



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

**EVALUACIÓN DEL POTENCIAL DE GENERACIÓN DE ENERGÍA ELÉCTRICA
DEL CAMPO GEOTERMAL DE EL TATIO, ANTOFAGASTA, CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

CAROLINA PAZ FIGUEROA DONOSO

PROFESOR GUÍA:
ALFREDO LAHSEN AZAR
MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DIEGO MORATA CÉSPEDES
JUAN ROJAS ERAZO

SANTIAGO DE CHILE
2013

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE: Geóloga
POR: Carolina Figueroa Donoso
FECHA: 20/05/2014
PROFESOR GUÍA: Alfredo Lahsen

EVALUACIÓN DEL POTENCIAL DE GENERACIÓN DE ENERGÍA ELÉCTRICA DEL CAMPO GEOTERMAL DE EL TATIO, ANTOFAGASTA, CHILE

En el contexto energético de Chile, en que la capacidad instalada es de 18703.6 MW (correspondiente al 99 % de la capacidad instalada nacional), en que la matriz de energía eléctrica de Chile está compuesta principalmente por hidroelectricidad y generación de origen térmico, que la capacidad de generación debería aumentar en 800 MW/año y que el costo de energía eléctrica va en aumento con el tiempo, resulta imprescindible considerar nuevas formas de generar energía eléctrica.

Las características geológicas del país, con un arco volcánico activo con manifestaciones termales que se extienden de norte a sur, sugieren que Chile posee un alto potencial geotermal. En efecto, Lahsen (1986) realizó una estimación preliminar del potencial geotermal asociado a recursos de mediana a alta entalpia (> 150°C) en Chile. La estimación arrojó valores del orden de 16.000 MW por al menos 50 años que correspondería prácticamente a duplicar la capacidad actual de generación.

En el presente trabajo se realizan estimaciones del potencial de generación de energía eléctrica del Campo geotermal de El Tatio, que se ubica en la segunda región de Antofagasta, en el norte de Chile (22.33°S, 68.01°W), con el método del volumen con simulaciones de MonteCarlo. El método consiste en encontrar la función de probabilidad del potencial geotérmico a partir de variables aleatorias; evalúa la función a estudiar en 'n' escenarios diferentes seleccionados de manera aleatoria, asignando al azar un valor a cada variable en su dominio de pertenencia. Para llevar a cabo la estimación se analiza la geoquímica y geotermometría de las fuentes termales, se estiman los valores de los parámetros variables de la simulación teniendo en cuenta la geología. Se efectúan ajustes normal y de Birnbaum-Saunders (B-S) a los resultados junto con un análisis de sensibilidad de cada parámetro. Finalmente se compara con estimaciones hechas por empresas de exploración geotérmica.

Los resultados obtenidos indican que para B-S (el mejor ajuste) se tiene que con un 90% de probabilidad la capacidad de generación de energía eléctrica se encuentra en el rango superior a 33 MW, con un 55% de probabilidad en el rango superior a 59 MW y con un 10% de probabilidad en el rango superior a 93 MW. Mediante el análisis de sensibilidad, el escenario más favorable se alcanza con el valor máximo del área y es de 90.32 MW, comparable con la estimación hecha por Geotérmica del Norte (GDN, 2010) de 91 MW.

Hola Carolina que tal baby... Espero que lo
estés pasando chandelooo, apóndale hijito. Deja dormir a
tus amigos de noche o mejor no. molestelos hasta que se
despierten.

Al mejor papá del mundo.

AGRADECIMIENTOS

Al culminar esta etapa, me gustaría agradecer a todos quienes han formado parte de mi vida en especial a mi familia, a mis amigas. A mi papá por enseñarme desde muy chica a disfrutar la vida, a amar el deporte y la naturaleza, a dedicarme en los estudios al punto de ser destacada, a reírme con tu sentido del humor tan particular; el optimismo y perseverancia en la vida te lo debo a ti. A mi mamá que me acompañó en este proceso tan agotador, por su esfuerzo por ser la única dueña de casa desde hace ya once años. A mis tíos, que prácticamente nos adoptaron, nos entregaron amor y seguridad. A mis hermanitas, que han estado firmes y que autónomamente han sabido dirigir sus vidas y encaminar su futuro, por estar ahí cuando las necesito. A mi amigas Emily, Jechu y Anne-k que conozco desde mi infancia y con quienes comparto tantas experiencias lindas; por su amistad, apoyo y paciencia conmigo.

Recordar aquellos tiempos en Bachi, mis amigos y compañeros de estudio que se fueron por distintas vías, ese primer año que parecía perdido pero que con su mística enriqueció nuestra experiencia universitaria. Las amistades que nacieron en Beauchef, Victoria y Danilo, esas largas días y noches de estudio que luego continuaron con Angelito y Eduardo, el pelao. Agradecer a todos quienes estuvieron presentes en este periodo que, si bien no fue fácil, fue uno de los mejores de mi vida y siempre recordaré todas nuestras aventuras. A Maria Rosa y a la Blanquita ambas excelentes personas, dedicadas en su trabajo y dispuestas a ayudar. A mis profesores que me ayudaron en la finalización de este proceso, gracias por las correcciones y el aliento.

A todos ustedes, muchas gracias.

TABLA DE CONTENIDO

TABLA DE CONTENIDO	v
INDICE DE FIGURAS	vii
INDICE DE TABLAS	xi
1. INTRODUCCIÓN	1
1. Estado del arte	1
1.1. Formulación del estudio propuesto	1
1.2. Objetivos	4
1.2.1. Objetivo principal.....	4
1.2.2. Objetivos específicos.....	4
1.3. Hipótesis de trabajo	4
1.4. Metodología.....	5
2. ZONA DE ESTUDIO	6
2.1. Ubicación y accesos	6
2.2. Clima	8
2.2.1. Características generales	8
2.2.2. Precipitaciones locales	9
2.3. Hidrología.....	11
2.3.1. Aguas superficiales	11
2.4. Marco geológico.....	15
2.4.1. Marco geológico y tectónico regional.....	15
2.4.2. Marco geológico y tectónico de la región de Antofagasta.....	16
2.5. Geología del Campo Geotérmico de El Tatio	21
2.6. El Campo Geotermal de El Tatio	31
3. GEOQUÍMICA DE FUENTES TERMALES SUPERFICIALES Y POZOS	33
3.1. Introducción.....	33
3.2. Antecedentes teóricos.....	34
3.2.1. Clasificación geoquímica de aguas termales.....	35
3.2.1.1. Fluidos primarios	35
3.2.1.2. Fluidos secundarios.....	36
3.3. Resultados y discusión	38
3.3.1. Datos químicos y metodología de análisis de las aguas termales	38
3.3.2. Clasificación geoquímica de fluidos geotermales.....	40

3.3.2.1.	Diagrama ternario de aniones mayores.....	40
3.3.2.2.	Diagrama Piper	44
3.3.2.3.	Diagrama ternario Cl-Li-B.....	45
3.3.2.4.	Diagrama Schoeller.....	46
3.4.	Geotermómetros	48
3.4.1.	Geotermómetros de sílice.....	49
3.4.2.	Geotermómetros de cationes	51
3.5.	Análisis de la geoquímica de aguas.....	58
3.5.1.	Clasificación de las aguas y origen de los fluidos hidrotermales.....	58
3.5.2.	Geotermometría.....	59
4.	ESTIMACIÓN DE POTENCIAL	61
4.1.	Metodología.....	61
4.1.1.	Metodologías previas	61
4.1.1.1.	Calor remanente (Espíndola, 2006)	61
4.1.1.2.	Análisis volumétrico (Nathenson, 1975)	62
4.1.1.3.	Modelo volumétrico (Soengkono, 2000).....	64
4.1.2.	Modelo USGS con simulación de Montecarlo.....	66
4.2.	Aplicación del método USGS ‘ <i>Heat in place</i> ’	70
4.2.1.	Parámetros, variables aleatorias	70
4.2.2.	Resultados	87
5.	ANÁLISIS DE RESULTADOS Y DISCUSIÓN	92
5.1.	Análisis de los datos, comparación	92
5.2.	Análisis de sensibilidad	94
6.	CONCLUSIONES	103
7.	BIBLIOGRAFÍA	105

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Costo de energía eléctrica en países productores de cobre (Gómez, 2014).....	2
Figura 2. Gráfico que muestra la capacidad instalada actual por combustible en Chile para el SIC, SING y en conjunto (SIC+SING) (<i>Informe mensual DOP CDEC-SIC, 2014, Centrales Generadoras CDEC-SIC, 2014, Capacidad Instalada por Coordinado sitio CDEC-SING, 2014</i>).	3
Figura 3. Ubicación y acceso al campo geotermal de El Tatio. El ícono verde con una A indica la ciudad de Calama y el ícono verde con una B corresponde al campo geotermal de El Tatio. La ruta que une ambos puntos está marcada en azul (Google Maps).	6
Figura 4. Mapa de la zona indicando ubicación y vías de acceso de la zona de estudio (recuadro amarillo) (MOP, 2013).	7
Figura 5. Fotografía panorámica del área de estudio.	7
Figura 6. Climograma para la Estación El Tatio durante el periodo 1978-2013 (datos DGA, 2014).	9
Figura 7. Precipitaciones anuales (mm) medidas en la estación El Tatio (datos DGA, 2014).	9
Figura 8. Variaciones de las precipitaciones durante el periodo 1978-2013, diferenciadas en invierno (may-oct) y verano (nov-abr) (datos DGA, 2014).	10
Figura 9. Principales ríos de la región de Antofagasta (http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Rios-antofagasta-region.svg).	12
Figura 10. Sistema Geotermal El Tatio (Electroconsult, 1975).	14
Figura 11. Mapa esquemático, modificado de Stern (2004), de las cuatro zonas volcánicas activas en los Andes, geometría de la subducción indicado por la profundidad (en km) a la zona de Benioff, dorsales oceánicas, edades de las placas oceánicas cercanas a la fosa y dirección y tasas de convergencia a lo largo de los Andes. Los volcanes en Chile ocurren en la zona volcánica centro, sur y austral. El cuadro rojo encierra la ZVC.....	17
Figura 12. Mapa geológico simplificado de la Región de Antofagasta. CS, Cordillera de la Sal, LP, Llano de la Paciencia, SBF, Falla Sierra El Buitre (Mpodozis, 2005).	19
Figura 13. Mapa estructural esquemático para el norte de Chile entre 21° y 26°S. Basado en Cornejo <i>et al.</i> (1997), Camus (2003) and Cornejo (2005).	20
Figura 14. Mapa geológico de la zona de El Tatio (Modificado de Carta Geológica ENG, 2007).	30

Figura 15. Ubicación del Campo Geotermal de El Tatio. (APVC: Complejo volcánico Altiplano-Puna, según Zandt et al. 2003). El mapa muestra las áreas norte (A), centro (B) y sur (C) de géisers y manantiales calientes y la geología general (basado en Lahsen y Trujillo, 1976).....	31
Figura 16. Ubicación geográfica de las muestras estudiadas. En rosado se representa la ubicación de los pozos mientras que los manantiales están representados por los marcadores azules (Google Earth).....	41
Figura 17. Diagrama de aniones mayores (Giggenbach W. F., 1988) para las muestras de la zona de estudio.	44
Figura 18. Diagrama Piper de clasificación para las muestras de la zona de estudio.	45
Figura 19. Diagrama ternario Cl-Li-B (Giggenbach & Goguel, 1989) para las muestras de la zona de estudio. Se representa la composición de ciertas litologías con marcadores grises.	46
Figura 20. Diagrama Schoeller para las muestras de la zona de estudio.	47
Figura 21. 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).....	49
Figura 22. Diagrama de Na-K-Mg para geotermometría para las muestras de la zona de estudio.	54
Figura 23. Gráfico de temperaturas obtenidas con los geotermómetros de sílice para cada pozo.	56
Figura 24. Gráfico de temperaturas obtenidas con los geotermómetros de sílice para cada manantial.	56
Figura 25. Gráfico de temperaturas obtenidas con geotermómetros de cationes para cada manantial.	57
Figura 26. Gráfico de temperaturas obtenidas con geotermómetros de cationes para cada pozo.	58
Figura 27. Modelo conceptual de un sistema geotermal hospedado en un estratovolcán andesítico (Goff y Janik, 2000).	59
Figura 28. Esquema de los pasos para obtener la estimación de potencial de generación (Modificado de Sarmiento, 2008).	69
Figura 29. Distribución de probabilidad acumulada para la variable aleatoria Capacidad.....	69
Figura 30. Traza de los perfiles (Google Earth).....	71
Figura 31. Resistividad de El Tatio, configuración Schlumberger. a) $AB/2=1000$ m, b) $AB/2=500$ m (Electroconsult, 1975).....	72

Figura 32. Perfil geológico de la sección que une los pozos 1, 2 y 5 (basado en Electroconsult, 1975).	73
Figura 33. Perfil geológico de la sección que une los pozos 9, 10, 11, 3, 7 y 12 (basado en Electroconsult, 1975).	74
Figura 34. Perfil geológico de la sección que une los pozos 1, 4, 9 y 6 (basado en Electroconsult, 1975).	75
Figura 35. Perfil geológico NW-SE a través de los pozos 1, 4, 9 y 7 (Lahsen y Trujillo, 1975).	76
Figura 36. Perfil de temperatura y zonas permeables a través de los pozos 1, 4, 9 y 7 (Lahsen y Trujillo, 1975).	76
Figura 37. Perfiles de temperatura para cada pozo (basado en Electroconsult, 1975).....	80
Figura 38. Ajustes para la densidad y el calor específico del agua en función de la temperatura. a) Gráfico para el ajuste de la densidad en función de la temperatura. b) Gráfico para el ajuste del calor específico en función de la temperatura.....	82
Figura 39. Expresión obtenida para el ajuste realizado a partir de la herramienta <i>Curve fitting</i> de MATLAB 7.12.0. a) Ajuste para la densidad del agua. b) Ajuste para el calor específico del agua.	83
Figura 40. Correlación entre la eficiencia de conversión termal y las temperaturas de reservorio (Sarmiento, 2008; Nathenson, 1975; Bodvarsson, 1974).	84
Figura 41. Correlación entre la eficiencia de conversión termal y las temperaturas del reservorio con el rango de temperatura establecido en este caso.	84
Figura 42. Histograma de frecuencia absoluta de la capacidad de generación de energía eléctrica del campo geotermal de El Tatio. Ajustes de distribución normal (rojo), Weibull (verde) y Birnbaum-Saunders (azul).	87
Figura 43. Densidad de probabilidad para la capacidad de generación de energía eléctrica del campo geotermal de El Tatio.	88
Figura 44. Distribución de frecuencia acumulada para el campo geotermal de El Tatio.	88
Figura 45. Histograma de frecuencia absoluta de la capacidad de generación de energía eléctrica para el nivel 1. Ajustes de distribución normal (rojo), Weibull (verde) y Birnbaum-Saunders (azul).	89
Figura 46. Densidad de probabilidad para la capacidad de generación de energía eléctrica del nivel 1.....	89
Figura 47. Distribución de frecuencia acumulada para el nivel 1.....	90

