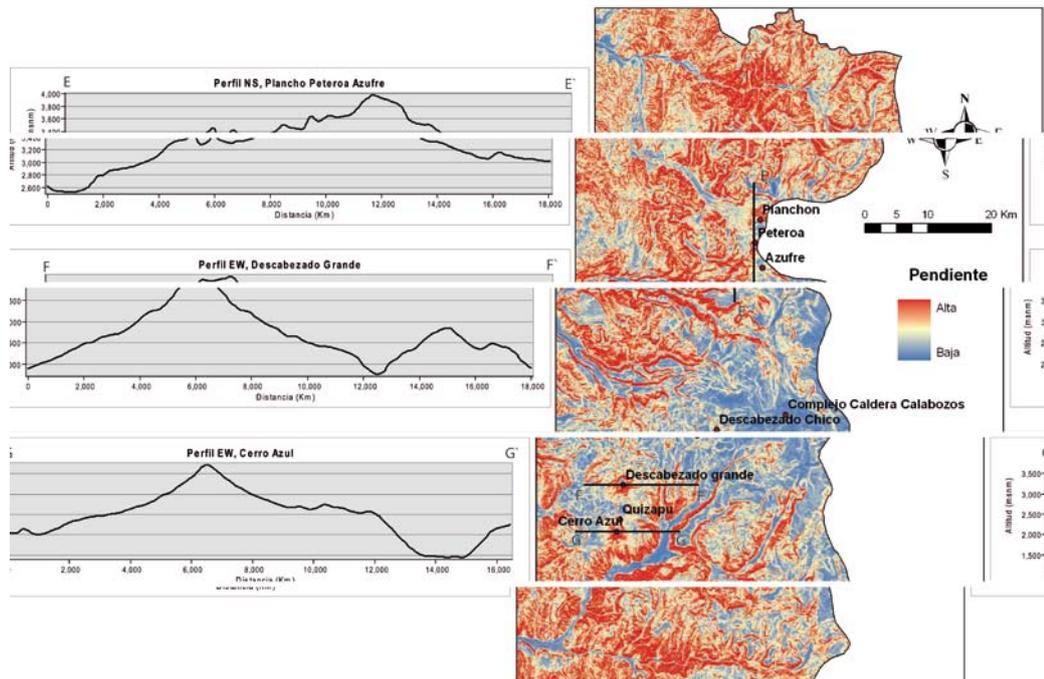


ILUSTRACIÓN 45. IZQ: PERFILES TOPOGRÁFICOS DE LOS COMPLEJOS PLANCHÓN-PETEROA-AZUFRE, DESCABEZADO GRANDE Y CERRO AZUL. DER: MAPA DE PENDIENTES DEL SECTOR NORTE DEL CORDÓN VOLCÁNICO EN LA REGIÓN DEL MAULE.

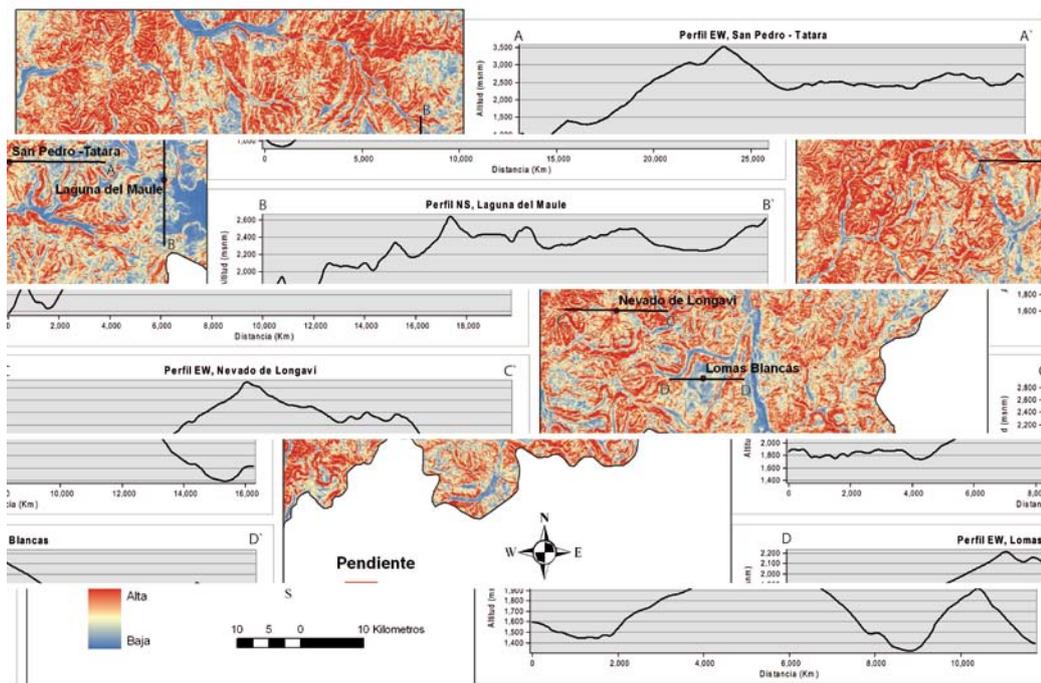


ILUSTRACIÓN 46. IZQ: MAPA DE PENDIENTES DEL SECTOR NORTE DEL CORDÓN VOLCÁNICO EN LA REGIÓN DEL MAULE. DER: PERFILES TOPOGRÁFICOS DE LOS COMPLEJOS SAN PEDRO-TATARA, LAGUNA DEL MAULE, NEVADO DE LONGAVÍ Y LOMAS BLANCAS.

V.3.3 SIMULACIÓN DE MONTE CARLO

La simulación de Monte Carlo es una técnica cuantitativa que hace uso de la estadística y los ordenadores para imitar, mediante modelos matemáticos, el comportamiento aleatorio de sistemas reales no dinámicos. Por lo general, cuando se trata de sistemas cuyo estado va cambiando con el paso del tiempo, se recurre a la simulación de eventos discretos (Faulín & Ángel, 2005). Esta técnica combina conceptos estadísticos (muestreo aleatorio) con la capacidad que tienen los ordenadores para generar números pseudo-aleatorios y automatizar cálculos.

La clave de la simulación Monte Carlo consiste en crear un modelo matemático del sistema, proceso o actividad que se quiere analizar, identificando aquellas variables (inputs del modelo) cuyo comportamiento aleatorio determina el comportamiento global del sistema. Una vez identificados dichos inputs o variables aleatorias, se lleva a cabo un experimento consistente en (1) generar muestras aleatorias (valores concretos) para dichos inputs, y (2) analizar el comportamiento del sistema ante los valores generados (Faulín & Ángel, 2005). Tras repetir n veces este experimento, dispondremos de n observaciones sobre el comportamiento del sistema, lo cual nos será de utilidad para entender el funcionamiento del mismo, obviamente, nuestro análisis será tanto más preciso cuanto mayor sea el número (n) de experimentos que se lleven a cabo.

En el presente trabajo se implementa el método de Monte Carlo mediante el programa MATLAB 7.0.1, se utiliza este programa tanto para simular la distribución de temperaturas alrededor de un cuerpo magmático como para obtener la reserva geotermal asociada a esta distribución de temperaturas (Pagina 89). La utilización de esta simulación se considera necesaria debido a que existen 3 parámetros de incerteza en la realización de la estimación: profundidad de emplazamiento del magma, temperatura del magma y edad del emplazamiento. Para obtener resultados consistentes fueron realizadas 10.000 iteraciones de la simulación en cada centro eruptivo.

V.3.4 APLICACIÓN DEL MÉTODO DE TRANSFERENCIA DE CALOR MAGMÁTICO.

Para realizar los cálculos necesario en la aplicación de este método, se debe calcular la distribución de temperatura en el espacio y tiempo posteriores al emplazamiento del cuerpo magmático. Para clarificar los criterios aplicados en la metodología de transferencia de calor, se realizan una serie de observaciones respecto a los parámetros a utilizar en los cálculos:

- i. Se deben estimar tres características principales para este cálculo: profundidad, edad y temperatura de emplazamiento del magma. Estos factores son los parámetros de incerteza más importantes a la hora de realizar la estimación. Es necesario, por tanto, realizar una simulación probabilística (Monte Carlo) asignando a cada parámetro valores máximos y mínimos razonables y que sean coherentes con el contexto geológico de la zona de estudio. Para esta simulación se utiliza una distribución triangular, en el caso de que se considere un valor más cercano a la realidad que otro (e.g profundidad de emplazamiento), o uniforme donde todos los valores son igual de probables.
- ii. El volumen de la cámara magmática es calculado en proporción 1:1 respecto al volumen estimado para el edificio volcánico. Para efectos de este trabajo, el volumen es un parámetro fijo que no presenta variaciones en la simulación de Monte Carlo. Los valores utilizados para cada centro eruptivo están especificados en la Tabla 11.
- iii. Una vez calculada la distribución de temperaturas alrededor del cuerpo magmático, se ajustan los resultados empíricos a una distribución normal. Se eligió esta distribución por ser la más cercana a la real. En la Ilustración 45 se observa cómo se adaptan las tres distribuciones con mejor ajuste a los valores reales. La distribución de Weibull tiene un ajuste similar a la normal, pero se decidió por la segunda a fin de evitar sobreestimaciones en las temperaturas (Ilustración 45). Es posible entonces obtener, con la probabilidad deseada, la temperatura a utilizar en el cálculo de las reservas. En este trabajo se utilizan temperaturas estimadas con un 90% de probabilidad, asociándolas a un recurso geotermal inferido.

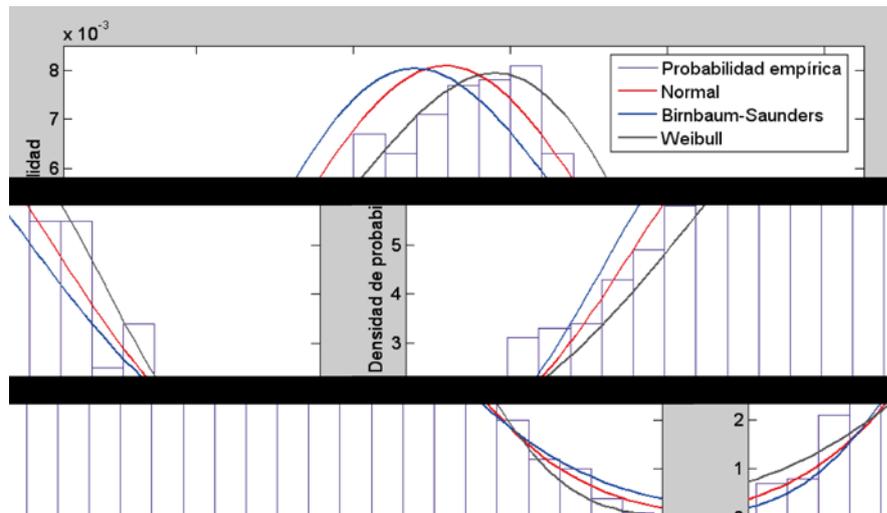


ILUSTRACIÓN 47. COMPARACIÓN DE LA DISTRIBUCIÓN DE PROBABILIDAD EMPÍRICA CON DISTINTAS DISTRIBUCIONES PREDEFINIDAS. VALORES DE TEMPERATURA OBTENIDOS CON PARÁMETROS DEL CVPPA A 4 KM DE PROFUNDIDAD Y UBICADO DIRECTAMENTE SOBRE EL CENTRO ERUPTIVO ($x=0$).