Figura 48. Histograma de frecuencia absoluta de la capacidad de generación de energía eléctrica para el nivel 2. Ajustes de distribución normal (rojo), Weibull (verde) y Birnbaum-Saunders (azul). 90

Figura 49. Densidad de probabilidad para la capacidad de generación de energía eléctrica del nivel 2..... 91

Figura 50. Distribución de frecuencia acumulada para el nivel 2..... 91

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Criterio para validar resultados de análisis geoquímicos de aguas (Standard methods, 1992).	39
Tabla 2. Análisis químicos de las aguas termales provenientes de pozos de Cusicanqui y/o Mahon, 1970 (rosado) y manantiales del catastro de Risacher y Hauser 2010 (azul) del área de El Tatio. Concentraciones de elementos en $mg \cdot l^{-1}$ (ppm). Balance Iónico (%).	42
Tabla 3. Expresiones más usadas para los geotermómetros de Sílice y rangos de temperatura confiables.	50
Tabla 4. Temperaturas estimadas con los geotermómetros de sílice, corregidas por efecto de pH y sin corregir. Se considera el geotermómetro de sílice amorfa, cristobalita alfa, de cuarzo sin y con máxima pérdida de vapor y el de calcedonia.	52
Tabla 5. Geotermómetros de cationes utilizados para los pozos y manantiales de la zona de estudio. Se aplican los geotermómetros de Na/K para diferentes autores y la respectiva corrección por Mg para el geotermómetro de Na-K-Ca.	55
Tabla 6. Niveles permeables atravesados en los pozos de 8 pulgadas (Lahsen y Trujillo, 1975).	77
Tabla 7. Espesores de los niveles permeables atravesados en los pozos.	77
Tabla 8. Estratigrafía según sondajes CORFO.	78
Tabla 9. Porosidad de las Formaciones del sector de El Tatio (Hochstein, 1970, 1971; Healy, 1974).	80
Tabla 10. Valores de los parámetros y su distribución asociada para el caso en que se considera un solo reservorio.	85
Tabla 11. Valores de los parámetros y su distribución asociada para el caso en que se consideran dos niveles permeables que conforman el reservorio.	85
Tabla 12. Resultados para un ajuste normal de la distribución para cada caso.	92
Tabla 13. Sensibilidad para cada parámetro que corresponde a una variable aleatoria en el caso de un reservorio único con la distribución normal.	95
Tabla 14. Sensibilidad asociada a los parámetros considerados variable aleatoria en el caso del nivel 1 con la distribución normal.	96
Tabla 15. Sensibilidad asociada a los parámetros considerados variable aleatoria en el caso del nivel 2 con la distribución normal.	97

Tabla 16. Sensibilidad para cada parámetro que corresponde a una variable aleatoria en el caso de un reservorio único con la distribución B-S.....	98
Tabla 17. Sensibilidad asociada a los parámetros considerados variable aleatoria en el caso del nivel 1 con la distribución B-S.....	99
Tabla 18. Sensibilidad asociada a los parámetros considerados variable aleatoria en el caso del nivel 2 con la distribución B-S.....	100
Tabla 19. Potencia probada (MWe) de los Campos Geotermiales listados; calculada a partir de pruebas de producción en pozos perforados. GDN: Geotérmica del Norte, CFG: Compañía Francesa de Geotermia (Lahsen y Rojas, 2012).....	102
Tabla 20. Potencia probable (MWe/km ²) de los Campos Geotermiales listados; calculada en el supuesto que la extensión del yacimiento sea aquella determinada por prospección geológica, geofísica y geoquímica. ENAP: Empresa Nacional del Petróleo, GGE: GeoGlobal Energy (Lahsen y Rojas, 2012).	102

1. INTRODUCCIÓN

1. Estado del arte

La exploración de prospectos geotermales en Chile se inicia en la década de 1970, con la perforación de pozos en el Campo Geotermal de El Tatio. Actualmente, se han llevado a cabo una gran cantidad de exploraciones geotermales, lo cual es impulsado por la necesidad de renovar la matriz energética del país que depende principalmente de la importación de recursos energéticos (combustibles fósiles).

Particularmente, los recursos geotermales en los Andes chilenos ocurren espacialmente relacionados con volcanismo activo (Lahsen et al. 2010); es entonces el contexto geológico 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 obteniendo un valor del orden de 16.000 MW por al menos 50 años.

Una metodología aplicada para determinar el potencial eléctrico de un campo geotermal es el método del volumen con simulación de MonteCarlo. Este ha sido aplicado en los campos geotermales ubicados en la zona occidental de Estados Unidos obteniendo un valor de 23000 MW para el potencial de generación de energía eléctrica para sistemas geotermales identificados de alta entalpía (temperaturas mayores a 150°C) y a profundidades menores de 3 km (Muffler, 1979). Algunos cambios se han efectuado en las consideraciones del método tales como los modelos de rangos de temperatura y profundidad para la generación de energía eléctrica, la preferencia de ciertos geotermómetros para la estimación de temperatura de reservorios, en las estimaciones del volumen de reservorios y en los factores de recuperación de energía geotermal. Los ajustes en los factores de recuperación esperados permiten explicar el comportamiento de reservorios dominados por un fracturamiento heterogéneo (Williams et al., 2008).

1.1. Formulación del estudio propuesto

Al mes de enero 2014, en Chile, la capacidad instalada del Sistema Interconectado Central (SIC) es de 14100.6 MW y la del Sistema del Norte Grande (SING) es de 4603.0 MW. Dado que actualmente en conjunto (SIC+SING) se encuentran instalados 18703.6 MW (correspondiente al 99 % de la capacidad instalada nacional), que la matriz de energía eléctrica

de Chile está compuesta en un 3.76 % de participación de ERNC, 32.0 % de hidroelectricidad y 64.2 % de generación de origen térmico y que la capacidad de generación debería aumentar en 800 MW/año, resulta imprescindible considerar nuevas formas de generar energía eléctrica. (Generadoras de Chile A.G., 2014) (Figura 2).

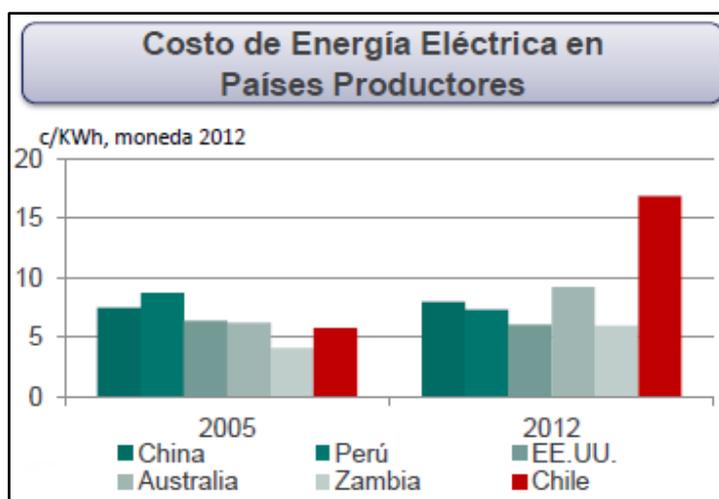


Figura 1. Costo de energía eléctrica en países productores de cobre (Gómez, 2014).

En este contexto y ante una demanda creciente de energía y un costo de energía eléctrica que va en aumento con el tiempo (Figura 1), es necesario buscar formas de generación de energía alternativas. En el caso de la industria minera, correspondiente al 90 % de la demanda del SING (CDEC-SING, 2014), esto afecta directamente en la producción de cobre, la cual se ha estancado y corresponde a un porcentaje importante del PIB nacional, 13 % (Banco central de Chile, 2013). Dentro de las opciones para aumentar la generación de energía se presentan una mayor utilización de GNL (principalmente es gas importado) o carbón, la hidrogenación (escasa en el SING dadas las condiciones climáticas) y las ERNC. Como posible solución surge entonces la geotermia que, pese a ser un tipo de energía con alto potencial en Chile dadas las características geológicas del país, aun no se desarrolla a cabalidad. En el caso de la energía geotérmica, Lahsen (1986) en estudios preliminares estimó un potencial geotermal de los Andes chilenos del orden de 16000 MW, lo cual permitiría prácticamente duplicar la capacidad de generación actual.

SIC	Potencia [MW]
Embalse	3.725,0
Gas Natural	2.776,9
Carbón	2.394,3
Diesel	2.276,3
Hídrico Pasada	2.245,1
Biomasa	381,7
Eólico	293,0
Solar	8,3
Total	14.100,6

SING	Potencia [MW]
Gas Natural	2.111,7
Carbón	2.099,7
Fuel Oil Nro. 6	185,5
Diesel	135,7
Diesel + Fuel Oil	40,8
Cogeneración	17,5
Hídrico Pasada	10,2
Solar	2,0
Total	4.603,0

SIC + SING	Potencia [MW]
Gas Natural	4.888,6
Carbón	4.494,0
Embalse	3.725,0
Derivados Petróleo	2.638,3
Hídrico Pasada	2.255,3
Biomasa	381,7
Eólico	293,0
Cogeneración	17,5
Solar	10,3
Total	18.703,6

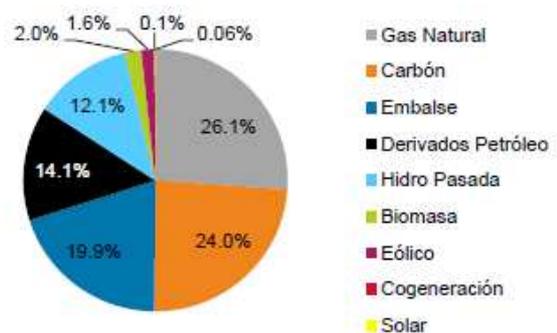
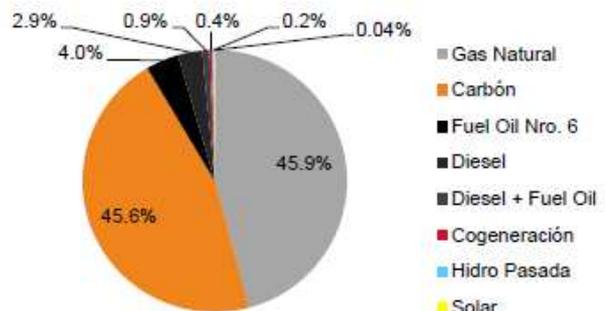
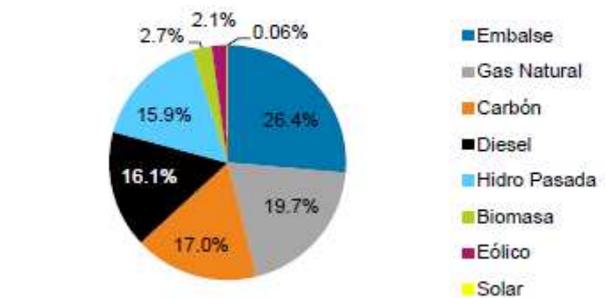


Figura 2. Gráfico que muestra la capacidad instalada actual por combustible en Chile para el SIC, SING y en conjunto (SIC+SING) (Informe mensual DOP CDEC-SIC, 2014, Centrales Generadoras CDEC-SIC, 2014, Capacidad Instalada por Coordinado sitio CDEC-SING, 2014).

Así, en este estudio se propone, a partir de la base de datos disponible y de la nueva información que se pueda aportar, realizar una estimación de la potencial capacidad de generación de energía eléctrica del Campo Geotermal de El Tatio. Este cálculo podría contribuir a la aplicación a posteriori en otras fuentes geotermales de los Andes así como también, a largo plazo, a la diversificación inminente de la matriz energética del país.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo principal

Determinar el potencial de generación de energía eléctrica del Campo Geotermal de El Tatio.

1.2.2. Objetivos específicos

Analizar la información geológica disponible del Campo Geotermal de El Tatio disponible para así determinar los parámetros de estimación de la probable capacidad de generación de energía eléctrica.

Discutir y comparar los resultados del método de estimación empleado.

1.3. Hipótesis de trabajo

Las hipótesis de trabajo que se proponen son:

- Se dispone de una base de datos lo suficientemente extensa que permitirá estimar los parámetros del reservorio y la zona de permeabilidad de manera confiable.
- En un contexto de subducción con un arco volcánico activo, es posible asociar las manifestaciones geotermales en superficie con una fuente de calor correspondiente a un sistema magmático - hidrotermal.
- Es posible obtener una estimación del potencial de generación de energía eléctrica acorde con las características del reservorio.

1.4. Metodología

En primer lugar se hará la recopilación de la información acerca de los estudios previos realizados en el campo geotermal de El Tatio y posteriormente, el tratamiento de esta base de datos. Para ello, se realizarán estimaciones de los parámetros de reservorio, el área, profundidad y espesor del reservorio así como una estimación de la temperatura y del factor de recuperación termal, necesarios para el siguiente paso que corresponde a la estimación del volumen. Estos parámetros son variables de caso a caso por lo que es necesario tener una buena base de datos para estimarlos.

A partir del volumen estimado y la temperatura promedio, se calcula el calor *in situ* (heat-in-place) sobre un nivel de temperatura de referencia (temperatura ambiente o de inyección). A partir de la energía termal *in situ* se determinan las reservas de energía termal recuperable mediante un factor de recuperación. Las reservas de energía eléctrica se calculan a partir de las reservas de energía termal disponible considerando la eficiencia de la conversión de la energía, parámetro más bien fijo. Finalmente, dada una estimación de vida de la planta y un factor de capacidad de la planta, se calcula la capacidad (MW) del campo a partir de las estimaciones de reservas de energía recuperables (Sanyal y Sarmiento, 2005).

Para las estimaciones y las simulaciones, se utilizará el programa MATLAB 7.12.0, con el cual es posible hacer iteraciones usando la simulación de Monte Carlo. Luego, se obtendrá la probabilidad de que ocurra un escenario respecto a otro pudiendo así ir descartando y dejando la opción más confiable con los valores para los parámetros del reservorio más apropiados siempre con un grado de incertidumbre (estimaciones).

2. ZONA DE ESTUDIO

2.1. Ubicación y accesos

El Campo Geotermal de El Tatio se ubica en la segunda región de Antofagasta, en el norte de Chile, en la zona norte del Desierto de Atacama (22.33°S , 68.01°W).

El área de estudio se localiza a 56 km al Noroeste de San Pedro de Atacama y a 110 km al Este de Calama, al cual es posible acceder mediante dos vías principales, que presentan un suelo semi-estabilizado, en regular estado de conservación, las cuales pueden quedar intransitables en el periodo estival, cuando el área se ve afectada por intensas precipitaciones pluvio-nivales. La primera de las vías corresponde a la ruta nacional B-235, que conecta la localidad de San Pedro de Atacama con la ruta B-245, en un tramo de 44 km. Desde este punto, continua por la ruta B-245 hasta la zona del campo geotérmico de El Tatio, en una distancia de 45 km.

La segunda vía corresponde a la ruta nacional B-165, Calama-Linzor, en una distancia de 49 km. Desde este sector continua por la ruta B-159, por 52 km hasta conectar con la ruta B-245 a la altura del km 76 (Figura 3 y Figura 4).

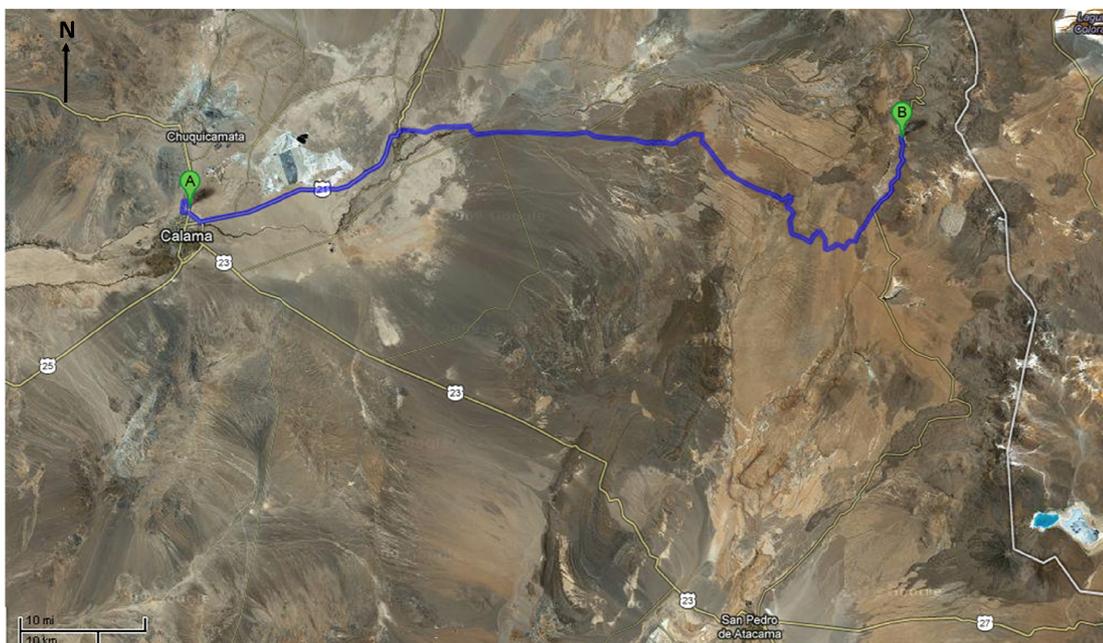


Figura 3. Ubicación y acceso al campo geotermal de El Tatio. El ícono verde con una A indica la ciudad de Calama y el ícono verde con una B corresponde al campo geotermal de El Tatio. La ruta que une ambos puntos está marcada en azul (Google Maps).



Figura 4. Mapa de la zona indicando ubicación y vías de acceso de la zona de estudio (recuadro amarillo) (MOP, 2013).



Figura 5. Fotografía panorámica del área de estudio¹.

¹ <http://www.flickr.com/photos/gerardprins/4381500964/in/photostream/>

2.2. Clima

2.2.1. Características generales

A partir de la clasificación climática de Köppen (1936), la II Región de Antofagasta se encuentra inserta dentro de la zona correspondiente al clima árido y frío (BWk). Las condiciones climáticas en esta región se caracterizan por presentar una marcada aridez y escasez de agua. Esta situación, en combinación con la escasa vegetación existente, define un paisaje natural denominado Desierto de Atacama. El principal factor que controla la vegetación en este tipo de clima no es la temperatura, sino que la sequedad. La aridez no corresponde únicamente a las precipitaciones, sino que también a las pérdidas de agua del suelo por evaporación (Figura 5).

Este clima es característico de la región altiplánica vecina al límite con Bolivia y Argentina en el norte del país, a una altura cercana a 4000 m sobre el nivel del mar. El efecto de la altura es el dominante sobre el clima: la temperatura es baja, el aire es seco y de una densidad relativamente baja comparado con las condiciones a nivel del mar. Las temperaturas mínimas diarias son en general inferiores a 0°C, pudiendo descender a valores por debajo de -10°C durante el invierno. El periodo de lluvias se concentra en el verano (diciembre - marzo) cuando llegan a la zona masas de aire húmedas provenientes desde la cuenca amazónica. Este periodo se identifica como "invierno altiplánico" y específicamente en Chile, como "invierno boliviano". A diferencia de las lluvias asociadas a sistemas frontales, en esta región la precipitación se asocia a la formación de nubosidad cumuliforme durante la tarde, cuando el calentamiento del suelo favorece el desarrollo de movimientos ascendentes. La vegetación es de tipo matorral, que se adapta a las particulares y extremas condiciones térmicas del Altiplano.

Por sobre los 3.500 m.s.n.m., altura sobre la que se emplaza el área de estudio, se presenta la región climática de estepa de altura, lo cual corresponde a la zona altiplánica o puna. En esta zona, el efecto de la altura es dominante sobre el clima, la temperatura es baja, el aire es seco y de una densidad relativamente reducida comparada con las condiciones a nivel del mar. Las temperaturas mínimas diarias son en general inferiores a 0°C durante el periodo de invierno. Las precipitaciones se concentran en el verano (diciembre a marzo) cuando llegan a la zona masas de aire húmedas originadas en la cuenca amazónica (Figura 6). Este fenómeno se identifica como "invierno altiplánico" y particularmente en Chile como "invierno boliviano". En esta región, las precipitaciones, a diferencia de las lluvias relacionadas a sistemas frontales, se asocian a la formación de nubosidad cumuliforme durante la tarde, cuando el calentamiento del

suelo favorece el desarrollo de movimientos ascendentes. La vegetación de esta región climática es de tipo matorral, la cual se adapta a las extremas condiciones térmicas del Altiplano².

A medida que se avanza hacia la zona sur del altiplano de la Región de Antofagasta, las lluvias de verano empiezan a decrecer y a mayor altura predominan las precipitaciones de tipo sólido. Por sobre los 5.700 m.s.n.m, las bajas temperaturas hacen que las nieves sean eternas, caracterizando las principales alturas de la región.

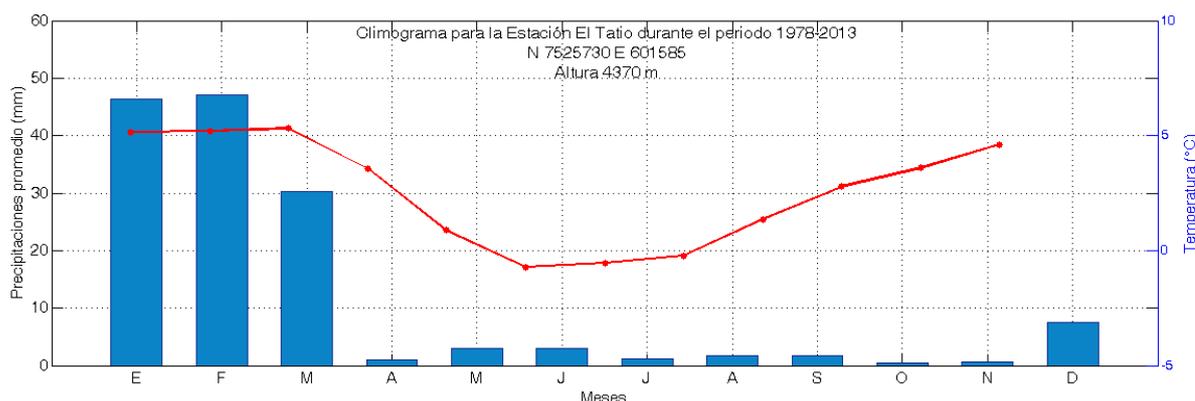


Figura 6. Climograma para la Estación El Tatio durante el período 1978-2013 (datos DGA, 2014).

2.2.2. Precipitaciones locales

A continuación se exponen las precipitaciones mensuales de la estación El Tatio durante el período 1978-2013, es decir en un intervalo de tiempo de 36 años (Figura 7).

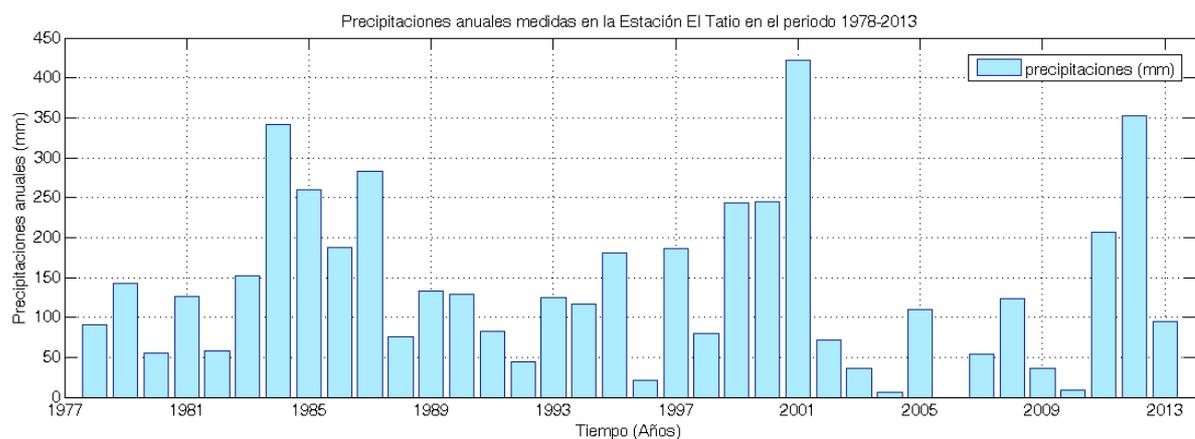


Figura 7. Precipitaciones anuales (mm) medidas en la estación El Tatio (datos DGA, 2014).

² Datos provenientes del sitio web: http://www.atmosfera.cl/HTML/temas/temas_02.html (Departamento de Geofísica Universidad de Chile).

En el gráfico anterior se observan claramente las variaciones que se registraron para el periodo 1978-2013. Si bien se destaca que las precipitaciones caídas son irregulares, es importante notar que las precipitaciones son bastante bajas, como se esperaría para las condiciones desérticas en el contexto climático del sector (con un promedio de precipitaciones anuales de 135.5 mm). En algunos años se registran el doble o incluso el triple de precipitaciones respecto al promedio (1984, 1987, 2001 y 2012), mientras que en otros están muy por debajo de este (1980, 1982, 1992, 1996, 2003, 2004, 2007, 2009 y 2010). Se observa una disminución drástica de las precipitaciones a partir de 2001 en adelante; recién en 2011 ocurre nuevamente un alza.

A continuación se presentan las variaciones de precipitaciones del mismo periodo de tiempo (1978-2013), durante invierno y verano (Figura 8).

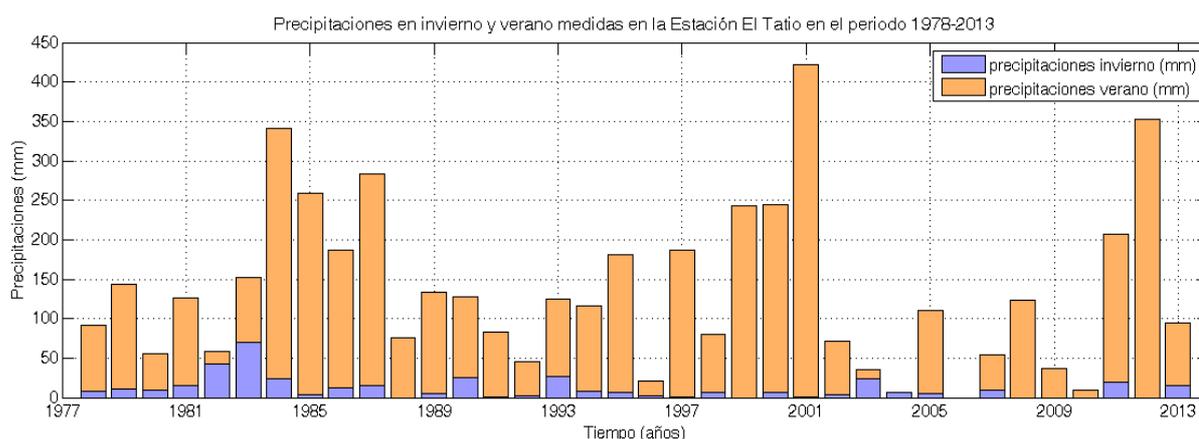


Figura 8. Variaciones de las precipitaciones durante el periodo 1978-2013, diferenciadas en invierno (may-oct) y verano (nov-abr) (datos DGA, 2014).

Analizando el gráfico de barras para las estaciones de invierno y verano se puede apreciar que existe una amplia diferencia entre ambas; mientras que en verano se concentra la mayoría de las precipitaciones, en invierno son casi nulas. Por lo tanto la contribución anual de precipitaciones está dada principalmente por las lluvias en verano. Esta distribución estacional de la lluvia es característica de las condiciones climáticas de la zona del altiplano chileno.

2.3. Hidrología

2.3.1. Aguas superficiales

En términos generales, los recursos de agua pertenecientes a la II Región de Antofagasta se encuentran en las cuencas ubicadas entre la Precordillera y la Cordillera de los Andes, conformando tanto glaciares en las altas cumbres como salares, lagunas, bofedales y algunos cursos de agua, pero fundamentalmente como agua subterránea. El agua proveniente de los deshielos cordilleranos, luego de infiltrarse, surge como vertientes para alimentar quebradas y ríos (Actualización Plan Regulador Calama, s/a).

El área de interés se encuentra inserta en la zona de recarga efectiva que se conforma por las cabeceras de las sub-cuencas del río Loa y del Salar de Atacama, a través de una red de cauces menores.

Los escasos montos de las precipitaciones registradas en el sector andino así como su alta concentración estacional condiciona, en términos generales, el nivel de escorrentía a lo largo de la red de drenaje, lo cual produce que mucho de los drenes se activen exclusivamente cuando se originan tormentas ocasionales en el periodo estival.

El río Salado, tributario del río Loa, se origina en los Géisers de El Tatio, a aproximadamente 4.200 m.s.n.m. Sus aguas escurren principalmente sobre rocas ignimbríticas, hasta confluir con el río Loa, luego de recorrer 80 km aguas abajo en dirección poniente. Su hoya hidrográfica es de 2.210 km². En la zona en que se origina recibe el aporte del río Tatio, mientras que en su tramo medio es alimentado por el Río Toconce unido con el Río Hojalar y Caspana. En el sector medio recibe aportes de aguas subterráneas, concediendo al Río Loa un caudal de 650 l/s. Entre sus características destaca la salinidad de sus aguas producto principalmente a sus orígenes en los Géisers de El Tatio (Figura 9).

Por otra parte, en el área de estudio es posible identificar una red semi-organizada conformada por cauces de drenaje estacional, los que nacen en los Cerros del Tatio y Cerro La Torta, cuyas aguas alimentan esporádicamente los cursos de los ríos Jauna y Tocopuri, ambos tributarios del Río Grande, el que en conjunto con otros afluentes originan al Río San Pedro, tributario del Salar de Atacama.