- iv. Por razones discutidas con anterioridad, se utiliza una difusividad termal de la roca caja superior, en al menos un orden de magnitud, al promedio para rocas corticales (0.0025 KJ/m/s/K). Esto con el fin de disminuir la subestimación por concepto de transferencia de masa. Se asume que esta es una difusividad mínima debido a las alteraciones de gradiente asociadas a sistemas hidrotermales convectivos.
- v. En su forma más simple, el razonamiento del modelo magmático aplicado en esta metodología sostiene que los magmas más básicos (basáltico y andesita-basáltico), son formados en el manto y/o corteza superior. Ascendiendo a la superficie a través de conductos y fisuras. Los pulsos de magma individuales son volumétricamente pequeños, por lo que no presentan grandes contribuciones a la energía almacenada, hasta que forman cámaras magmática en niveles superiores.
- vi. Suponiendo periodos de baja presión de fluidos, el magma se encontraría formando reservorios horizontales con tiempos de residencia suficiente para la cristalización fraccionada y la consecuente diferenciación magmática. Una vez que la presión de fluido se incrementa hasta valores cercanos a la presión litostática, debido a la cristalización fraccionada de minerales anhidros, las fallas inversas preexistentes o recientemente creadas conectan las cámaras magmáticas horizontales con niveles

horizontales más someros, generando niveles de estancamiento de magmas cada vez más diferenciados. Por lo tanto, las estimaciones de potencial asociadas al arco volcánico andino, son aplicadas a aquellos sistemas que presentan evidencia de volcanismo medio a ácido (andesítico a riolítico).

- vii. En este trabajo se asumirá que un 10% de la energía calórica almacenada en la roca (en rocas ubicadas a profundidades menores a 4 Km y a temperaturas sobre los 200 °C) es susceptible de concentrarse en reservorios geotermales adecuados para explotación. De esta energía termal, solo el 50% sería recuperable en la cabeza del pozo. Resultando en un factor de recuperación de 0.05.
- viii. Para efectos de cálculo de reservas, en todos los centros eruptivos se consideró una profundidad y distancia horizontal de 4 y 7 Km respectivamente.
- ix. En la tabla 10 se presentan los parámetros a utilizar en el cálculo de reservas geotermales, en la ecuación 20 (Pg.94) se presenta el significado detallado de cada factor. Estos valores son conservadores y pueden ser modificados donde se considere oportuno.

Parámetro	Valor	
Gradiente geotermal	45	°C/Km
Máxima profundidad considerada	4	Km
Densidad de roca	2700	Kg/m ³
Densidad del fluido del reservorio	1000	Kg/m ³
Difusividad termal	0,025	KJ/m/s/°C
Porosidad del reservorio	3	%
Tº de rechazo	14	°C
Tº de corte	200	°C
Calor específico de matriz de roca	1	KJ/Kg/°C
Calor específico del fluido en el reservorio	2,08	KJ/Kg/°C
Vida útil de la planta	30	años
Factor de utilización	0,45	
Factor de capacidad de planta	0,8	
Factor de recuperación	0,05	

TABLA 10. PARÁMETROS TERMODINÁMICOS Y FACTORES DE PLANTA UTILIZADOS PARA EL CÁLCULO DE RESERVAS.

V.3.5 RESULTADOS

A continuación se presentan los resultados de las estimaciones de reservas asociadas a cada complejo magmático seleccionado para la zona de estudio. Para cada centro eruptivo se muestran un histograma y 4 gráficos que permiten caracterizar la estimación en cada complejo y se distribuyen de la siguiente forma:

- i. Histograma con los resultados de temperaturas en subsuperficie y la densidad de probabilidad que presentan estos valores tras 10.000 iteraciones en la simulación de Monte Carlo. Las temperaturas mostradas corresponden a las obtenidas a 4 Km de profundidad, ubicados directamente sobre el centro eruptivo ($x=0$).
El histograma permite visualizar la curva a la que se ajustan los resultados mediante un ajuste a una distribución normal. Esta aproximación permitirá obtener la distribución de temperaturas alrededor del cuerpo magmático con una probabilidad de un 90%.
- ii. Gráficos de distribución de temperatura. En estas figuras se observan curvas de temperatura en función de la distancia horizontal y la profundidad para cada centro eruptivo (con un 90% de probabilidad). Estas curvas permiten definir la distancia de influencia del cuerpo magmático en el aumento de temperatura.
- iii. Gráficos de distribución de reserva geotermal. En estas figuras se observan curvas de reserva geotermal por kilómetro cuadrado en función de la distancia horizontal y la profundidad para cada centro eruptivo. A través de esta figura se puede definir la variación de las reservas por Km^2 en el rango que se deseen estimar las reservas totales asociadas a cada centro eruptivo.

En la Tabla 11 se observan los principales parámetros utilizados en el cálculo de reservas; incluyendo el volumen estimado del edificio volcánico y los rangos de edad de emplazamiento, temperatura inicial del magma y profundidad de emplazamiento del magma.

Los parámetros de incerteza presentan diferentes distribuciones; la edad de emplazamiento y la temperatura inicial del magma se distribuyen de manera uniforme entre sus valores mínimo y máximo. La profundidad de emplazamiento, por otro lado, se plantea con una distribución triangular entre sus valores máximo y mínimo, centrada en su valor más probable (V.P. en tabla 10)

En la última columna (Tabla 11) se observan los resultados del cálculo de reservas totales para cada centro eruptivo, estos valores arrojan un total de 1.396 MWe para la región del Maule.

Volcán	Volumen calculado de edificio volcánico (Km ³)	edad (años)		Tº inicial del magma (ºC)		Profundidad de emplazamiento (Km)			Reserva calculada (MWe)
		Min	Max	Min	Max	Min	V.P.	Max	
Planchon-Peteroa-Azufre	43,2	350000	550000	1000	1100	3	4	7	233
Complejo Caldera Calabozos	1050,0	120000	350000	800	1000	3	4	7	392
Descabezado grande - Quizapu - Cerro Azul	102,7	120000	350000	817	870	4	4	7	177
San Pedro - Tatara - Laguna del Maule	415,8	120000	350000	900	1200	3	4	7	346
Nevado de Longavi - Lomas Blancas	148,8	120000	350000	900	1200	3	4	7	248

TABLA 11. PARÁMETROS UTILIZADOS Y RESERVAS GEOTERMALES CALCULADAS EN CADA COMPLEJO VOLCÁNICO DE LA REGIÓN DEL MAULE.

V.3.5.1 PLANCHÓN – PETEROA – AZUFRE

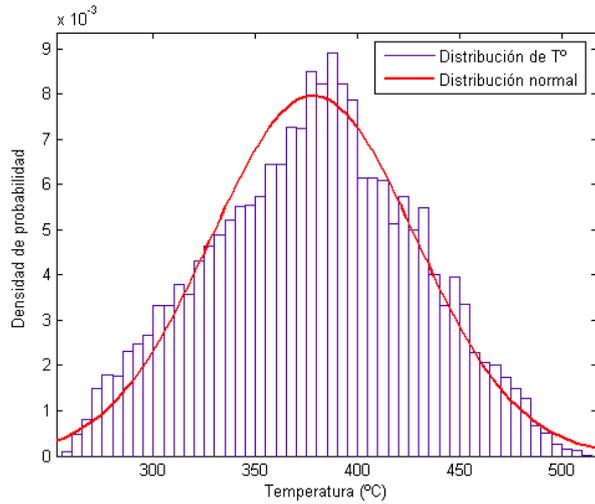
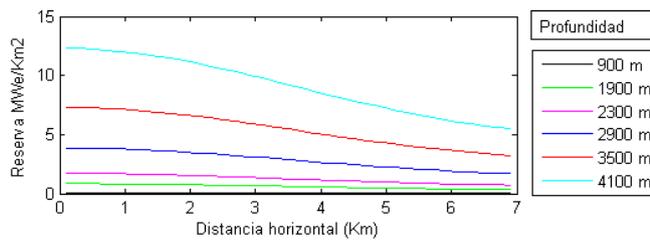
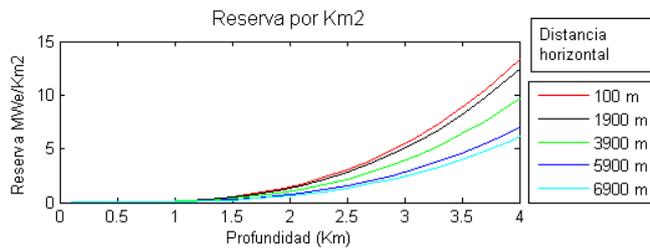
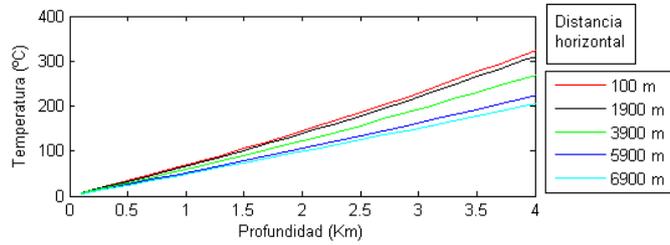
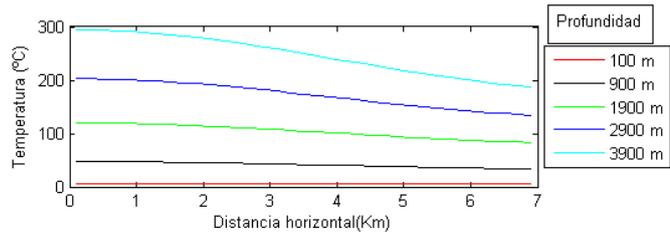


ILUSTRACIÓN 48. ARRIBA Y DERECHA: DISTRIBUCIÓN DE T° ALREDEDOR DEL CUERPO MAGMÁTICO ASOCIADO AL COMPLEJO VOLCÁNICO PPA.