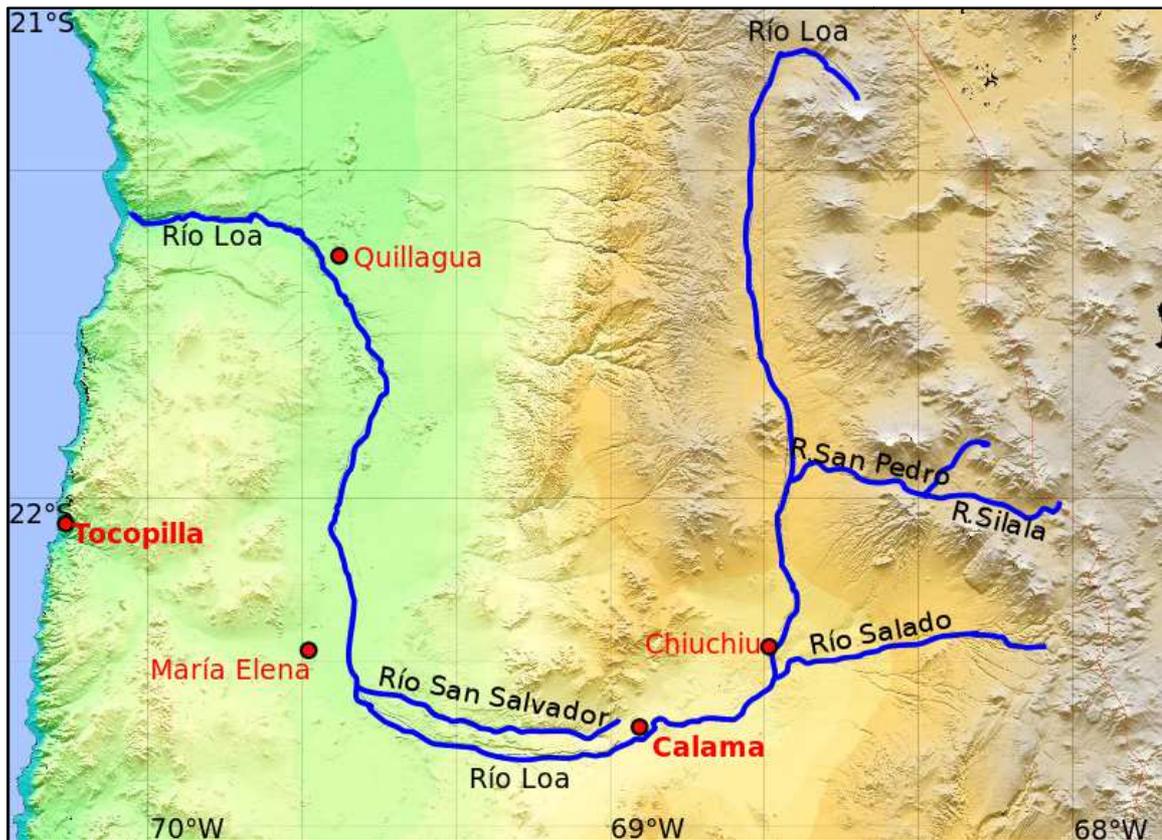


Figura 9. Principales ríos de la región de Antofagasta (<http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Rios-antofagasta-region.svg>).

2.3.2. Aguas subterráneas

Las aguas meteóricas frías (lluvia o nieve) al Este y/o al Sur-Este de El Tatio, dentro de un radio de 15-20 km, penetran debajo de Los Andes a una cierta profundidad y se mueven hacia el Oeste y Nor-Oeste con un gradiente hidráulico hacia el mar. Las aguas son calentadas por la energía residual proveniente del volcanismo local y son desviadas hacia la superficie como resultado de este calentamiento y la presencia de rasgos tectónicos permeables. El agua caliente alcanza la superficie en la cuenca de El Tatio mientras que el vapor calienta el agua meteórica justo al Este de El Tatio. La topografía local sugiere que el movimiento del agua caliente en la Cuenca ocurre en una pendiente bastante pronunciada. El tiempo de viaje de Este a Oeste podría ser del orden de 15 años (Figura 10).

El agua caliente que entra en la Cuenca es desviada hacia arriba y al Oeste siguiendo la dirección de la permeabilidad de la roca. Dentro de la Cuenca el agua caliente está

principalmente confinada en dos acuíferos los cuales están cubiertos cada uno por una capa impermeable de roca. El acuífero inferior corresponde a las Ignimbritas Puripicar y Salado sobre las cuales yacen las Tobas de Tucle impermeables. En el Centro, Sur y Sur-Este de la cuenca un segundo acuífero, las Dacitas de Tucle, están cubiertas por la Ignimbrita Tatio. Las Dacitas de Tucle no están presentes en los pozos 1, 2, 4 y 5 en los sectores Norte y Occidental de la Cuenca.

Cuando el agua caliente se mueve hacia la superficie hacia la base de las Tobas de Tucle ocurre ebullición dado que la presión de vapor y gas excede la presión confinante. El movimiento vertical hacia la superficie de las aguas calientes primarias ocurre en el Este de la Cuenca. La presión de confinamiento (presión del acuífero) en la base de las Tobas de Tucle es probablemente del orden de 370 psia y la temperatura en esta zona está controlada entre 215-230 °C por esta presión. El agua que ha ebullido y posteriormente se ha enfriado se mueve horizontalmente controlada por un gradiente de presión y hacia abajo en zonas donde el movimiento hacia la superficie del agua caliente es limitado. La diferencia de densidad entre el agua caliente y fría es significativa y el movimiento hacia debajo de aguas más frías produce una inversión termal bien definida en toda la Cuenca. El equilibrio termal entre la roca y el agua es alcanzado y mantenido, la temperatura del agua impone el gradiente de temperatura en el sistema en este acuífero. El vapor y el gas liberado del agua caliente se mueven hacia la parte superior de la Ignimbrita con el agua o fluye hacia la superficie, donde la permeabilidad lo permite (Mahon, 1974).

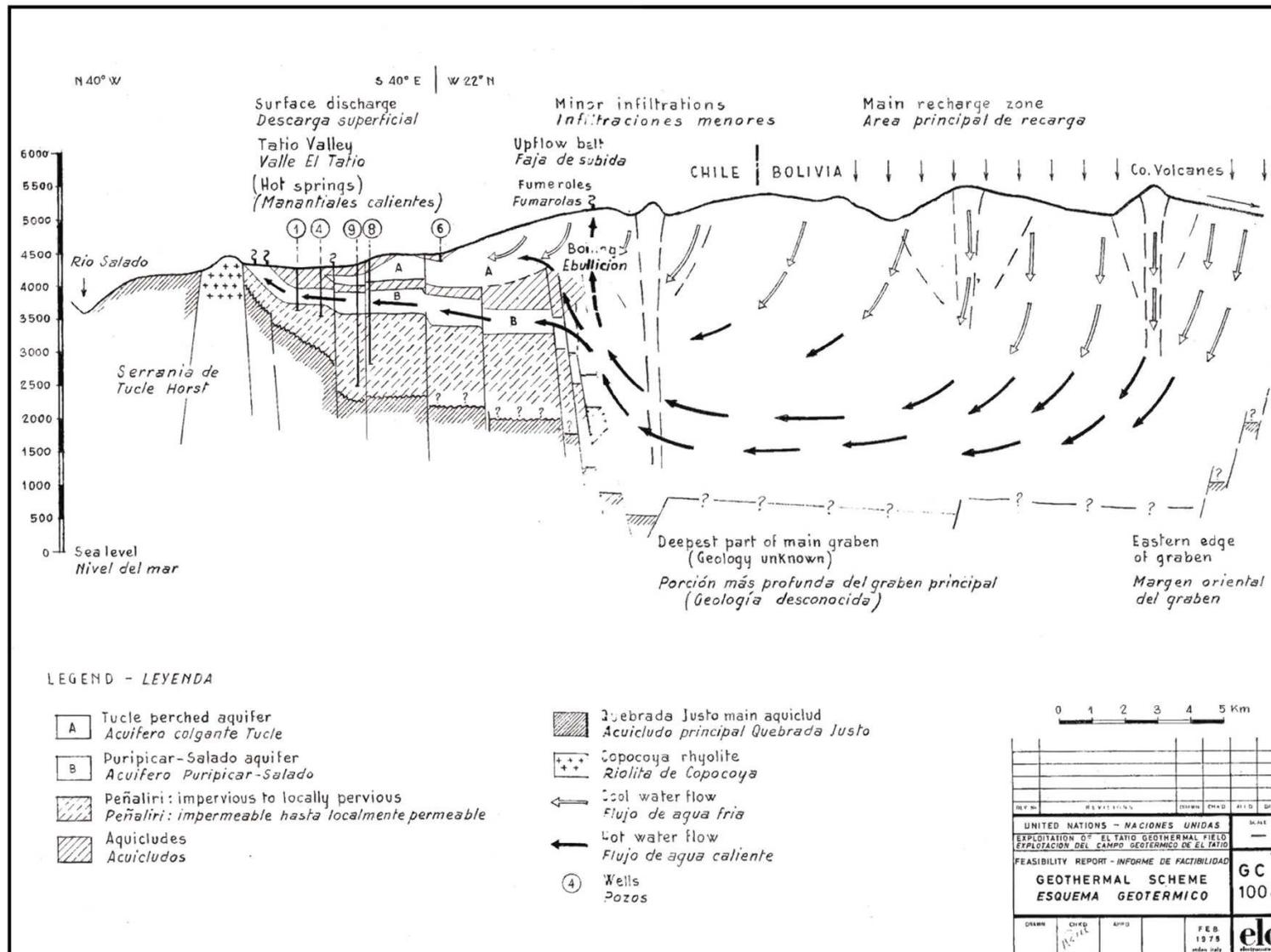


Figura 10. Sistema Geotermal El Tatio (Electroconsult, 1975).

2.4. Marco geológico

2.4.1. Marco geológico y tectónico regional

La Cordillera de los Andes es una cadena montañosa morfológicamente continua a lo largo del margen occidental de Sudamérica que se extiende por más de 7500 km, desde la Costa del Caribe en el norte hasta el Cabo de Hornos en el sur. 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 continental sudamericana (Stern, 2004) (Figura 11).

Si bien la subducción ha sido esencialmente un proceso continuo a lo largo de los Andes, su impacto en la evolución geológica del continente varía en el tiempo y a lo largo del rumbo (Jordan et al. 1983b, 2001). La cinemática de placas, la subducción de dorsales activas y/o pasivas, las zonas de fractura, la edad de las placas en la fosa y el cambio climático han sido considerados como factores que controlan la evolución geológica y segmentación de la placa continental (e.g. Jarrard 1986; Gutscher et al. 2000b; Yañez et al. 2001; Lamb & Davis 2003; Yañez & Cembrano 2004; Sobolev & Babeyko 2005). Los cuatro segmentos con volcanismo activo ocurren en zonas donde el ángulo de subducción es relativamente inclinado (25°), y entre ellos existen regiones donde el ángulo de subducción es relativamente plano (< 10°) a profundidades >100 km y el volcanismo está ausente (Stern, 2004).

La velocidad de convergencia entre la placa de Nazca, de edad <60 Ma, y la placa Sudamericana en el norte de Chile es de 7.8-8.4 cm/año (DeMets et al. 1990). La oblicuidad del ángulo de convergencia varía entre 0° a la latitud de Arica (18°S) y 24° al oeste del margen sur de la ZVC. El ángulo de subducción definido por la zona de Wadati-Benioff es de 25° (Cahill & Isacks, 1992) y bajo el norte de Chile, la placa subducida desciende hasta una profundidad >400 km (Dorbath et al. 1996). El espesor cortical bajo la ZVC es >70 km y la edad del basamento va desde ~2000 Ma en la parte norte del segmento en Perú, Chile y Bolivia hasta el Precámbrico tardío y Paleozoico bajo la parte sur de este segmento en el norte de Chile y Argentina. Este elevado espesor cortical bajo los Andes Centrales puede deberse al acortamiento cortical (Isacks, 1988; Beck et al., 1996; Allmendinger et al., 1997; Kley et al., 1999), a *underplating* (Tosdal et

al. 1984; Shmitz et al., 1997, 1999) o a una combinación de ambos (James, 1971; James & Sacks, 1999; Giese et al., 1999; Victor et al. 2004). El acortamiento cortical estimado para esta zona según el modelo estructural construido por Henríquez (2012) es de 210 km desde el Cretácico tardío hasta el presente equivalente a un 36 % de acortamiento tectónico. Bajo la Puna la variación mayor en el espesor cortical está dada en este modelo simple por la gran lámina de basamento (anticlinal de rampa) que se duplica. La estructura bajo la ZVC probablemente está controlada por estructuras de escama gruesa con una vergencia general hacia el este. Además, estas estructuras probablemente generaron cuencas compresivas tipo Cuenca de Atacama o tipo Puna durante el Eoceno-Oligoceno. Así, el actual arco volcánico se habría instalado en un contexto compresivo asociado a estructuras profundas de vergencia este (Henríquez, 2012). El frente volcánico de la zona volcánica central (ZVC; 14-28°S) se ubica aproximadamente a 120-150 km por sobre el *slab* subducido y 260-340 km al este de la fosa Chile-Perú, la cual tiene una profundidad superior a los 7000 m en el tramo de la ZVC (Thornburg & Kulm, 1987a; Hartley et al. 2000; Hartley 2003).

Las unidades principales a escala regional en la ZVC se observan en la imagen (Figura 11).

2.4.2. Marco geológico y tectónico de la región de Antofagasta

Las subdivisiones morfoestructurales en esta región de oeste a este son: la Península de Mejillones, la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Cordillera de Domeyko, la Depresión Preandina o de los Salares, la Cordillera Occidental, la Puna y la Cordillera Oriental. El registro geológico de estas unidades fisiográficas indica una migración hacia el este de un arco magmático relacionado a la subducción desde el Jurásico al presente.

La Península de Mejillones representa un bloque tectónicamente rotado de la plataforma continental que ha ido colapsando desde el Mioceno y expone depósitos neógenos (Niemeyer et al., 1996). Fallas de orientación NNW-SSE controlaron el desarrollo y subsidencia de un depocentro sedimentario, y su evolución (Okada, 1971; Niemeyer et al., 1996).

La Cordillera de la Costa representa un cordón montañoso de 1000-2000 m de altura con un inclinado acantilado costero (45°) y una superficie superior plana bien preservada (Hartley & Jolley, 1995; Niemeyer et al., 1996). Está compuesta principalmente por rocas intrusivas y volcánicas jurásicas (Mpodozis, 2005).

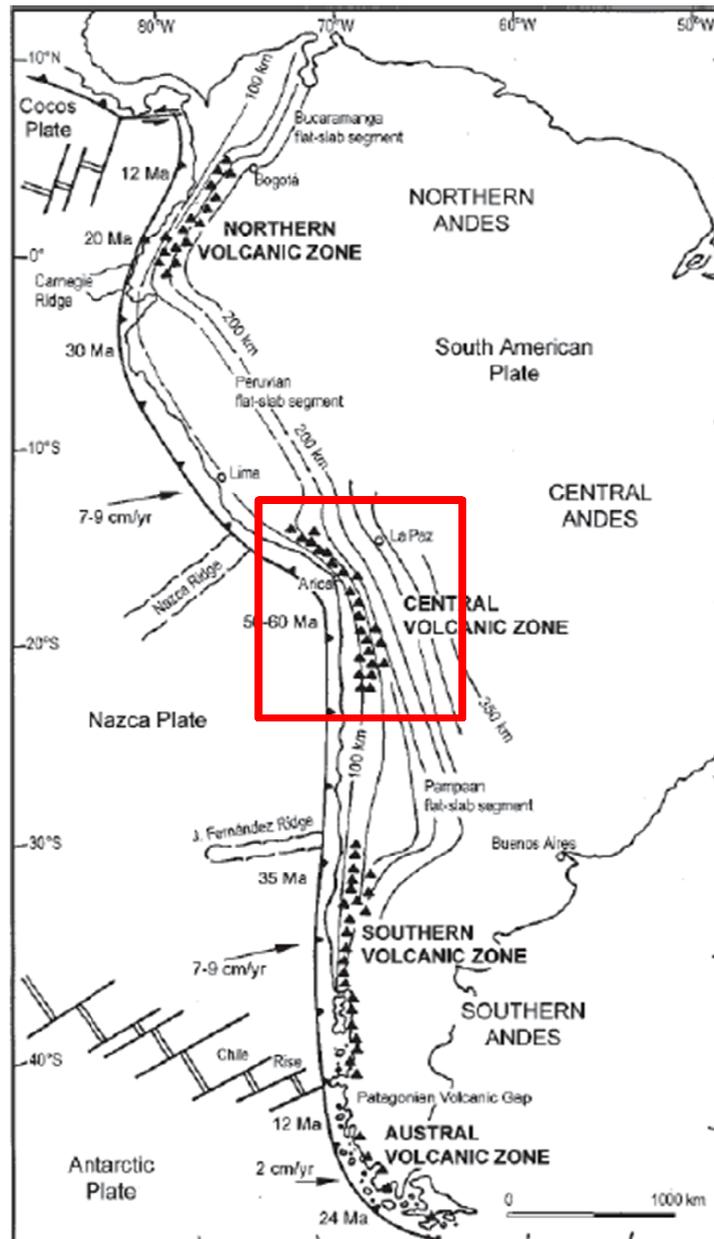


Figura 11. Mapa esquemático, modificado de Stern (2004), de las cuatro zonas volcánicas activas en los Andes, geometría de la subducción indicado por la profundidad (en km) a la zona de Benioff, dorsales oceánicas, edades de las placas oceánicas cercanas a la fosa y dirección y tasas de convergencia a lo largo de los Andes. Los volcanes en Chile ocurren en la zona volcánica centro, sur y austral. El cuadro rojo encierra la ZVC.

La Depresión Central corresponde a una cuenca paralela a la fosa que localmente contiene más de 1000 m de depósitos aluviales, fluviales, lacustres y evaporíticos del Cenozoico tardío al Cuaternario con rápidas variaciones de facies y espesores.

Al sur del valle del Río Loa, la Cordillera de Domeyko forma un elemento morfológico bien definido de orientación esencialmente N-S que localmente alcanza alturas de 4000 m. Está compuesta principalmente por ignimbritas y domos riolíticos del Carbonífero tardío al Pérmico temprano y en el borde oriental sobreyacen en discordancia sedimentos continentales del Cretácico al Mioceno (Mpodozis, 2005). La Cordillera de Domeyko consiste en *ridges* de basamento elongados (30 a >100 km) y anchos (10 km) que forman el núcleo de estructuras anticlinales mayores limitadas por fallas reversas paralelas e inclinadas, mientras que algunos pliegues menores que no involucran el basamento se desarrollaron en las rocas más superficiales. Este patrón estructural y la formación del Sistema de Falla de Domeyko de orientación N-S que se desarrolló a lo largo del eje de la Cordillera de Domeyko, fueron principalmente formados durante la Fase Incaica en el Eoceno (Maksaev, 1978; Maksaev & Zentilli, 1999; Reutter et al., 1996).

El Salar de Atacama es una depresión de 120 km de largo y 60-90 km de ancho de orientación N-S, limitada al oeste por la Cordillera de Domeyko y al este por la Cordillera Occidental o el arco volcánico actual. En esta región el arco volcánico está desviado al este a lo largo del rumbo por 300 km alrededor del salar. Actualmente, el Salar de Atacama, a 2300 m de altura, es una planicie desecada en el fondo de una cuenca de drenaje cerrada (Muñoz et al., 2002; Mpodozis, 2005) (Figura 12).

Además del alzamiento generalizado de la Península de Mejillones y de la Cordillera de la Costa desde el Plioceno, una deformación extensional superficial del Plioceno – Cuaternario a lo largo de la Cordillera de la Costa asociada con la actividad a lo largo de la Zona de Falla de Atacama (AFZ) ha sido demostrada para la región entre Iquique y Antofagasta (González et al., 2003). La geometría heredada de la AFZ consiste en una serie de dúplex *strike-slip* formados por fallas de rumbo N-S y fallas en rama (*splay*) de rumbo NW (González et al., 2003; Cembrano et al., 2005). La actividad Cenozoica a lo largo del patrón de la falla descrita es evidenciado por escarpes prominentes (30-100 m de altura) que controla la topografía en horst y graben de la Cordillera de la Costa (Arabasz, 1971; Okada, 1971; Hervé, 1987a; Naranjo, 1987; González & Carrizo, 2000, 2003). De Acuerdo a González (2003), se formaron hemi grabens a lo largo de las estructuras de rumbo N-S y manteo al este, mientras que un movimiento dextral asociado ocurre a lo largo de fallas en rama (*splay*) que conectan las fallas normales de rumbo N-S.

El patrón estructural de la Cordillera de Domeyko está determinado por bloques que se encuentran separados unos de otros por fallas de orientación N-S. La más importante de estas es

el Sistema de Falla de Domeyko (DFZ) que se extiende al norte y al sur del valle del río Loa y corta la cuenca Calama, influenciando la distribución de sus sedimentos. Este sistema de falla está ubicado a lo largo del eje del arco volcánico del Cretácico tardío al Eoceno y muestra evidencia de la inversión de fallas normales y de movimientos *strike-slip* tanto dextrales como sinestrales (Mpodozis et al., 1993; Charrier & Reutter, 1994; Tomlinson et al., 1994; Reutter et al., 1991, 1996; Dilles et al., 1997; Tomlinson & Blanco, 1997a, b; Reutter, 2001) Un importante número de pórfidos de cobre del Eoceno medio al Oligoceno temprano están distribuidos a lo largo del lado este de este sistema de falla de >200 km de largo (e.g. Rosario, Collahuasi-Ujina, Quebrada Blanca, El Abra, Chuquicamata, Mina Sur, M&M, Zaldívar, La Escondida y más al sur, Exploradora y Potrerillos) (Zappettini et al., 2001) (Figura 13).

Episodios de deformación contraccional desde el Oligoceno tardío en esta región, resultaron en un acortamiento reducido en el antearco (Lamb et al., 1997; Kley & Monaldi, 1998; Hartley et al., 2000). El alzamiento es conducido por la acreción y la formación de dúplex subcorticales de material removido por la erosión por subducción debajo del antearco (Rutland, 1971; Delouis et al., 1998; Hartley et al., 2000).

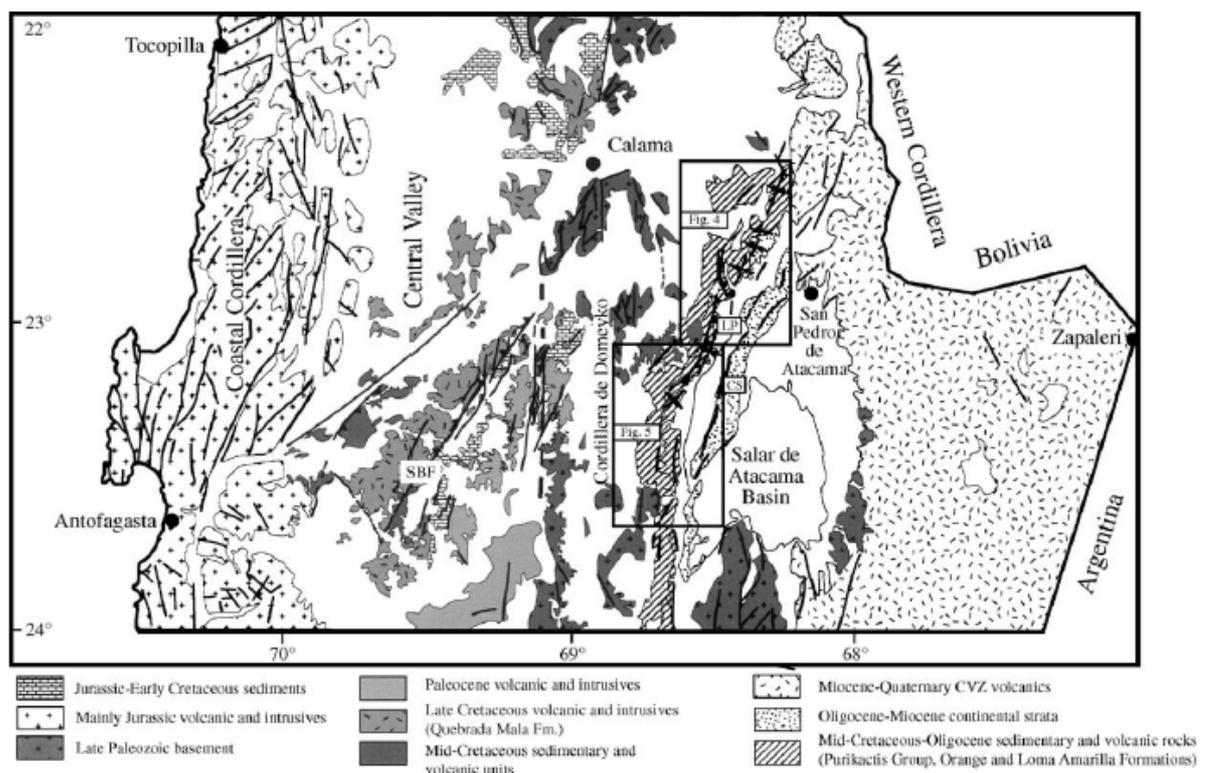


Figura 12. Mapa geológico simplificado de la Región de Antofagasta. CS, Cordillera de la Sal, LP, Llano de la Paciencia, SBF, Falla Sierra El Buitre (Mpodozis, 2005).

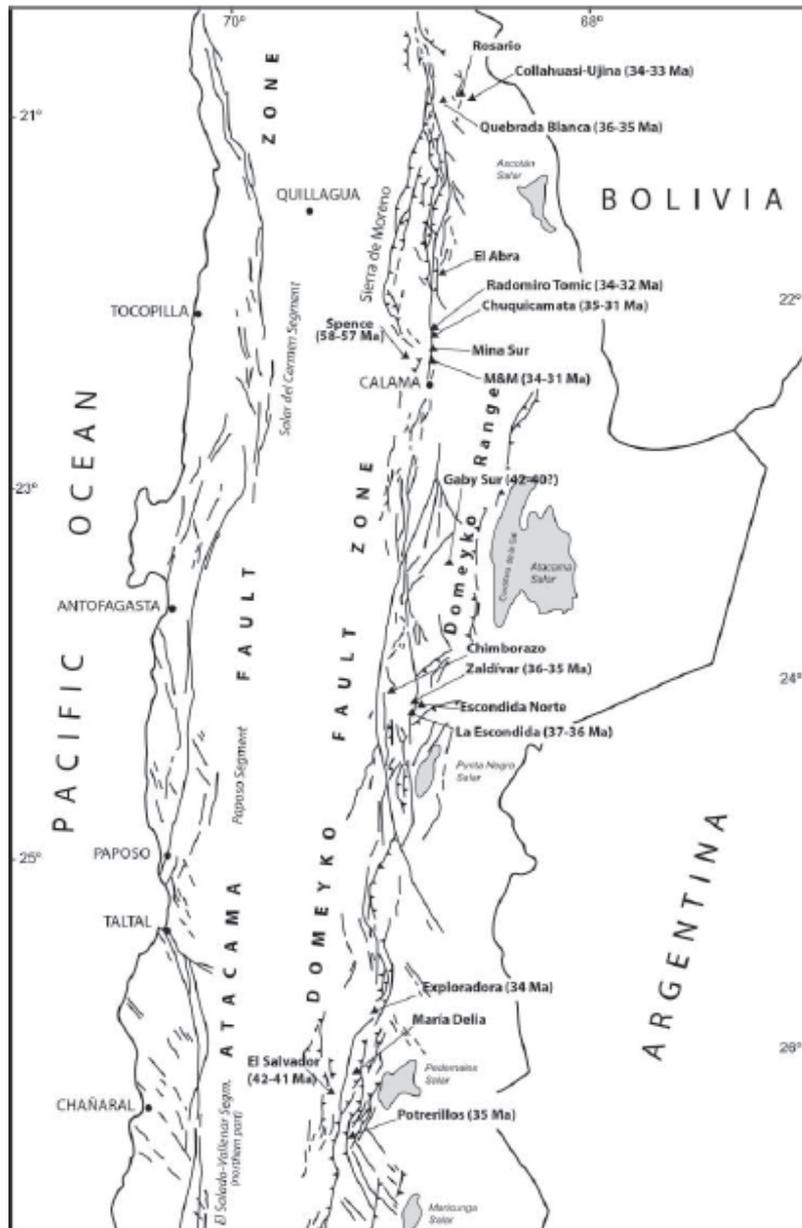


Figura 13. Mapa estructural esquemático para el norte de Chile entre 21° y 26°S. Basado en Cornejo *et al.* (1997), Camus (2003) and Cornejo (2005).

2.5. Geología del Campo Geotérmico de El Tatio

La exploración geotermal sistemática en el Tatio se inició a comienzos de 1968, como resultado de un convenio suscrito entre el gobierno de Chile y el Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo, de la cual surgieron levantamientos geológicos extensivos. En el marco del proyecto geotérmico realizado por CORFO-ONU también se hicieron investigaciones geoquímicas, geofísicas y de prospección directa mediante sondeos y pozos de hasta 1800 m de profundidad. Posteriormente, se puede destacar la compilación y revisión plasmada en la Hoja Calama de escala 1:250.000 realizada por Marinovic y Lahsen (1984).

FORMACIÓN LOMAS NEGRAS (Kp) (Lahsen, 1969)

La Formación Lomas Negras (Kp) ha sido correlacionada con la porción superior del Grupo Purilactis y corresponde a la formación más antigua que aflora en la zona de estudio; la edad asignada para esta formación es Cretácico medio - Cretácico superior. En la zona de estudio las rocas afloran en el flanco occidental de la Cordillera de los Andes, a lo largo de los cerros Lomas Negras, inmediatamente al oeste de Serranía de Tucle y Loma Lucero, localizadas al oeste de los cerros Copacoya y Piedras Grandes.