ABAJO: DISTRIBUCIÓN DE RESERVAS POR KM² ASOCIADAS AL MISMO COMPLEJO.



V.3.5.2 COMPLEJO CALDERA CALABOZOS

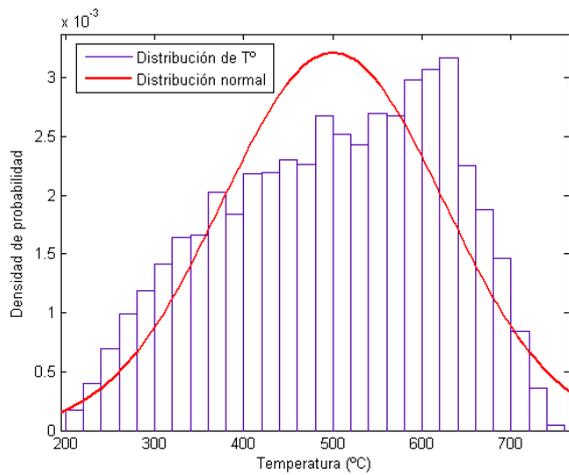
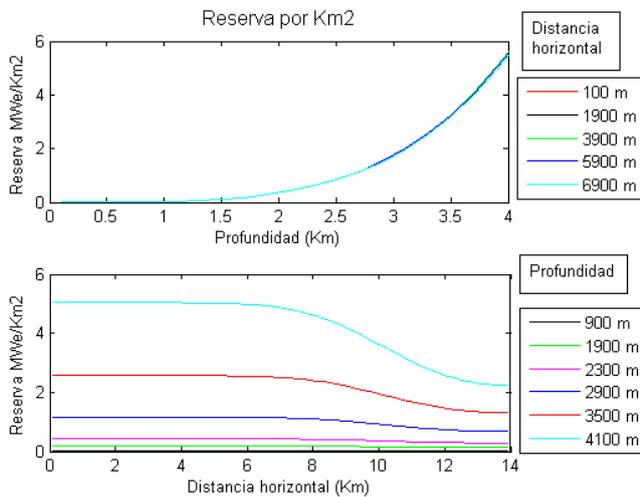
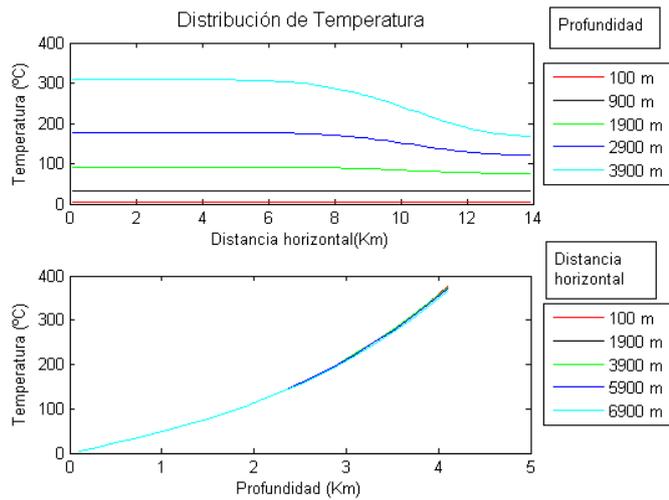


ILUSTRACIÓN 49. ARRIBA Y DERECHA: DISTRIBUCIÓN DE T° ALREDEDOR DEL CUERPO MAGMÁTICO ASOCIADO AL COMPLEJO VOLCÁNICO CALDERA CALABOZOS.

ABAJO: DISTRIBUCIÓN DE RESERVAS POR KM² ASOCIADAS AL MISMO COMPLEJO.



V.3.5.3 DESCABEZADO GRANDE - QUIZAPU - CERRO AZUL

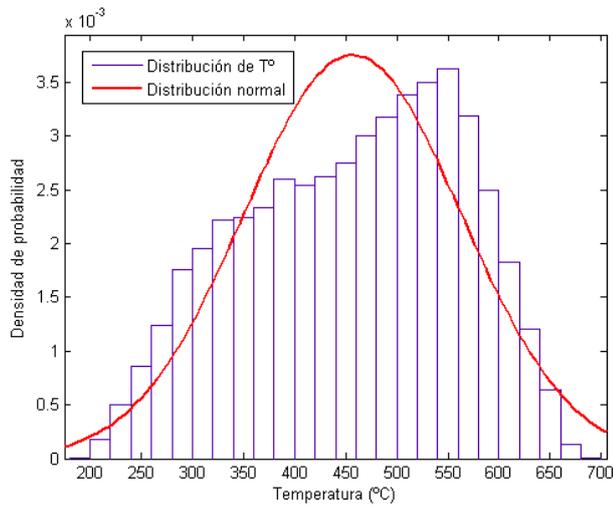
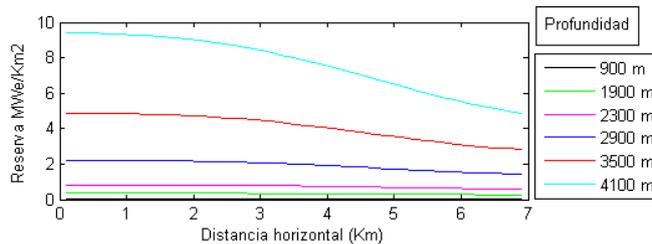
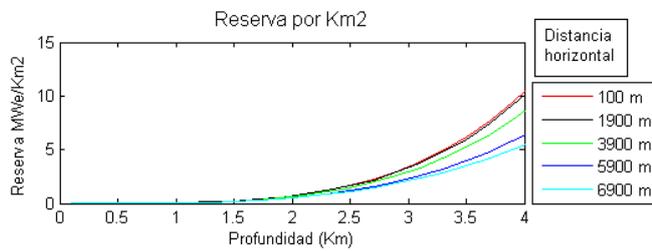
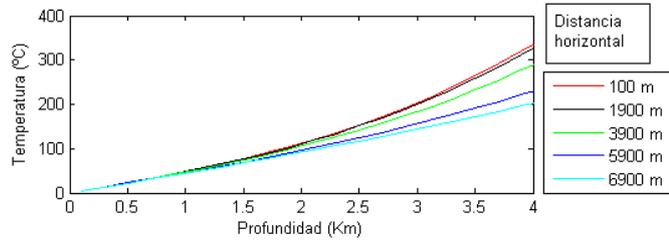
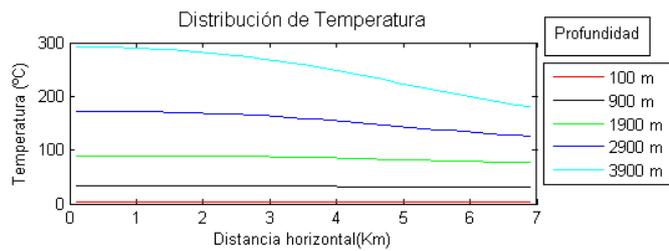


ILUSTRACIÓN 50. ARRIBA Y DERECHA: DISTRIBUCIÓN DE T° ALREDEDOR DEL CUERPO MAGMÁTICO ASOCIADO AL COMPLEJO VOLCÁNICO DGQCA.

ABAJO: DISTRIBUCIÓN DE RESERVAS POR KM² ASOCIADAS AL MISMO COMPLEJO.



V.3.5.4 SAN PEDRO - TATARA - LAGUNA DEL MAULE

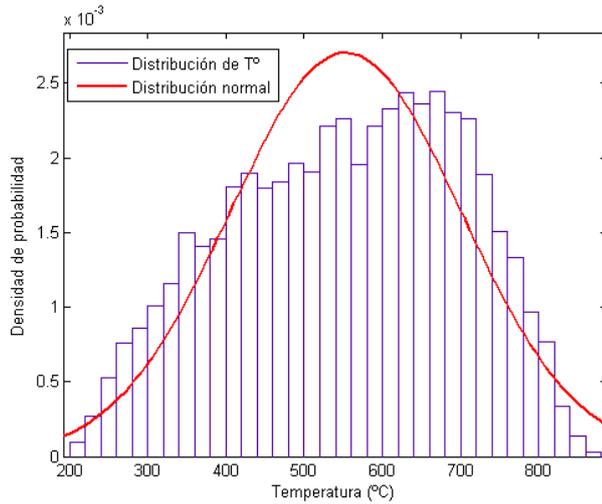
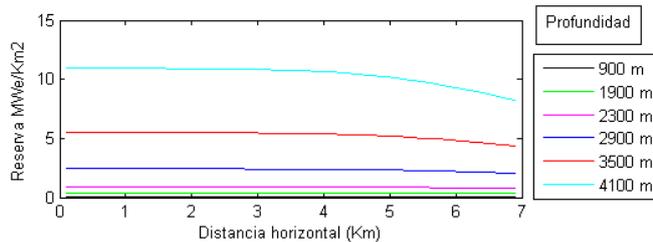
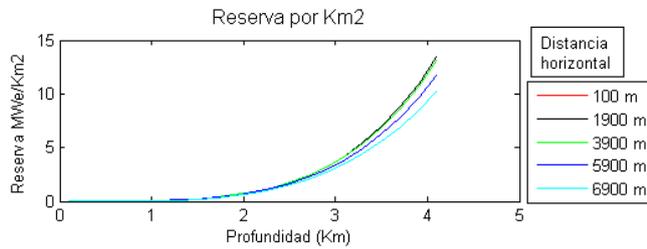
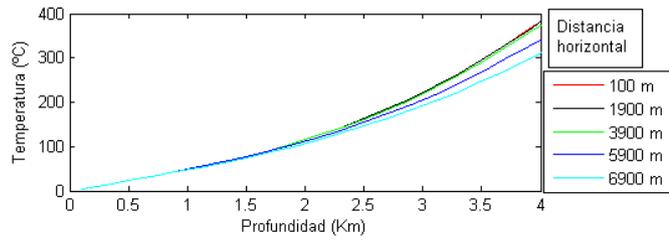
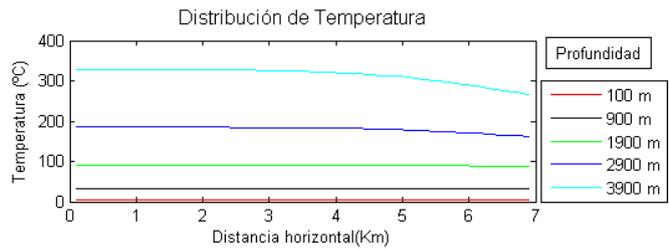


ILUSTRACIÓN 51. ARRIBA Y DERECHA: DISTRIBUCIÓN DE T° ALREDEDOR DEL CUERPO MAGMÁTICO ASOCIADO AL COMPLEJO VOLCÁNICO SPTLM.

ABAJO: DISTRIBUCIÓN DE RESERVAS POR KM² ASOCIADAS AL MISMO COMPLEJO.



V.3.5.5 NEVADO DE LONGAVÍ - LOMAS BLANCAS

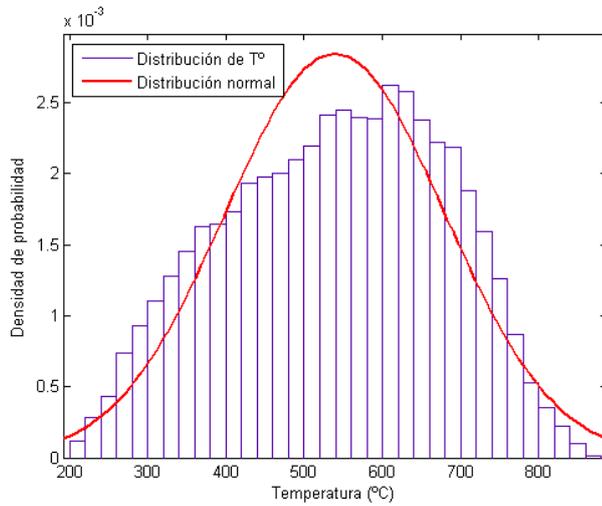
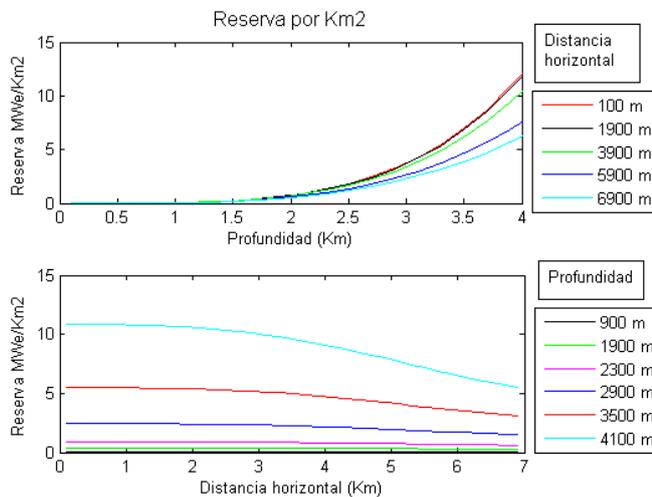
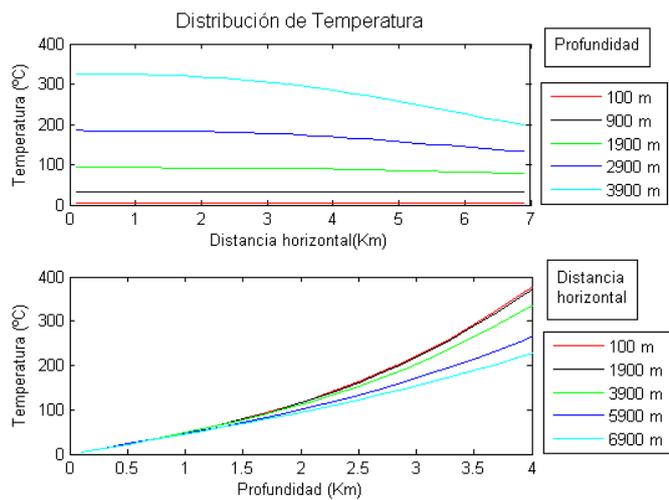


ILUSTRACIÓN 52.
ARRIBA Y DERECHA:
DISTRIBUCIÓN DE T°
ALREDEDOR DEL
CUERPO MAGMÁTICO
ASOCIADO AL
COMPLEJO NL-LB.

ABAJO: DISTRIBUCIÓN
DE RESERVAS POR
KM² ASOCIADAS AL
MISMO COMPLEJO.



VI ANÁLISIS DE RESULTADOS

VI.1 MAPA DE FAVORABILIDAD

Rocas volcánicas Jovenes

Fallas jóvenes

Cercanía a centros eruptivos

Alteración hidrotermal

Densidad de sismos en la corteza superior

La frecuencia y magnitud de sismos se correlaciona con la presencia de sistemas geotermales conocidos, aunque esta correlación no es tan fuerte como en otras capas de evidencia, en parte, porque el rango de tiempo en el que existe información respecto a los eventos es corto (<150 años). Es necesario

VI.2 PARÁMETROS DE ESTIMACIÓN

VI.2.1 VOLUMEN DE MAGMA EMPLAZADO

En el presente trabajo se desarrolló una metodología para estimar el volumen de la cámara magmática asociada a los diferentes centros eruptivos (Tabla 9), este parámetro es el que afecta de manera más importante la distribución de temperaturas posterior al emplazamiento magmático, por lo que reemplazarlo por un valor fijo disminuye notablemente la amplitud de valores en la simulación de Monte Carlo.

En la Tabla 12, se observa una comparación entre los valores del edificio volcánico estimados previamente por otros autores, y los resultados de la estimación mediante la metodología aplicada en este trabajo. De esta comparación se desprenden una serie de observaciones:

- i. En el complejo PPA, el volumen estimado es menor al establecido por otros autores. Esto puede deberse, en parte, a una subestimación asociada a un alto grado de erosión glaciaria y fluvial por las cuencas del río Colorado y los afluentes del Teno. Por otra parte, la cercanía que presentan estos tres volcanes puede guiar a una sobrestimación si solamente se suman los volúmenes estimados para cada edificio volcánico (estudios previos), pues las erupciones asociadas a cada cráter se superponen constantemente. De ahí que, al sumar el volumen de cada volcán, existen zonas donde cierta cantidad de material es sumada más de una vez.
- ii. En el CCC, se utiliza el mismo volumen estimado por otros autores debido a la gran amplitud y grado de erosión de la formación Loma Seca, lo que dificulta la estimación mediante GIS.
La utilización del volumen total de la formación Loma Seca es discutible, debido a que una parte de la formación (unidad L), está compuesta por lavas de composición basalto-andesítica, las que no son necesariamente susceptibles de acumularse en la corteza superior.
- iii. Cuando se estima el volumen del edificio mediante la geometría del volcán (otros autores, tabla 12), no se consideran la lava y ceniza que fue depositada a mayores

distancias del edificio volcánico y que no necesariamente forman parte de este. Sin embargo en este trabajo se busca equiparar el total de magma erupcionado y no solo el que compone el edificio volcánico, por lo que si se deben considerar afloramientos que se ubican a mayores distancias. Esta diferencia en el criterio de estimación se ve reflejada en los valores estimados en los centros Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul, San Pedro-Tatara-Laguna del Maule y Nevado de Longaví-Lomas Blancas.

Volcán	Referencias	Volumen estimado (Km ³)	
		Otros autores	Este trabajo
Planchon	Gonzales Ferran (1995)	61	43
Peteroa	No hay estimacion previa		
Azufre	Tormey et al. (1995)		
Complejo Caldera Calabozos	Hilldred et al. (1984)	1050	-
Descabezado grande	Gonzales Ferran, 1995	50	103
Quizapu	Hilldred et al., 1984		
Cerro Azul	Hilldred et al., 1984		
San Pedro	Siebert et al., 2011	59	416
Tatara	Singer et al., 1997		
Laguna del Maule	Lopez & Munizaga, 1983		
Nevado de Longavi	Selles et al. (2004)	20	149
Lomas Blancas	No hay estimacion previa		

TABLA 12. COMPARACIÓN DE VOLUMEN DEL EDIFICIO VOLCÁNICO ESTIMADO POR OTROS AUTORES Y RESULTADOS DE LA ESTIMACIÓN EN ESTE TRABAJO.

Las grandes erupciones formadoras de calderas no vacían completamente la cámara magmática en que se originan (Sanyal et al., 2002). En este trabajo se utilizó una proporción 1:1 entre el volumen del edificio volcánico y el de la cámara alimentadora, sin embargo, el tamaño de un complejo volcánico puede superar hasta en 10 veces el volumen de magma expulsado en la erupción que formó el último cráter, por lo que la proporción 1:1 es un piso inferior del volumen total de magma emplazado.

Como se menciona con anterioridad, el cálculo de las reservas geotermales es relativamente insensible a la forma del cuerpo magmático (Sanyal et al., 2002), por lo que no se discute en mayor detalle el efecto que pueda tener la geometría de la cámara en la

evaluación, aunque estimaciones de este tipo serían altamente especulativas sin un estudio estratigráfico y estructural detallado.

Los resultados obtenidos mediante el método de transporte conductivo de calor magmático, indican una relación creciente entre el volumen de magma emplazado y las reservas totales calculadas (Ilustración 50), sin embargo, debido a la influencia de los distintos parámetros de incerteza, no se reconoce una tendencia lineal.

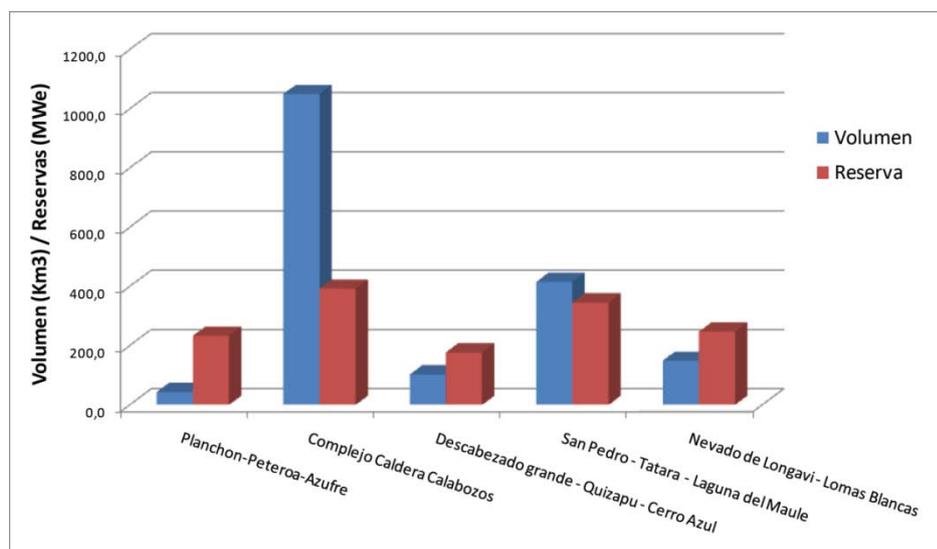


ILUSTRACIÓN 53. GRAFICO DE COLUMNAS MOSTRANDO EL VOLUMEN Y LAS RESERVAS ESTIMADAS PARA CADA COMPLEJO VOLCÁNICO.