La base de la Formación Lomas Negras se desconoce, pero aunque no existe una exposición clara del contacto, se supone que sobreyace a la Formación Tuina; está cubierta, en discordancia angular, por la Formación San Pedro (conglomerados brechosos) y, en parte, por la Ignimbrita Río Salado.

Está constituida por una secuencia bien estratificada de areniscas, limolitas y margas multicolores, con algunos bancos de calizas. En su porción superior, presenta intercalaciones de lavas andesíticas y está atravesada por filones lamprofíricos, de colores gris y verde. En su localidad tipo, esta formación alcanza un espesor cercano a los 500 m (Marinovic y Lahsen, 1984).

Datos paleomagnéticos sugieren que la depositación y magnetización de la Formación Tonel y la parte inferior de la Formación Purilactis ocurrió durante el supercron de polaridad normal del Cretácico medio (119-84 Ma [Arriagada et al., 2000]).

FORMACIÓN SAN PEDRO (Msp) (Brüggen, 1942)

Brüggen (1942) denominó Formación San Pedro a una secuencia de arcillas rojas yesíferas, areniscas grises y rojas, conglomerados grises y potentes mantos de sal y yeso, que

aflora, principalmente, en Cordillera de la Sal, cerca de San Pedro de Atacama. Lahsen (1969) denominó Formación Quebrada Justo a una secuencia constituida por conglomerados, lutitas y areniscas, con intercalaciones tobáceas en su porción superior, que se exponen al oeste de la serranía de Tucle y Loma Lucero, y en afloramientos menores en los ríos Toconce, Salado y al sur de Cerro Cablor. Las observaciones de terreno efectuadas para la Hoja Calama permitieron establecer que la Formación Quebrada Justo se puede incluir dentro de la Formación San Pedro. La Formación San Pedro, en el sector de Quebrada Justo, al sur del río Toconce se dispone, en discordancia angular, sobre la Formación Lomas Negras (Lahsen, 1969), y subyace, discordantemente, a la Ignimbrita Río Salado (Lahsen, *op. cit.*).

La Formación San Pedro se extiende, en afloramientos discontinuos, desde la Quebrada Justo hasta la Quebrada Junquillar, y desde este punto hasta 10 km al sur de San Pedro de Atacama, en afloramientos continuos, constituyendo el extremo norte de Cordillera de la Sal.

En Quebrada Justo, la Formación San Pedro está constituida por conglomerados, en parte brechosos, areniscas y limolitas de color rojizo; en su porción superior, posee algunas intercalaciones tobáceas, alcanzando allí una potencia cercana a los 200 m. La sección basal está formada por conglomerados brechosos, estratificados en bancos macizos de 4-10 m de espesor, con clastos subangulosos a redondeados de hasta 20 cm de diámetro, incluidos en una matriz arenosa de color rojizo; los clastos corresponden a andesitas y rocas sedimentarias, derivadas de la infrayacente Formación Lomas Negras. En la sección media predominan areniscas bien estratificadas con mala selección y granulometría media a gruesa, con intercalaciones de conglomerados finos y limolitas, además de escasos niveles delgados de yeso y guías de calcita. Los niveles superiores corresponden, principalmente, a limolitas y arcillolitas rojizas con intercalaciones de 5-20 cm de areniscas y conglomerados brechosos, de matriz generalmente tobácea.

La edad mínima de la Formación San Pedro está dada por disponerse, discordantemente, bajo las lavas de los volcanes miocénicos (Jorquencal-Machuca), datados radiométricamente en 17 ± 2 Ma (Ramírez, 1979b), Su edad máxima no se puede establecer en la zona, pero dos niveles tobáceos de la unidad, datados radiométricamente (K-Ar, en biotita) en 28 ± 6 Ma (Travisany, 1979) y $24,9 \pm 1,0$ Ma, indican que, durante el Oligoceno Superior, la unidad se encontraba en proceso de sedimentación, Estos antecedentes más su relación de engrane con la Formación Tambores, indican para la Formación San Pedro un rango de edad comprendido entre el Oligoceno-Mioceno Inferior.

CONJUNTO DE VOLCANES I (Mioceno inf- sup)

Se designa con este nombre al conjunto de cuerpos volcánicos, coladas de lava y depósitos piroclásticos asociados, que se disponen, discordantemente, sobre rocas sedimentarias de la Formación San Pedro y sobre las Ignimbritas Río Salado e infrayacen, en discordancia de erosión, a las Ignimbritas Sifón y Puripícar, en sus respectivas áreas de distribución.

Los estrato-volcanes de esta unidad se encuentran fuertemente erosionados y disecados por quebradas profundas que, en algunos casos, dejan al descubierto un núcleo con alteración hidrotermal. En estos volcanes, los flujos de lavas son difícilmente individualizables.

Las lavas que constituyen los cuerpos volcánicos corresponden a andesitas de piroxeno (Jorquencial, Los Mellizos, Guayaques Sur); andesitas de hornblenda (Carcanal, Falda Grande, Los Mellizos); andesitas basálticas (Río Salado); dacitas de hornblenda y biotita (Machuca); y pórfidos dacíticos (Copacoya, Piedras Grandes y Jorquencial SE) (Marinovic y Lahsen, 1984).

La edad mínima de este conjunto volcánico está acotada por la Ignimbrita Puripícar, de edad radiométrica 4.2 Ma, que lo sobreyace en el cerro Los Mellizos y, en parte, en el cerro Jorquencial; su edad máxima conocida corresponde al volcán Cerro Jorquencial datado radiométricamente en 17 ± 2 Ma (Ramírez, 1979b). De este modo, la edad del Conjunto de Volcanes I quedaría comprendida entre el Mioceno Inferior y comienzos del Plioceno.

Además, se dispone de los siguientes valores radiométricos, obtenidos en lavas de esta unidad: Cerro Carcanal (o Cupo), 10.5 ± 0.4 y 10.7 ± 0.5 Ma (Baker, 1977), Domo Jorquencial SE, 8.8 ± 0.1 Ma, Cerro Copacoya, 7.35 ± 0.1 Ma (Rutland et al., 1965). Además, las lavas andesíticas de la Serie Río Salado (Lahsen, 1969) sobreyacen a la Ignimbrita Río Salado, datada en 9.3 Ma (Lahsen y Munizaga, 1979), e infrayacen a la Ignimbrita Sifón, datada en 7.8 y 8.5 Ma (Baker, 1977). De acuerdo con los antecedentes expuestos, la actividad volcánica, que dio origen a esta unidad, tuvo lugar desde el Mioceno Inferior hasta el Mioceno Superior, alcanzando su mayor intensidad, probablemente, a comienzos del Mioceno Superior.

IGNIMBRITA RÍO SALADO (Mrs) (Lahsen, 1969) (Mioceno inf)

Las Ignimbrita Río Salado (Mrs) se expone, principalmente, a lo largo de la serranía de Tucle y Loma Lucero, hasta el río Toconce, cubriendo una superficie de 8 km^2 . Está formada por tobas de cristales bien soldadas, de composición andesítica.

La unidad se dispone, discordantemente, sobre la Formación San Pedro (Oligoceno-Mioceno Inferior) e infravace a la Ignimbrita Sifón y, localmente, al sur de la loma Lucero, al Conjunto de Volcanes 1.

En su localidad tipo, la Ignimbrita Río Salado está constituida por 80 m de tobas intensamente soldadas, de colores verdoso, en su parte superior, y pardo-rosado, en la inferior. Al norte del Río Salado, es posible diferenciar, en esta ignimbrita, dos unidades de enfriamiento, separadas por un nivel tobáceo blanquecino, con bajo contenido de cristales y abundantes fragmentos de pómez de 2-4 cm, que parecen corresponder a un depósito de lluvia de piroclásticos.

El espesor de la Ignimbrita Río Salado es bastante variable; en su lugar tipo alcanza los 80 m de potencia. Hacia el norte, ésta aumenta hasta 170 m, en las cercanías del río Toconce. Hacia el oeste, la ignimbrita se acuña rápidamente, ya que no ha sido reconocida en el sector de Aiquina. De acuerdo con su distribución y variaciones de espesor, la Ignimbrita Río Salado provendría de algún centro de emisión localizado al noreste del lugar tipo (Lahsen, 1969).

La Ignimbrita Río Salado se dispone bajo la Ignimbrita Sifón, del Mioceno Superior (*cf. Infra*). Además, el flujo superior ha sido datado radiométricamente (K-Ar, en biotita) en $9,3 \pm 0,6$ Ma (Lahsen y Munizaga, 1979). Su posición estratigráfica y edad radiométrica, permiten ubicarla en la parte inferior del Mioceno Superior.

IGNIMBRITA SIFÓN (Ms) (Guest, 1969) (Mioceno medio)

Guest (1969) denominó Ignimbrita Sifón (Ms) a los flujos ignimbríticos que se extienden desde los ríos Toconce y Salado hasta unos 10 km al norte de San Pedro de Atacama; su lugar tipo se encuentra en el Sifón de Aiquina.

En la zona de Caspana-Cerros de Aiquina, la unidad se dispone, en discordancia angular y de erosión, sobre las Formaciones Tuina y Purilactis y bajo la Formación Toconce; en Cerro Tucle, sobreyace a la Ignimbrita de Río Salado y está cubierta por la Ignimbrita Puripícar.

La distribución y espesor de la unidad está controlada por una topografía abrupta, labrada en rocas mesozoicas y estratovolcanes miocénicos. El rasgo topográfico, pre-Ignimbrita Sifón, más relevante, lo constituyó, al parecer, una depresión de dirección NE-SW cuyo límite oeste fue la actual Cordillera de Domeyko; su límite este, lo formarían, en parte, los volcanes del Mioceno (Jorquencal-Machuca). En el área de Caspana-Toconce, la unidad alcanza un espesor de 120 m (Lahsen, 1969) y en el sector de Río Grande, 69 m (Guest, 1969; Ramírez, 1979a).

En general, las tobas que constituyen esta unidad son de composición dacítica, de colores gris y pardo claro, bien soldadas y cristalizadas. En su base presentan, a menudo, zonas vítreas, extremadamente duras y con fractura concoidal; otras veces se encuentra en la base una toba poco o nada soldada, de color gris claro. En la parte superior de la Ignimbrita Sifón, son comunes las diaclasas, generalmente hexagonales, producto del enfriamiento de los flujos (Guest, 1969; Lahsen, 1969).

Al oeste de El Tatio, sobreyace a la Ignimbrita Río Salado e infrayace a la Formación Toconce. Existen dos dataciones radiométricas (K-Ar en biotita) publicadas de la unidad 8.5 ± 0.5 ; 7.8 ± 0.3 Ma (Baker, 1977) y otra nueva datación de 9.0 ± 1.2 Ma. Más recientemente, Tomlinson et al. (2004) determinó una datación de K-Ar en biotita de 8.8 ± 0.5 Ma. Sus relaciones estratigráficas y edades radiométricas permiten ubicarla en la parte media del Mioceno Superior.

FORMACION TOCONCE (Mst) (Lahsen, 1969)

La Formación Toconce (Mst) corresponde a una secuencia constituida por ignimbritas, principalmente brechosas, y sedimentos clásticos. La Formación Toconce se expone, principalmente, al este de los cerros de Aiquina y se extiende hacia el sur de las nacientes de la quebrada Incahuasi; por el este alcanza hasta la quebrada Linzor.

Esta formación se dispone, concordantemente, sobre la Ignimbrita Sifón, en el sector de Caspana y entre los ríos Toconce y Salado. En cambio, en el flanco oeste de Loma Lucero, se apoya, discordantemente, sobre la Ignimbrita Sifón y la Ignimbrita Río Salado. Infrayace, en aparente concordancia, a la Ignimbrita Puripícar, al este del pueblo de Caspana.

Está constituida en la porción superior (27 m potencia máxima) por tobas cristalinas escasa a moderadamente soldadas de color variable con algunos niveles con clastos de andesitas y riolitas de 1-5 cm de largo. En la parte media (50 m de potencia máxima) se constituye por conglomerados y areniscas y, en menor proporción, por limolitas de colores gris a rojizo con finas intercalaciones de tobas y diatomitas que abundan en los niveles superiores. La porción inferior (de potencia variable entre 2 y 100 m) se compone por tobas escasa a fuertemente soldadas de color gris claro a rosado con presencia de grandes clastos y bloques de hasta 2 m de diámetro de pómez y riolita. La Formación Toconce presenta espesores variables entre 2,5 m, en el área de Caspana, hasta 150 m de potencia máxima en el curso medio y superior del río Toconce.

La Formación Toconce se dispone, en parte concordantemente, sobre la Ignimbrita Sifón del Mioceno Superior y subyace a la Ignimbrita Puripícar, datada radiométricamente como del Plioceno Inferior (Rutland *et al.*, 1965). Una datación (K-Ar, en biotita) proveniente de la parte inferior de la unidad, arrojó una edad de $6,8 \pm 0,3$ Ma (Lahsen y Munizaga, 1979). Otra datación, que probablemente corresponda a la porción superior de la formación, arrojó una edad de $6,2 \pm 0,3$ Ma (Baker, 1977). Tanto su posición estratigráfica como las edades radiométricas permiten ubicar a la Formación Toconce en la parte alta del Mioceno Superior (Marinovic y Lahsen, 1984).

IGNIMBRITA PURIPÍCAR (Plp) (Guest, 1969) (Plioceno Inferior)

En el área de El Tatio, Lahsen (1969) restringió la denominación de Ignimbrita Puripícar (Plp) a las tobas que se ubican estratigráficamente entre la Formación Toconce y la Ignimbrita Tatio.

La Ignimbrita Puripícar presenta, de norte a sur, las siguientes relaciones estratigráficas: en la zona de los cerros Piedras Grandes, Cablor y Machuca, se dispone, en aparente concordancia, sobre la Formación Toconce y, en discordancia, sobre la Ignimbrita Sifón, e infrayace a la Ignimbrita Tatio y a los Conjuntos de Volcanes II y III.

La Ignimbrita Puripícar corresponde a los flujos de tobas de mayor extensión en la zona, ya que cubre una superficie de aproximadamente 600 km^2 . Se extiende en sentido norte-sur, desde el río Salado hasta la quebrada de Turipite, y en sentido oeste-este, desde Caspana-Río Junquillar hasta el campo geotermal de El Tatio, donde ha sido localizada por sondajes.

Esta unidad está constituida por tobas soldadas dacíticas de color gris claro o rosado y con alto contenido de cristales (30%) que corresponden a plagioclasa, cuarzo, biotita, piroxeno y hornblenda. Incluye fragmentos de pómez menores que 5 cm, de color gris claro a pardo, comúnmente lenticulares, y en menor proporción, clastos de andesitas. En la base se encuentra, por lo general, una brecha de pómez blanca de espesor muy variable. La Ignimbrita Puripícar presenta una zonación vertical en la distribución de cristales, fragmentos líticos y pómez y, además, planos de depositación, que indican que está formada, por lo menos, por cuatro flujos de cenizas, depositadas en un lapso relativamente corto, que constituyen prácticamente una sola unidad de enfriamiento. Su potencia aproximada sería entre 190 a 240 m. El espesor medio de la unidad es de 20 m.