En la Ilustración 52, se presentan curvas de reserva geotermal en función del volumen de magma emplazado. Para estas estimaciones se asumen condiciones de temperatura inicial del magma entre 1000 y 1200 °C y se comparan curvas para un cuerpo emplazado en rangos de profundidad de 3 a 5 y 5 a 7 Km de profundidad, y edades de 120.000 a 350.000 y 350.000 a 550.000 años respectivamente. Del análisis de la Ilustración 51, se desprenden una serie de observaciones.

- i. Las reservas geotermales estimadas en este trabajo, presentan un comportamiento logarítmico respecto al volumen de magma emplazado. De esto se desprende que existen rangos de volumen donde la reserva varía en forma considerable a medida

que cambia la cantidad de magma emplazado, en particular, para cámaras menores a 500 Km^3 se espera una fuerte dependencia entre reserva y volumen. Sin embargo, si se utilizan volúmenes demasiado grandes, esto no implica un aumento proporcional de las reservas asociada a ese centro eruptivo.

- ii. La Ilustración 51, muestra un gráfico de distribución de temperaturas alrededor de un cuerpo magmático de 10 Km^3 , emplazado en rangos de edad y profundidad de 120 a 550 (Ka) y 3 a 7 (Km) respectivamente. La temperatura inicial del magma está distribuida uniformemente entre 800 y 1200 °C. En esta ilustración se observa como las curvas de temperatura no sobrepasan en ningún momento los 200 °C, por lo que la roca no supera la temperatura de corte impuesta para generación de energía eléctrica. Es posible entonces, mediante gráficos de distribución de temperatura, determinar un volumen inferior para el cual un cuerpo magmático es susceptible de generación eléctrica.

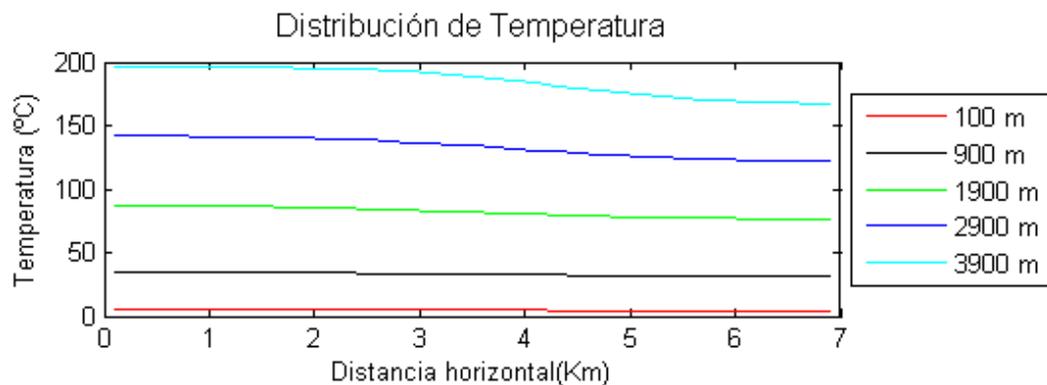


ILUSTRACIÓN 54. DISTRIBUCIÓN DE T° ALREDEDOR DE UN CUERPO MAGMÁTICO DE 10 Km^3 , EMPLAZADO ENTRE 3 Y 7 (Km), HACE 120 A 550 (Ka), CON UNA TEMPERATURA INICIAL DEL MAGMA ENTRE 800 Y 1200 °C.

- iii. En la ilustración 52, al analizar las curvas de reservas para un cuerpo emplazado entre 3 y 5 Km de profundidad (curvas solidas), se observa como las curvas se cruzan para un cuerpo de 22 Km^3 . Esto es un indicativo del volumen limite a partir del cual se obtienen mayores reservas para un emplazamiento más joven o más antiguo.

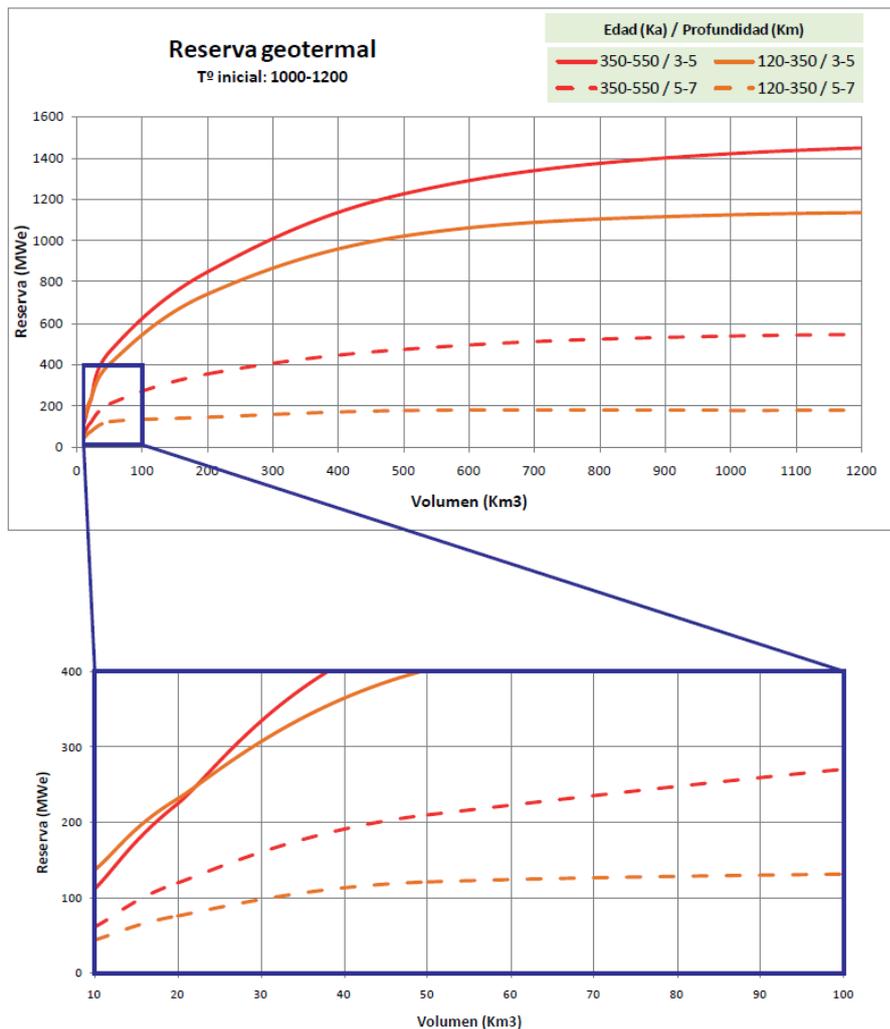


ILUSTRACIÓN 55. CURVAS DE RESERVA GEOTERMAL VERSUS VOLUMEN PARA UN CUERPO MAGMÁTICO DE TEMPERATURA INICIAL ENTRE 1000 Y 1200 °C. SE COMPARAN CURVAS PARA CUERPOS EMPLAZADOS A UNA PROFUNDIDAD DE 3 A 5 Y 5 A 7 (KM), HACE 120 A 350 Y 350 A 550 (KA).

La noción de que la relación volumen-edad determina el posible potencial geotermal es coherente con el análisis de Smith y Shaw (1975), según el cual un sistema ígneo puede alcanzar una etapa post-magmática, donde el cuerpo comienza un periodo de enfriamiento (Ilustración 53), el cual ocurre antes para cuerpos de menor volumen (de ahí que se cruzan las curvas en la ilustración 52). Se deben analizar cuidadosamente los factores utilizados para realizar estas estimaciones pues el volumen límite (inferior y superior) será diferente en la medida en que varíen estos parámetros. En la Ilustración 54, se observa la distribución de temperatura en el tiempo para un cuerpo emplazado a 7 Km de profundidad. En esta imagen

se destacan los dos periodos utilizados en la comparación de la ilustración 52 . se reconoce como, a los 2 Km de profundidad la temperatura comienza a disminuir de manera evidente, lo que ocurre en forma aun más notoria a los 4 Km de profundidad.

En la Ilustración 53, las líneas rojas corresponden a espectros de modelos de enfriamiento que identifican sistemas ígneos que se aproximan a una etapa post-magmática por enfriamiento conductivo. La línea roja superior representa la relación entre el volumen y el tiempo necesario para que el centro del plutón haya bajado de los 300 °C por efectos de conducción. Los puntos correspondientes a los centros eruptivos de la región pueden ser comparados con las líneas solo bajo el supuesto de que el volumen de magma fue emplazado instantáneamente y se enfría desde el tiempo representado por la edad más joven. Esta relación es cuestionable, por lo que la dependencia de cada punto con el modelo de enfriamiento debe ser examinado en detalle e individualmente. El efecto de precalentamiento cortical y reinyección continua de magma tiende a desplazar los puntos hacia abajo en el gráfico en relación al emplazamiento instantáneo.

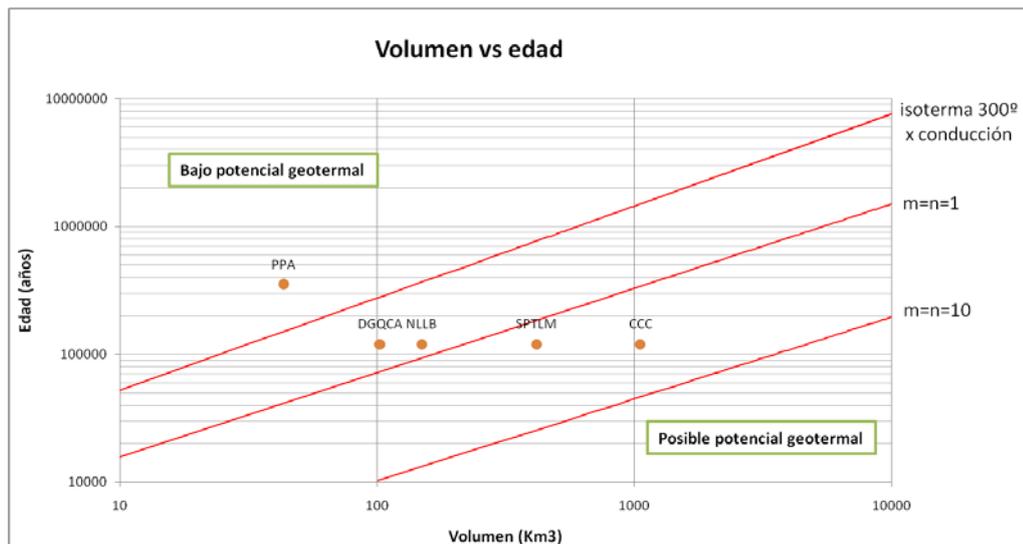


ILUSTRACIÓN 56. GRÁFICO DE EDAD DE EMPLAZAMIENTO VERSUS VOLUMEN DE CÁMARA MAGMÁTICA. EXPLICACIÓN EN EL TEXTO. MODIFICADO DE SMITH & SHAW, 1975.

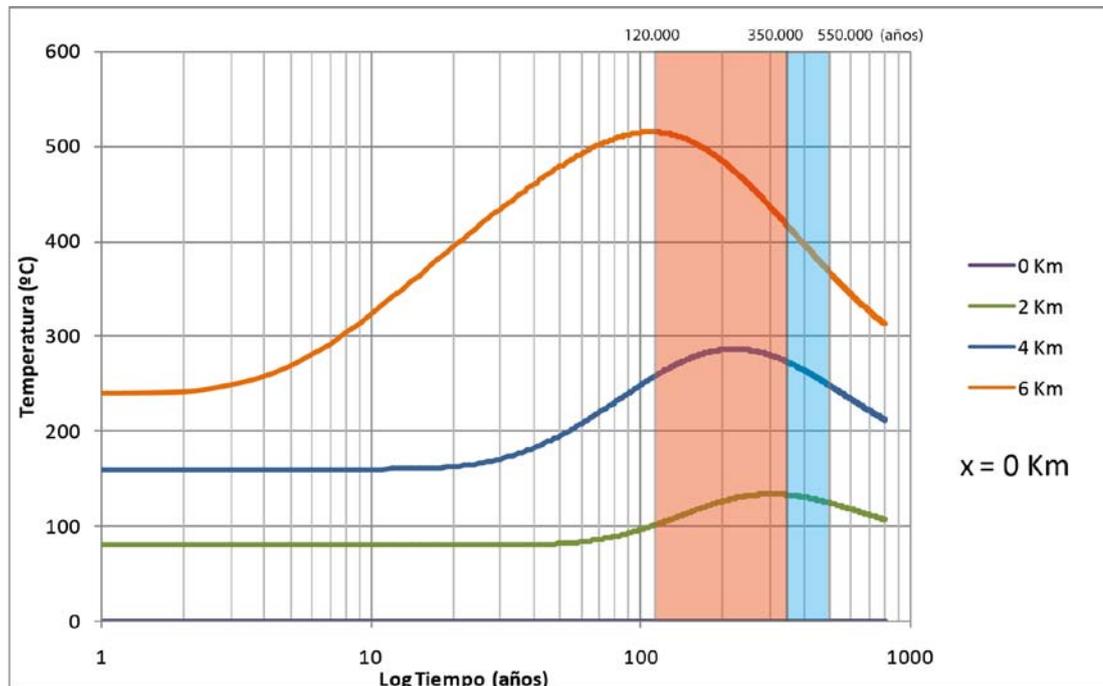


ILUSTRACIÓN 57. DISTRIBUCIÓN DE TEMPERATURAS EN EL TIEMPO PARA UN CUERPO MAGMÁTICO DE 30 KM³, EMPLAZADO A 7 KM DE PROFUNDIDAD CON UNA TEMPERATURA INICIAL DEL MAGMA DE 850 °C.

Mediante la observación de las curvas en la Ilustración 52 y un análisis de sensibilidad, se desprenden una serie de observaciones respecto a los parámetros de incerteza, las que son detalladas a continuación.

VI.2.2 PROFUNDIDAD DE EMPLAZAMIENTO DEL MAGMA

La profundidad de la cámara magmática, está definida por el nivel de boyancia neutral, que para magmas diferenciados se ubica típicamente a 5 Km de profundidad. Aunque parte del magma puede estar emplazado a profundidades menores en forma de pequeñas intrusiones y diques. Estudios previos de estabilidad de anfíbola (Hildreth & Drake, 1992) indican que la profundidad de emplazamiento del magma en el volcán Descabezado Chico corresponde a aproximadamente 4 Km, por lo que este fue el valor utilizado como más probable al definir la distribución triangular.

La profundidad de emplazamiento del magma es, por lejos, el factor de incerteza que mas injerencia tiene en las reservas, pudiendo variar los resultados hasta en un 70%, lo que

se observa claramente en la Ilustración 52 al comparar las curvas del mismo color (línea sólida versus línea punteada), donde existe un claro aumento de las reservas al disminuir la profundidad de emplazamiento desde el rango de 5-7 a 3-5 Km. Esta diferencia se acentúa en la medida en que aumenta el volumen de magma emplazado.

VI.2.3 EDAD DE EMPLAZAMIENTO

La edad de emplazamiento del magma es, generalmente, un factor que puede ser estimado con mayor confianza que la profundidad y la temperatura inicial. Las fuentes de información para estimar estas edades incluyen; i) datación radiométrica del producto eruptado, ii) inferencias de tasas de actividad eruptiva (e.g. McKnight et al., 1997), y iii) comparación con otros volcanes cuyas edades sean bien conocidas. La cantidad de información al respecto es típicamente suficiente para construir una distribución de probabilidades adecuada para cada centro eruptivo.

La edad de emplazamiento es un factor que, a pesar de ser menos influyente que la profundidad, tiene una influencia importante pudiendo variar las reservas hasta en un 30%. Este efecto se puede observar al comparar las líneas del mismo tipo (sólidas y punteadas) entre sí (ilustración 51), donde se distingue claramente que en el rango de edades de 350.000 a 550.000 años se obtiene mayores reservas que entre 120.000 a 350.000 años.

Al igual que la profundidad de emplazamiento, la diferencia por variaciones en la edad se acentúa en la medida en que aumenta el volumen de magma emplazado.

El efecto causado por la edad de emplazamiento se aprecia claramente al analizar las reservas obtenidas para el CCC. Las reservas totales calculadas para el CCC corresponden a 392 MWe (Tabla 11), valor muy inferior al esperado para un complejo cuyo volumen supera con creces a todos los demás juntos. Sin embargo, al realizar el mismo cálculo usando un rango de edad de 350.000 a 550.000 años se obtiene una reserva total de 837 MWe, valor que refleja tanto el comportamiento logarítmico de las reservas como el efecto de variación por edad de emplazamiento.

VI.2.4 TEMPERATURA INICIAL DEL MAGMA

Si se cuenta con los estudios adecuados (e.g. geotermometría de piroxenos, trends composicionales), es posible constreñir de manera bastante precisa la temperatura del magma. Para los volcanes de la zona de estudio, se consideraron rangos de temperatura en base a estudios previos (e.g. Grunder et al., 1987; Hildreth & Drake, 1992; Tormey et al., 1995; Naranjo & Haller, 2002; Sellés et al., 2004) y, donde no se contaba con datos, se estimaron rangos en base a la composición del magma (Gutierrez y Parada, 2010).

La temperatura inicial del magma es el parámetro de incerteza que presenta menos influencia en los resultados, generando variaciones de hasta un 10%, lo que, a pesar de ser menor comparado con los otros factores, tiene una influencia no que debe ser tomada en cuenta.

VI.3 ESTIMACIÓN DE POTENCIAL

Se considera que la aproximación a una distribución normal es adecuada para la estimación de temperaturas, lo que se ve reflejado en el ajuste del histograma de densidad de probabilidad en cada centro eruptivo. Esto deriva de la utilización de la función error (erf) para estimar las temperaturas en subsuperficie, la que tiende en forma natural a una distribución normal.

En los gráficos de distribución de temperatura (Ilustraciones 45, 46, 47, 48 y 49) se observa cómo, en todos los centros eruptivos salvo el complejo Caldera Calabozos, la curva de temperaturas a 4.100 m de profundidad baja de los 200 °C a aproximadamente 7 Km de distancia horizontal. Esto es coherente con el rango de influencia establecido por Sanyal et al. (2002). En el CCC se determina que la zona de influencia es mucho mayor, alcanzando los 14 Km de distancia horizontal.

A pesar de que el método de correlación entre el número de volcanes activos y el potencial técnico de campos geotermales de alta temperatura (Stefansson, 2005) es considerado de baja confiabilidad y altamente especulativo, es posible estimar un orden de magnitud del potencial geotermal asociado a volcanismo en base al número de volcanes activos en la región (ilustración 30). En su trabajo del 2005, Stefansson obtuvo una ecuación empírica de la relación entre el número de volcanes activos y el potencial técnico de campos geotermales de alta temperatura en 8 regiones del mundo (ecuación 26)

$$\text{Reservas} = 230 + 158 * N^{\circ} \text{ de volcanes activos}$$

ECUACIÓN 26. RESERVAS VERSUS N° DE VOLCANES ACTIVOS.

Aplicando esta ecuación al número de volcanes activos principales utilizados para la estimación (11 volcanes), se obtienen reservas de 1.968 MWe. Este valor es coherente con la magnitud estimada mediante el método de transferencia magmática, sin embargo esto no se debiera considerar como un valor confiable, pues se debería obtener una correlación con valores de estimaciones actualizadas (Stefansson ocupa estimaciones realizadas hace más de 30 años).

VII CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

VII.1 CONCLUSIONES

Tras el análisis de distintas metodologías de estimación, se decidió modificar el método de transferencia de calor magmático, implementado inicialmente por Smith y Shaw (1975) y renovada por Sanyal et al. (2002). Combinando principios de transferencia de calor conductivo y volcanología, es posible calcular la distribución de temperatura en el espacio y tiempo posterior al emplazamiento de un cuerpo magmático, luego se computa la energía potencialmente recuperable utilizando principios termodinámicos y la estimación de 3 factores de incerteza; profundidad de emplazamiento, edad de emplazamiento y temperatura inicial del magma.

En base a los antecedentes geológicos disponibles, se calculó una reserva geotermal explotable en sistemas de media a alta entalpia, asociados a volcanismo en la Región de Maule. Esta evaluación se basa en la estimación de recursos inferidos y arroja valores de 1.396 MWe, los que se encuentran distribuidos entre 11 centros eruptivos principales (Tabla 11). Los parámetros utilizados en esta metodología fueron estimados y calculados en base a la información geológica disponible en la zona, y a factores termodinámicos asociados a cada litología.

Mediante el análisis de diferentes sistemas geotermales en el mundo, fue posible ponderar diferentes capas evidencia geológica, geoquímica y geofísica. Esta correlación permitió utilizar el método de superposición ponderada para generar un mapa de favorabilidad geotérmica en la zona de estudio. El cual permite identificar zonas con alta probabilidad de ocurrencia de sistemas geotermales de mediana a alta entalpia.