La Ignimbrita Puripícar ha sido datada radiométricamente (K-Ar, en biotita) en $4,24 \pm 0.05$ Ma (Rutland et al., 1965) y en $4,27 \pm 0.07$; 4.5 ± 0.2 Ma. Su posición estratigráfica y edad radiométrica permiten asignar la unidad al Plioceno Inferior (Marinovic y Lahsen, 1984).

CONJUNTO DE VOLCANES II (Plioceno-Pleistoceno)

Corresponde a los volcanes y flujos de lavas, que se distribuyen en el extremo oriental de la zona de estudio y que sobreyacen a las Ignimbritas Puripícar y Pampa Guayaques (Plioceno Inferior) e infrayacen, en algunos sectores, a las Ignimbritas Tatio y Cajón (Pleistoceno), y en otros, al Conjunto de Volcanes III (Pleistoceno-Holoceno).

Los estrato-volcanes de esta unidad, en general, conservan su perfil original, con sus cumbres redondeadas y, en ocasiones, profundamente disecadas por la erosión. Los cráteres de estos volcanes, aun cuando pueden estar incompletos, son generalmente individualizables; las coladas de lava, en muchos casos, mantienen sus rasgos morfológicos originales. En algunos estrato-volcanes, como Cerros del Tatio, la erosión ha dejado al descubierto zonas de intensa alteración hidrotermal, con depositación de azufre.

Los volcanes de esta unidad se distribuyen tanto en la cadena principal de dirección N-S, como en los cordones volcánicos de orientación NW-SE.

Litológicamente, estos volcanes están constituidos por andesitas de piroxeno (Negro, Tucle, Saciél, Sairecabur y Guayaques Sur), andesitas de hornblenda (Cerros del Tatio, Cablor, Purico y Vizcachas), y dacitas de hornblenda y biotita (Silagula, Cerros del Tatio y coladas basales de Cerro Volcán).

La edad mínima del Conjunto de Volcanes II está dada por las Ignimbritas Tatio, menos de 1.0 Ma (Lahsen y Munizaga, 1979) y Cajón, de la cual se dispone de valores radiométricos de 0.8 ± 0.3 Ma y de 1.3 y 1.7 Ma (Ramírez y Gardeweg, 1982). La edad máxima de esta unidad está acotada por la Ignimbrita Puripícar, de la cual se dispone de tres edades radiométricas: 4.24 Ma (Rutland et al., 1965) y 4.27 ± 0.07 Ma y 4.5 ± 0.2 Ma. El único valor radiométrico disponible de este conjunto volcánico corresponde al Lava-domo Vizcachas datado en 0.8 ± 0.1 Ma (Lahsen y Munizaga, 1979).

De acuerdo con estas relaciones estratigráficas y dataciones radiométricas, la actividad volcánica, que dio origen a esta unidad, se desarrolló desde el Plioceno Inferior hasta el Pleistoceno Inferior.

IGNIMBRITA TATIO (Qt) (Lahsen, 1969) (Pleistoceno inferior)

Lahsen (1969) denominó Ignimbrita Tatio (Qt) a la toba soldada más joven, que aflora en el sector del valle de El Tatio. Esta se dispone, discordantemente, sobre la Ignimbrita Puripícar, se intercala entre las lavas del Conjunto de Volcanes II e infrayace al Conjunto de Volcanes III.

La Ignimbrita Tatio se extiende desde el extremo sur del cerro Piedras Grandes, hasta la cuenca del río Putana, donde circunda a los cerros Tocorpuri extendiéndose hacia el este en territorio boliviano. La mayor distribución de afloramientos aparece en la parte superior de la cuenca de los ríos De Jauna y Putana, en las faldas suroccidentales del volcán El Tatio y del Cerro La Torta. El límite occidental de los afloramientos está formado por el cordón Tucle-Puripícar, que impidió el avance de los flujos hacia el oeste.

Litológicamente, la unidad corresponde a una toba vitro-cristalina, moderadamente soldada, de colores gris-blanquecino a rosado. La Ignimbrita Tatio presenta una zonación vertical, producida por diferencias en el grado de soldamiento, el que aumenta hacia la parte superior, y por el contenido de fragmentos de pómez riolíticos, que es notablemente mayor hacia la parte inferior. En algunos sectores, la unidad presenta, en la base, un nivel pumíceo inconsolidado, que incluye fragmentos de andesitas derivadas de las rocas infrayacentes y bloques de pómez blanca y gris oscura, fibrosa, de hasta 40 cm de diámetro.

El espesor de la unidad varía entre 40 y 60 m, en el sector del cerro Piedras Grandes, hasta aproximadamente 14 m (Ramírez, 1979a), en la confluencia de los ríos Putana y Blanco. En la parte central del valle de El Tatio, los sondeos de exploración han cortado espesores de hasta 100 m; en el flanco occidental del cordón Tucle-Puripícar, presenta espesores de unos pocos centímetros, acuniándose rápidamente hacia el oeste. Posee una potencia entre 76 a 99 m (EIA, 2007).

La Ignimbrita Tatio ha sido datada radiométricamente (K-Ar, en biotita) en menos de 1 Ma (Lahsen y Munizaga, 1979), lo que permite asignar la Ignimbrita Tatio al Pleistoceno (<1 Ma).

CONJUNTO DE VOLCANES III (PIQv – Qlt - Qtt) (Pleistoceno-Holoceno)

Se agrupan los volcanes y coladas de lavas distribuidos en el extremo oriental de la zona, los cuales, en parte, sobreyacen a las Ignimbritas Tatio y Cajón y al Conjunto de Volcanes II, y están cubiertos, exclusivamente, por depósitos o consolidados, aluviales, coluviales, piroclásticos y morrénicos.

Los volcanes que integran esta unidad, en su gran mayoría, presentan los efectos erosivos de los glaciares pleistocénicos, que se desarrollaron sobre los 4300 m.s.n.m. (Toconce, Volcán, Tatio, Tocorpuri, Putana). Las coladas de lava de estos volcanes, por lo general, son individualizables, pueden presentar formas acanaladas y lobuladas y, algunas de ellas, corresponden a coladas de bloques.

Los volcanes de esta unidad se distribuyen en diversos sectores de la Cordillera de los Andes; al igual que el Conjunto de Volcanes II, se ubican tanto en la cadena principal N-S, como en cordones orientados NW-SE, y constituyen las cumbres más altas de la zona, generalmente, sobre los 5000 m de altura.

Litológicamente, el Conjunto de Volcanes III está constituido por andesitas de piroxeno (Linzor, Paniri, León, Toconce, Tatio, Tocorpuri E, Putana, Colorado, Escalante y Licancabur); andesitas de hornblenda (flujos basales del volcán Linzor, Toconce, Deslinde, Volcán y Tocorpuri W), dacitas de hornblenda y biotita (Chao, Chillahuita, La Torta de Purico y flujos al suroeste de Cerro Volcán) y riolitas, correspondientes exclusivamente al cerro La Torta de Tocorpuri (72.5 % SiO₂). El Domo La Torta es un domo de paredes empinadas, que cubre una superficie de 9 km² y que alcanza una potencia de entre 200 a 350 m. La potencia de este conjunto se estima entre 100 y 190 m.

Las lavas de esta unidad se disponen sobre el Conjunto de Volcanes II y sobre las Ignimbritas Tatio y Cajón, cuyas edades radiométricas permiten asignarlas al Pleistoceno Inferior. La mayor parte de ellas están cubiertas por depósitos glaciales, con excepción del cono desarrollado sobre los volcanes Paniri, Negro del Sairecabur y Licancabur; lo cual indica que la actividad volcánica que dio origen a esta unidad pudo alcanzar hasta el Holoceno. Además, se cuenta con una edad radiométrica de 1.1 Ma de una andesita del volcán Toconce (Baker y Francis, 1978), de menos de 1.0 Ma de la riolita de La Torta de Tocorpuri (Lahsen y Munizaga, 1979), y menos de 1 Ma del lava-domo Chao. En el caso del Domo La Torta, mediante datación K-Ar, se han obtenido edades entre 250 y 300 ka (Sussman, en Nocetti, 2002). Estos antecedentes permiten asignar el Conjunto de Volcanes III al Pleistoceno, principalmente Superior y al Holoceno.

Diversos depósitos intermontanos, de probable origen fluvio-glaciar aparecen en los sectores de laderas inferiores en el valle de El Tatio, cuyo origen dataría de los últimos dos períodos glaciares (10.000 años atrás). Están constituidos por tobas, gravas, arenas gruesas con estratificación cruzada. El material glaciar más antiguo contiene detritus de las volcanitas de

Tucle, Ignimbrita Tatio, y de zonas alteradas de los Cerros El Tatio. Además, en la cuenca de El Tatio, existen Depósitos de Morrenas (Qm) del Pleistoceno, formados por flujos combinados de todos tamaños, cubierto por grandes bloques. Corresponden a morrenas laterales, terminales y sedimentos periglaciales que se localizan principalmente en el sector de Linzor.

Se han reconocido en el área dos unidades sedimentarias jóvenes. La primera corresponde a arenas y gravas polimícticas no consolidadas, denominadas Depósitos Aluviales (Qal). En este conjunto se han agrupado sedimentos netamente aluviales y depósitos de ladera de tipo coluvial. La segunda unidad dice relación con depósitos sedimentarios bien estratificados que se disponen hacia el fondo del valle de El Tatio y que están constituidos principalmente por arenas y gravas (Qsiet).

Cada una de las unidades descritas en este capítulo lleva un código geológico el cual permite distinguir las en el mapa geológico de la Figura 14, con excepción de la Formación Toconce que aflora hacia el NW del mapa.

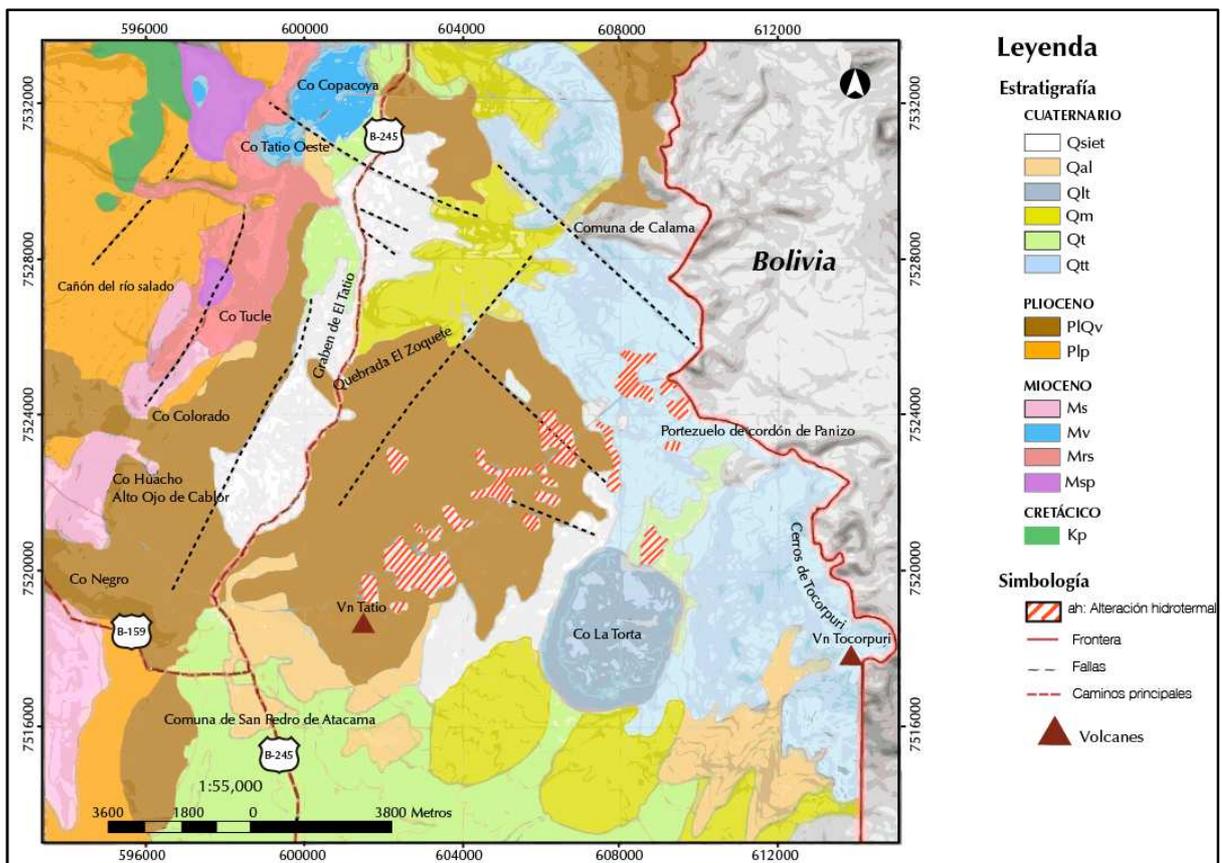


Figura 14. Mapa geológico de la zona de El Tatio (Modificado de Carta Geológica ENG, 2007).

2.6. El Campo Geotermal de El Tatio

El Tatio (Chile) y el Sol de Mañana (Bolivia) son los campos de géisers más altos del mundo. El Tatio es el campo de géisers más extenso del hemisferio sur y a nivel mundial se ubica en la tercera posición bajo Yellowstone, Estados Unidos y Dolina Geizerov, Rusia. Con más de 80 géisers activos, sobrepasa el número de géisers activos en los campos geotermales de Nueva Zelanda e Islandia (Glennon y Pfaff, 2003). El Tatio se compone de géisers (8% de los géisers del mundo), manantiales hirvientes y terrazas de sínter. Estos componentes termales se concentran en tres zonas principales cubriendo un área de aproximadamente 10 km² (Figura 15) (Zeil, 1959; Healy y Hochstein, 1973; Cusicanqui et al., 1976; Lahsen y Trujillo, 1976; Glennon y Pfaff, 2003).