La metodología de estimación de volumen de edificios volcánicos mediante sistemas de información geográfica, se presenta como una herramienta objetiva para estimar el volumen de los complejos ígneos que subyacen los edificios volcánicos actuales. El uso de la extensión *3D analyst* del programa ArcMap 9.3 permite una estimación a nivel regional del volumen de lavas, utilizando como evidencia un mapa de escala 1:1.000.000 y un modelo de elevación digital (DEM).

Se realizó una recopilación de fuentes termales en La región del Maule, que incluye ubicación, caracterización, temperatura, geoquímica de iones y, donde están disponibles,

datos de isotopía estable (deuterio y oxígeno). Esta recopilación se muestra como una evidencia de alta utilidad para determinar zonas de favorabilidad geotermal.

Mediante el análisis de los resultados obtenidos para distintos volúmenes, fue posible caracterizar la sensibilidad de esta metodología respecto a cada uno de los parámetros de incerteza y su correlación con el volumen de magma emplazado. Se determina que existe un límite superior de volumen de cámara magmática, a partir del cual las reservas recuperables presentan muy leves variaciones al aumentar el volumen de magma emplazado. A su vez, existe un volumen inferior a partir del cual no se obtienen recursos suficientes para generación eléctrica y, en ciertos casos, se puede determinar la correlación edad-volumen en la que se esperan mayores reservas. Estos dos límites, superior e inferior, permiten constreñir los rangos de razones edad-volumen bajo los que se espera obtener sistemas geotermales de alta entalpia. Sin embargo, se deben analizar cuidadosamente pues existe una dependencia importante de otros parámetros como la profundidad de emplazamiento, temperatura inicial del magma y factor de recuperación. El análisis de sensibilidad para el cálculo de reservas geotermales, arrojó variaciones de las reservas de; i) hasta un 70% en función de la profundidad de emplazamiento del magma, ii) hasta un 30% en función de la edad del emplazamiento y iii) hasta un 10% en función de la temperatura inicial del magma.

VII.2 RECOMENDACIONES

Para implementar esta metodología en el resto del país, se recomienda utilizar datos lo más específico posibles. Es viable obtener parámetros termodinámicos específicos para la región mediante el estudio de ecuaciones de estado y tendencias composicionales, por lo que es necesario realizar muestreos amplios que permitan analizar estas tendencias. Otra forma de mejorar estas estimaciones es la de calibrar las ecuaciones utilizadas para obtener las reservas geotermales (ecuaciones 19, 20 y 21). Esta calibración se puede realizar aplicando el método de estimación en zonas con reservas calculadas previamente mediante otros métodos.

Como se discutió con anterioridad (pg. 89), el cálculo de reservas geotermales es relativamente insensible a la forma del cuerpo magmático. Por tanto, no se han realizado mayores intentos de estimar las dimensiones específicas del complejo magmático para cada volcán; tal estimación sería, en todo caso, altamente especulativa y se recomienda que en caso de haber razones para asumir geometrías que difieran de una forma regular, se pueden usar soluciones más apropiadas que la ecuación 17 para estimar la distribución de temperaturas alrededor del cuerpo magmático.

Se sugiere realizar análisis de elementos traza de las rocas volcánicas presentes en la zona, para determinar si el magma realmente está emplazado en la corteza superior o si, por el contrario, proviene de pulsos inyectados desde cámaras profundas o desde el manto superior, en cuyo caso no serían susceptibles de aportar calor para sistemas geotermales.

Es recomendable realizar estudios estadísticos en la Zona Volcánica Sur, a fin de seleccionar los parámetros geológicos, geoquímicos y geofísicos que sean mejores indicadores de presencia de sistemas geotermales de mediana a alta entalpía. Este estudio permitiría calcular la ponderación adecuada que corresponda a cada capa de evidencia y, a la vez, entregaría rangos adecuados de selección de parámetros para cada clase en que se separen los arreglos utilizados en el mapa de favorabilidad. También se recomienda comparar los resultados con otros métodos de ponderación, como el método de pesos de evidencia (Bonham-Carter et al., 1989).

VIII REFERENCIAS

ArcGIS 9.3, Desktop help.

Aguirre, L. (1960). Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, v. 9. , 70 pp.

Arnórsson, S. (2000). En S. A. (ed), *ISOTOPIC AND CHEMICAL TECHNIQUES IN GEOTHERMAL EXPLORATION, DEVELOPMENT AND USE*. Austria: IAEA.

Arnórsson, S., & Andrésdóttir, A. (1995). Processes controlling the distribution of boron and chlorine in natural waters in Iceland. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59(20) , 4125-4146.

Arnórsson, S., & Svavarsson, H. (1985). Assessment of feldspar solubility in the water in the range 0-350° at Psat. *Geothermal Resources Council, Trans* 9, (págs. 293-298).

Arnórsson, S., Stefánsson, A., & J., B. (2007). Fluid-Fluid Interactions in Geothermal Systems. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 65. , 259-312.

Bertani, R. (2010). Geothermal Power Generation in the World. *Proceedings World Geothermal Congress* , 25-29.

Biblioteca del Congreso Nacional de Chile, Sistema Integrado de Información Territorial. (s.f.). Recuperado el Marzo de 2011, de <http://siit2.bcn.cl/nuestropais/region7/hidrografia.htm>

Blewitt, G., Coolbaugh, M., Holt, W., Kreemer, C., & Davis, J. (2003). Targeting potential geothermal resources in the Great Basin from regional- to basin-scale relationships between geodetic strain and geological structures. *Geothermal Resources Council Transactions* 27, (págs. 3-7).

Bonham-Carter, G., Argterberg, F., & Wright, D. (1989). Weights of evidence modelling: a new approach to mapping mineral potencial. *Geological survey of canada* , 171-183.

Bravo, P. (2001). *Geología del Borde Oriental de la cordillera de la costa entre los Ríos Mataquito y Maule, VII región*. Santiago: Universidad de Chile, Departamento de Geología.

Browne, P. (1978). Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annual Review of Earth and Planetary Science* , 229–250.

Carranza, E. J., Wibowo, H., Barrit, S. D., & Sumintadireja, P. (2008). Spatial data analysis and integration for regional-scale geothermal potential mapping, West Java, Indonesia. *Geothermics* 37 , 267-299.

Cataldi, R., Lazzarotto, A., Muffler, P., Squarci, P., & Stefani, G. (1978). ASSESSMENT OF GEOTHERMAL POTENTIAL OF CENTRAL AND SOUTHERN TUSCANY. *Geothermics* , 91-131.

Cembrano, J., & Lara, L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* , 96-113.

Centre, I. S. (2001). On - line Bulletin, <http://www.isc.ac.uk>. Thatcham, Unites Kingdom.

Charrier, R. e. (2002). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36° S.L.). *Journal of South American Earth Sciences* , 117-139.

Charrier, R., & Lillo, F. (1973). *Geología regional y geoquímica del drenaje de las provincias de O'Higgins y Colchaugua*. Instituto de Investigación de Recursos Naturales.

Charrier, R., Wyss, A., Flynn, J., Swisher, C., Norell, M., Zapatta, F., y otros. (1996). New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Valley (35°s), central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9, , 393-422.

Colin, F. W., Marshall, J. R., & Robert, H. M. (2008). *A Review of Methods Applied by the U.S. Geological Survey in the Assessment of Identified Geothermal Resources*. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey.

Coolbaugh, M. F., & Shevenell, L. A. (2004). A Method for estimating Undiscovered Geothermal Resources in Nevada and the Great Basin. *Geothermal Resources Council Transactions*, v. 28. , 13-18.

Coolbaugh, M., Kratt, C., Fallacaro, A., Calvin, W., & Taranik, J. (2006). Detection of geothermal anomalies using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection

Radiometer (ASTER) thermal infrared images at Bradys Hot Springs, Nevada, USA. *Remote Sensing of Environment* , 350–359.

Dall'aglio, M. (1991). Biogeochemical Cycles of Elements. En F. D. (ed), *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development* (págs. 1-35). Roma: United Nations Institute for Training and Research.

Davidson, J. (1971). Tectonica y paleogeografía de la Cordillera Principal en el área de la Nacientes del Teno, Curicó, Chile. *Memoria. Universidad de Chile*.

De Silva, S., & Francis, P. (1991). *Volcanoes of the Central Andes*. Berlin: Springer-Verlag Berlin and Heidelberg GmbH & Co. KG.

Dirección Meteorológica de Chile. (2011). Recuperado el Marzo de 2011, de http://www.meteochile.cl/climas/climas_septima_region.html

Ellis, A. J., & Mahon, W. A. (1967). Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions (Part II). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31(4) , 519-538.

Faulín, J., & Ángel, J. A. (2005). *SIMULACIÓN DE MONTE CARLO CON EXCEL*. Secretaría de Estado de Educación y Universidades (MECD).

Fournier, R. O. (1977). Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5 , 41-50.

Fournier, R. (1991). Water geothermometers applied to geothermal energy. En (. D'Amore, *Applications of geochemistry in geothermal reservoir development* (págs. 37-69). USA: United Nations Institute for Training and Research,.

Giambiagi, L. B. (2003). Deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal, entre los 33°30' y 33°45'S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* , 85-96.

Giambiagi, L., Bechis, F., García, V., & Clark, A. (2008). Temporal and spatial relationships of thick- and thin-skinned deformation: A case study from the Malargüe fold-and-thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics* , 123–139.

Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E., & German, B. (2009a). CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DEL SECTOR SUR DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DE MALARGÜE (35°-36°S): DISTRIBUCIÓN DEL ACORTAMIENTO E

INFLUENCIA DE ESTRUCTURAS PREVIAS. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* , 140-153.

Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E., & German, B. (2009b). Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Journal of Structural Geology* , 1443-1457.

Giggenbach, W. F. (1991). Chemical Techniques in Geothermal Explorations. En F. D'Amore, *Applications of Geochemistry in Geothermals Reservoir Development* (págs. 119-144). Roma: United Nations Institute for Training and Research.

Giggenbach, W. F. (1988). Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52(12) , 2749-2765.

Giggenbach, W. (1997). The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. En *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, (3rd ed.)* (págs. 737-790). Lower Hutt, New Zealand: H.L. Barnes.

Giggenbach, W., & Goguel, R. (1989). *Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges, unpublished report*. Petone, New Zealand.: Department of Scientific and Industrial Research.

González, O., & Vergara, M. (1962). Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38°S. *Instituto Geología, Universidad de Chile, Santiago*, v. 24. , p 70.

Gonzalez-Ferrán, O. (1995). *Volcanes de Chile*. Santiago: Instituto Geográfico Militar.

Grant, M., Donaldson, I., & Bixley, P. (1982). Geothermal Reservoir Engineering. *Academic Press, New York* , pág. 369.

Groeber, P. (1946). Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°; 1, Hoja Chos Malal. *Asociación Geológica Argentina, Revista, Vol. 1, No. 3.* , 177-208.

Grunder, A. L., & Mahood, G. A. (1988). Physical and Chemical Models of Zoned Silicic Magmas: The Loma Seca Tuff and Calabozos Caldera. *Journal of Petrology* , 831-867.

Grunder, A. L., Thomson, M. J., & Hildreth, W. (1987). The Hydrothermal System of the Calabozos Caldera, Central Chilean Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , 287-298.

Gutierrez, F., & Parada, M. (2010). Numerical Modeling of Time-dependent Fluid Dynamics and Differentiation of a Shallow Basaltic Magma Chamber. *Journal Of Petrology* , 731-762.

Hanano, M. (2000). TWO DIFFERENT ROLES OF FRACTURES IN GEOTHERMAL DEVELOPMENT. *Proceedings World Geothermal Congress*. Kyushu - Tohoku, Japan.

Haraldur Sigurdsson, (. (2000). *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press.

Harvey, C., & Browne, P. (1991). Mixed layer clay geothermometer in the Wairakei geothermal field, New Zealand. . *Clays and Clay Minerals*, 39 , 614–621.

Healy, J. (1970). Pre-investigation geological appraisal of geothermal fields. *Geothermics Special Issue 2* . , 571–577.

Hildred, W., Grunder, A., & Drake, R. (1984). The Loma Seca Tuff and the Cabalozos caldera: A major ash-flow and caldera complex in the southern Andes of central Chile. *Geological Society of American Bulletin* , 45-54.

Hildreth, W., & Drake, R. (1992). Volcán Quizapu, Chilean Andes. *Bulletin of Volcanology* , 93-125.

Iguchi, M., & al., e. (1997). Increase in seismic activity in 1997 at Guntur volcano, West Jawa Indonesia. *Proceedings of the International Symposium on Natural Disaster Prediction and Mitigation.*, (págs. 225–232.). Kyoto, Japon.

Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V., & Ando, C. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Study of America Bulletin* , 341-361.

Julian, B., & Foulger, G. (2004). Microearthquake focal mechanisms—a tool for monitoring geothermal systems. *GRC Bulletin 33* , 66–171.

Klein, C. W., Henneberger, R. C., Robertson-Tait, A., Shultz, R. R., Sanyal, S. K., Velázquez, L., y otros. (2001). A New Geothermal Resource Map of Nicaragua. *Geothermal Resources Council Transactions*, Vol. 25 , 26-29.

Klohn, C. (1960). Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central. *Instituto de Investigaciones Geológicas, v. Boletín n°8.* , 95.

Kratt, C., Calvin, W. M., & Coolbaugh, M. F. (2010). Mineral mapping in the Pyramid Lake basin: Hydrothermal alteration, chemical precipitates and geothermal energy potential. *Remote Sensing of Environment* , 2297–2304.

Kratt, C., Calvin, W., & Coolbaugh, M. (2006). Geothermal exploration with Hymap hyperspectral data at Brady–Desert Peak, Nevada. *Remote Sensing of Environment* , 313–324.

Lahsen, A., Muñoz, N., & Parada, M. A. (2010). Geothermal Development in Chile. *Proceedings World Geothermal Congress 2010* , 25-29.

Le Roux, J. (1997). Palaeogeographic reconstruction using composite maps, with case studies from three continents. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* , 51-63.

Legarreta, L., & Uliana, M. (1996). The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 120. , 303-330.

Lopez, L., & Munizaga, F. (1983). Características geoquímicas y Petrogénesis del Complejo Volcánico Laguna del Maule, Andes del Sur, 36°00`S. *Revista Geológica de Chile* , 3-24.

McKelvey. (1972).

methods, S. ((1992)). *Standard methods for the examination of water and wastewater (18th EDN.)*. American Public Health Association.

Michard, G. (1991). The Physical Chemistry of Geothermal Systems. En F. D. (ed), *Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development* (págs. 197-214). Roma: United Nations Institute for Training and Research.

Minería, S. N. (2002). Mapa Geológico de Chile, escala 1:1.000.000. *Carta Geológica de Chile, serie geológica básica NI 75* . Santiago.

Muffler Patrick, L. (1981). GEOTHERMAL RESOURCE ASSESSMENT. En L. Rybach, & P. Muffler, *Geothermal Systems: Principles and Case Histories* (págs. 181-198). John Wiley & Sons Ltd.

Muffler, P., & Cataldi, R. (1977). *METHODS FOR REGIONAL ASSESSMENT OF GEOTHERMAL RESOURCES*. U. S. Geological Survey.

Muffler, P., & Cataldi, R. (1978). METHODS FOR REGIONAL ASSESSMENT OF GEOTHERMAL RESOURCES. *Geothermics* , 53-89.

Muñoz, J., & Niemeyer, H. (1984). Carta Geológica de Chile, escala 1:250.000, Hoja Laguna del Maule. Santiago, Región del Maule, Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería.

Murray, K., & Wade, P. (1996). Checking anion-cation charge balance of water quality analyses: Limitations of the traditional method for non potable waters. *Water SA Vol. 22. N° 1* .

Naranjo, J., & Haller, M. (2002). Erupciones holocenas principalmente explosivas del volcán Planchón, Andes del sur (35°15'S). *Revista geológica de Chile* , 93-113.

Nash, G. D., Johnson, G. W., & Johnson, S. (2004). Hyperspectral detection of geothermal system-related soil mineralogy anomalies in Dixie Valley, Nevada: a tool for exploration. *Geothermics* , 695–711.

Noorollahi, Y., i Itoi, R., Fujii, H., & Tanaka, T. (2007). GIS model for geothermal resource exploration in Akita and Iwate prefectures, northern Japan. *Computers & Geosciences 33* , 1008–1021.

Palma, R., López-Gómez, J., & Piethé, R. (2007). Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquén Basin, Argentina: Facies and depositional sequences. *Sedimentary Geology*, v. 195 , 113-134.

Pardo-Casas, F., & Molnar, P. (1987). RELATIVE MOTION OF THE NAZCA (FARALLON) AND SOUTH AMERICAN PLATES SINCE LATE CRETACEOUS TIME. *Tectonics* , 233-248.

Piquer, J., Castelli, J., Charrier, R., & Yáñez, G. (2010). El Cenozoico del alto río Teno, Cordillera Principal, Chile central: estratigrafía, plutonismo y su relación con estructuras profundas. *Andean geology*, v. 37, , 32-53.

Pramono, B., & Colombo, D. (2005). Microearthquake characteristics in Darajat geothermal field Indonesia. *Proceedings of the World Geothermal Congress*. Antalya, Turkey.

Sanyal, S. K., Henneberger, R. C., Klein, C. W., & Decker, R. W. (2002). A methodology for Assessment of geothermal Energy Reserves Associated with Volcanic Systems. *Geothermal Resources Council Transactions*, Vol. 26 , 22-25.

Schiller, W. (1912). La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de de la provincia de San Juan. *Ministerio de Agricultura de la Nación. Sección Geología, Mineralogía y Minería. Anales* , 1-68.

Sellés, D., Rodríguez, C., Dungan, M. A., Naranjo, J. A., & Gardeweg, M. (2004). Geochemistry of Nevado de Longaví Volcano (36.2°S): a compositionally atypical arc volcano in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Revista geológica de Chile* , 293-315.

Siebert, L., Simkin, T., & Kimberly, P. (2011). *Volcanoes of the World*. University of California press and Smithsonian Institution.

Silvestro, J., & Kraemer, P. e. (2005). Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35°- 36° S, Malargüe. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* , 627-643.

Singer, B., Thompson, R., Dungan, M., Feeley, T., Nelson, S., & Pickens, J. (1997). Volcanism and erosion during the past 930 k.y. at the Tatara–San Pedro complex, Chilean Andes. *Geological Society of America Bulletin* , 127-142.

Smith, R., & Shaw, H. (1975). Igneous-Related Geothermal Systems. En D. White, & D. Williams, *Assessment of Geothermal Resources of the United States* (págs. 58-83). Arlington: U.S. Government Printing Office.

Stefansson, V. (2005). World Geothermal Assessment. *Proceedings World Geothermal Congress*, (págs. 24-26). Antalya.

Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, vol. 31 .

Tapia, F. F. (2010). *ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SECTOR OCCIDENTAL DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DE MALARGÜE EN EL CURSO SUPERIOR DEL RÍO COLORADO DE LONTUÉ (35°18' y 35°23'S), REGION DEL MAULE, CHILE*. Santiago.

Tassara, A., Gotze, H., Schmidt, S., & Hackney, R. (2006). Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research* , B09404, doi:10.1029/2005JB003976,.

The Australian Geothermal Reporting Code Committee. (2010). *The Geothermal Reporting Code*. Commonwealth of Australia.

Thiele, R. (1980). *Hoja Santiago, Región Metropolitana. Carta Geológica de Chile* 29. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Thomas, H. (1958). *Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta Barriga*. Santiago: Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, No. 2.

Tormey, D., Frey, F., & al., e. (1995). Geochemistry of the Active Azufre-Planchon-Peteroa Volcanic Complex, Chile (35°15'S): Evidence for Multiple Sources and Processes in a Cordilleran Arc Magmatic System. *Journal of Petrology* , 265-298.

Truesdell, A. H. (1991). Effects of Physical Processes on Geothermal Fluids. En F. D. (ed), *Aplication of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development* (págs. 71-92). Roma: United Nations Institute for Training and Research.

United.Nations. (1997). *United Nations International Framework Clasification for Resources/Reserves*. Geneva.

Ward, P. (1972). Microearthquakes: prospecting tool and possible hazard in the development of geothermal resource. *Geothermics 1.* , 3–12.

Ward, P., & Bjornsson, S. (1971). Microearthquakes, swarms and the geothermal areas of Iceland. *Journal of Geophysical Research 76.* , 3953–3982.

White, D., & Williams, D. (1975). *ASSESSMENT OF GEOTHERMAL RESOURCES OF THE UNITED STATES*. U.S. Government printing office.

Williams, A. F., Lawless, J. V., Ward, M. A., Holgate, F. L., & Larking, A. (2010). A Code for Geothermal Resources and Reserves Reporting. *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. Bali.

Wright, D. F. (1996). *EVALUATING VOLCANIC HOSTED MASSIVE SULFIDE FAVOURABILITY USING GIS-BASED SPATIAL DATA INTEGRATION MODELS, SNOW LAKE AREA, MANITOBA*. Ottawa, Canada, Canada: Ottawa-Carleton geoscience centre.