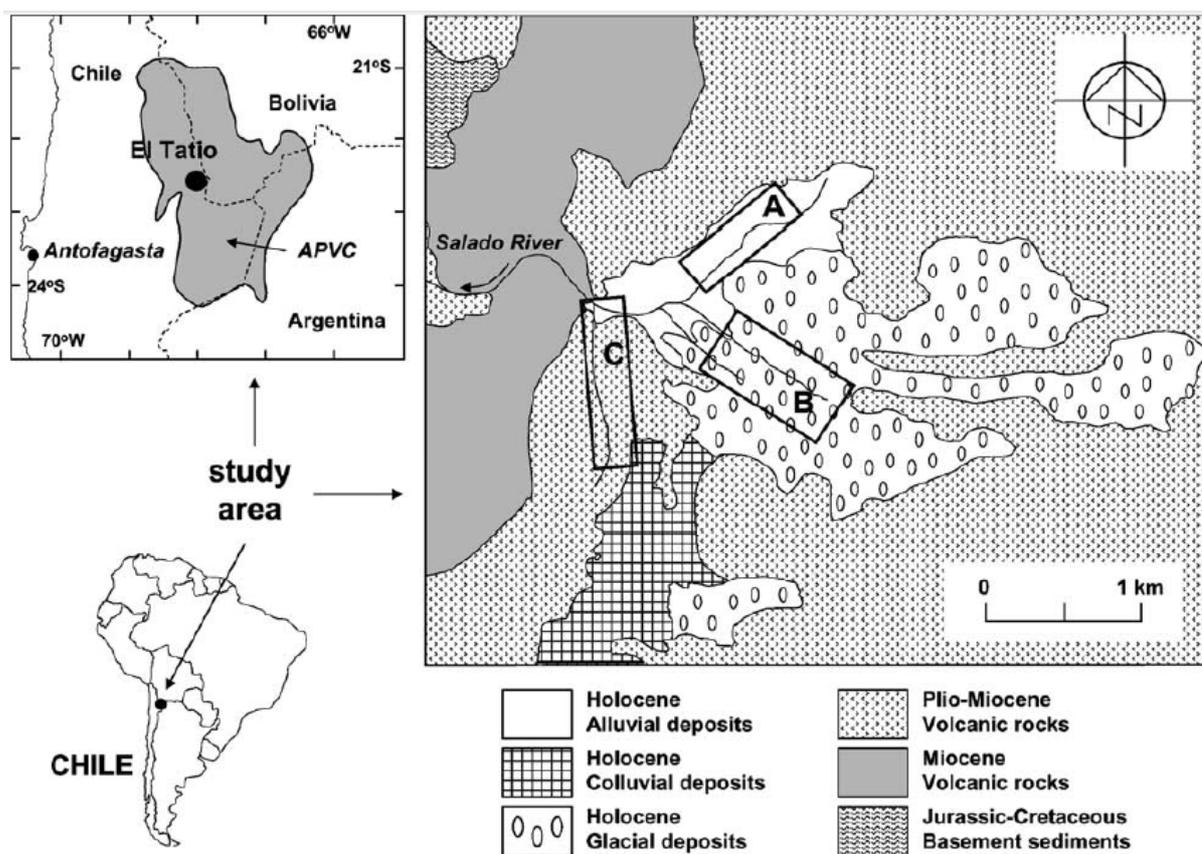


Figura 15. Ubicación del Campo Geotermal de El Tatio. (APVC: Complejo volcánico Altiplano-Puna, según Zandt et al. 2003). El mapa muestra las áreas norte (A), centro (B) y sur (C) de géisers y manantiales calientes y la geología general (basado en Lahsen y Trujillo, 1976).

Según Lahsen (1976), el campo geotermal de El Tatio se ubica en los niveles superiores de una depresión volcanotectónica orientada N-S (Graben El Tatio) de 4 km de ancho y 6 km de largo, relleno por 800 a 2000 m de rocas volcánicas a 4300 m.s.n.m. Este graben está controlado en su borde oeste, por el Sistema de Fallas Tucle de rumbo preferentemente NS, manteo cercano a la vertical y una longitud de unos 40 km. Este Sistema de fallas habría estado activo en múltiples etapas al menos desde el Mioceno Medio hasta el Cuaternario. El flanco occidental del graben es el Horst Serranía de Tucle-Loma Lucero, donde afloran las rocas más antiguas del área. El flanco oriental es un lineamiento de estratovolcanes andesíticos y domos riolíticos que conforman la cumbre de los Andes en esta latitud (~5000 m.s.n.m.).

Fallas subsidiarias al Sistema de Fallas de Tucle, tanto de orientación NE-SW como NW-SE, han causado la subdivisión de las estructuras principales en bloques menores. Tanto el sistema de fallas principal de orientación NS como el de fallas subsidiarias, controlan el movimiento de los fluidos. En efecto, en general, las manifestaciones termales se distribuyen a lo largo de las fracturas. Dentro de la cuenca y específicamente en el área de los géisers de El Tatio, existen dos fallas principales expuestas. La Falla Los Geisers, de rumbo NE-SW, ubicada en el Graben El Tatio, desplaza la Ignimbrita El Tatio y a lo largo de ella se emplazan las emisiones termales más occidentales y de mayor temperatura (Trujillo 1974). La otra falla, con un rumbo NW, controla las fuentes termales alrededor de los pozos profundos ET-7 al 13. La descarga de los manantiales calientes de El Tatio varía entre 250 y 500 L de agua por segundo, dependiendo de los cambios estacionales (Lahsen y Trujillo, 1976). De acuerdo a la información estructural y geoquímica, el agua proviene de la precipitación en un área ubicada a 12-20 km al E-SE de El Tatio (Giggenbach, 1978). La migración lateral de fluidos está controlada fuertemente por la permeabilidad de las rocas volcánicas a lo largo de la pendiente regional mientras que su ascenso es constreñido por fracturas de orientación NW-SE y SW-NE, especialmente por el horst Serranía de Tucle-Loma Lucero que se comporta como barrera natural.

Basado en la ubicación (Zandt et al., 2003), es probable que el agua sea calentada por el complejo de caldera ignimbrítico de Laguna Colorada. El acuífero productor principal de El Tatio tiene una temperatura de 265°C y está a una profundidad de 800 – 1000 m. Los acuíferos más superficiales presentan temperaturas que varían entre 160 y 230 °C. Las descargas de agua superficiales alcanzan una temperatura máxima de 86°C, el cual es el punto de ebullición para una altura de 4200 m (Lahsen y Trujillo, 1976; Marinovic y Lahsen, 1984).

3. GEOQUÍMICA DE FUENTES TERMALES SUPERFICIALES Y POZOS

3.1. Introducción

La perforación de pozos geotérmicos es una operación de alto costo, es por esto que cualquier evidencia de superficie que permita conocer las condiciones de subsuperficie es relevante durante las etapas iniciales de exploración geotérmica. En el caso de la geoquímica, en etapas tempranas de la exploración, es posible obtener información de subsuperficie sin haber concretado la perforación de pozos. A partir de las evidencias geoquímicas, en base a la composición de los fluidos geotermales, es decir, la concentración de sus componentes, se pueden estimar los parámetros de las condiciones termales en profundidad. Así, se obtiene información respecto a la temperatura de subsuperficie, al origen de los fluidos geotermales, a las direcciones de flujo por medio de los cuales se hace posible la comprensión del sistema geotermal.

Si bien las concentraciones, o mejor dicho, las actividades de los componentes reactivos en fluidos geotermales en equilibrio dependen de los minerales con los que están en contacto para alcanzar el equilibrio, la composición de los fluidos magmáticos que se integran al sistema también puede contribuir a la estabilidad mineral. Además el equilibrio fluido-mineral depende de la temperatura y de la presión (Arnórsson, 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, 1991).

En este capítulo se expone la base teórica que permita analizar los resultados obtenidos mediante los métodos geoquímicos. Además se presentan los datos recopilados de las muestras obtenidas en el área de estudio (Risacher y Hausser, 2011) como también la información de los pozos perforados entre 1970 y 1974 (Lahsen, 1976). Finalmente se clasifican y caracterizan las aguas mediante una serie de diagramas geoquímicos y el estudio de geotermómetros de sílice y de cationes.

3.2. Antecedentes teóricos

Para identificar el rol que juegan en un análisis geoquímico los diversos constituyentes químicos de fluidos geotérmicos, Giggenbach (1991) propuso una subdivisión, que se basa en la información que estos pueden entregar:

- Trazadores o Conservativos: Constituyentes no reactivos y químicamente inertes. Cuando se adicionan a la fase acuosa, idealmente no se modifican.

Las razones de estos componentes se mantienen constantes al ser afectados por dilución. Así proveen una signatura que permite trazar hacia el origen de las aguas.

- Geoindicadores: Especies químicamente reactivas, que responden a cambios en el ambiente de una forma que es conocida, proveyendo información acerca de las condiciones de equilibrio agua-roca en el reservorio geotermal.

Dentro de los trazadores se encuentran los gases nobles He y Ar, seguido por otros constituyentes comparativamente conservativos como Cl, B, Li, Rb, Cs y N₂. Dentro de los geoindicadores se encuentran las especies que forman parte en las interacciones termo-dependientes entre minerales aluminosilicatados y los fluidos geotermales tales como Na, K, Mg, Ca y SiO₂, de la misma forma que el H₂, H₂S, CH₄, y CO₂, involucrados en las reacciones redox dependientes de la presión y temperatura. El límite entre ambos grupos no es rígido. Esto debido a que algunos elementos sometidos al cambio en las condiciones de presión y temperatura pueden traspasar el límite entre trazadores e geoindicadores (Giggenbach, 1991).

Las aguas geotermales contienen todos los iones mayores que se encuentran normalmente en las aguas subterráneas, pero sus concentraciones son comúnmente más altas que en aguas subterráneas no termales. De la misma forma la concentración de los elementos traza es mucho más alta que en las aguas no termales debido a la interacción agua-roca (Chandrasekharam & Bundschuh, 2008).

En relación a la compleja interacción agua-roca existente en un sistema geotermal 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. Estos procesos son:

Dilución inicial de las rocas corticales en aguas ácidas formadas, por ejemplo a través de la absorción de vapores magmáticos en aguas de circulación profunda. Las aguas formadas en este proceso de alteración “fluido-dominado” contienen 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.

Equilibrio final de la fase fluida con “la roca” en esta configuración termodinámicamente estable, generada por la recristalización de la roca original, termodinámicamente inestable. 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).

La composición de las aguas, gases y rocas en un sistema dinámico de alteración hidrotermal actual, puede esperarse que corresponda a un estado estacionario intermedio entre los miembros extremos de ambos procesos.

3.2.1. Clasificación geoquímica de aguas termales

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.

3.2.1.1. 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).

◆ Aguas cloruradas

Este tipo de agua es muy común en los sistemas geotermales. Un alto porcentaje de las sales en disolución en las aguas termales cloruradas corresponde a NaCl. La concentración de cloruro típicamente va desde cientos hasta algunos miles de ppm.

El contenido de cloruros depende de la disponibilidad de sales, las cuales pueden ser lixiviadas de las rocas del reservorio, o formarse de 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.

◆ Aguas sulfato-ácidas

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), es muy alta comparado con las aguas cloruradas.

◆ 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.

3.2.1.2. 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, 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).

◆ 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 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.

◆ 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.

◆ 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, 1991). Posteriormente esta mezcla se separa en fase 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.

3.3. Resultados y discusión

3.3.1. Datos químicos y metodología de análisis de las aguas termales

Los datos de muestreo de aguas hidrotermales asociados a manifestaciones superficiales fueron recopilados de los trabajos de Risacher y Hausser (2010). Además se integró la información de los 13 pozos efectuados en El Tatio durante el periodo 1970-1974 (Lahsen, 1976, Mahon, 1970).

Las muestras de agua fueron filtradas a través de una membrana de $0.45 \mu m$ y almacenadas en botellas de polietileno. La temperatura y el pH fueron medidos lo más cerca posible de la fuente termal. Los cationes fueron analizados por espectrometría de absorción atómica. Los valores de aniones Cl y SO₄ fueron determinados por cromatografía iónica y la alcalinidad por titulación electrométrica. Los valores de Si y B fueron determinados por colorimetría automatizada. Para muy bajas concentraciones de Mg y B, éstas fueron analizadas por ICP-MS (Risacher y Hausser, 2010).

Las aguas termales provenientes de los pozos fueron tomadas desde el final de los tubos de descarga horizontal a presión atmosférica y a temperaturas del punto de ebullición (86°C) y bajo presión, con un separador ciclónico tipo Webre desde puntos de muestreo ubicados en el tubo de descarga. Las muestras de gas y vapor fueron tomadas bajo presión desde puntos en el tubo de bypass usando el mismo separador ciclónico (Mahon, 1974).

Las muestras de agua fueron guardadas directamente en botellas de polietileno y acidificadas en el caso en que fuera necesario determinar contenidos de sílice o algún otro constituyente con tendencia a precipitar. Las muestras de gas y vapor fueron tomadas y condensadas en un frasco de vidrio con doble extremo de 5 litros el cual fue previamente vaciado y se le agregó una cantidad de hidróxido de sodio o potasio. Los gases ácidos CO₂ y H₂S fueron disueltos en la solución alcalina y fueron analizados posteriormente por titulaciones ácidas y con yodo respectivamente. Los gases residuales no ácidos fueron inyectados en cápsulas de vidrio y fueron analizadas en Nueva Zelanda con cromatografía de gases. Más tarde fue necesario tomar muestras de distintas profundidades en los pozos y para esto se trajo un aparato de muestreo *downhole* desde Nueva Zelanda (Mahon, 1974).

Para comprobar la calidad de los análisis químicos de las aguas, se utiliza el 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, 2000).

El balance iónico se expresa mediante la siguiente ecuación:

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

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).

Tabla 1. Criterio para validar resultados de análisis geoquímicos de aguas (Standard methods, 1992).

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

El cálculo del balance iónico se presenta junto con el detalle de los análisis de aguas en la Tabla 2 tanto para las muestras de Risacher y Hauser (2010) como para las de los pozos.

Los datos recopilados fueron analizados mediante diagramas de clasificación generados a partir de la planilla de cálculo *Liquid Analysis* de la Universidad de Stanford (Figura 17, Figura 19 y Figura 22) como también a partir del programa de análisis de aguas AQUACHEM (Figura 18 y Figura 20).

3.3.2. Clasificación geoquímica de fluidos geotermales

3.3.2.1. Diagrama ternario de aniones mayores

La mayoría de las técnicas geoquímicas pueden ser utilizadas con confianza únicamente a fluidos con un rango composicional limitado. Por ejemplo, la mayor parte de los geotermómetros iónicos funcionan solamente en aguas neutras, con el cloro como anión principal. Por tanto cualquier interpretación de las aguas geotermales debe ser llevada a cabo sobre la base de una interpretación inicial (Giggenbach, 1990).

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, 1997).

En la Figura 17, se encuentran indicados los rangos composicionales para cada uno de los grupos de fuentes termales; estas son las aguas volcánicas, aguas vapor calentadas, aguas cloruradas neutras y aguas periféricas. En primer lugar, las aguas cloruradas neutras sugieren representar los fluidos bien equilibrados de las zonas de *upflow*, ya que el ascenso rápido de las aguas geotermales permite retener la composición química original (Giggenbach, 1988). La mezcla de estas aguas con aguas subterráneas ricas en bicarbonato, tal como normalmente lo son las aguas meteóricas, las convierten en aguas bicarbonatadas con baja concentración de Cl_{relativo} a las aguas Na-Cl, generando un desplazamiento hacia el campo de las aguas periféricas. La absorción y condensación de vapor y gases por parte de aguas subterráneas, acuíferos colgados, agua meteórica de infiltración somera, o lagos volcánicos, genera aguas termales “vapor-calentadas”, descritas al comienzo de este capítulo. La mezcla con H₂S de origen volcánico genera un desplazamiento hacia el campo de aguas sulfatadas debido a que se forman iones HSO₄⁻ por la oxidación del H₂S. (e.g. Chandrasekharam & Bundschuh, 2008). Los procesos de mezcla pueden complicar la interpretación por lo que se debe ser cuidadoso a la hora de analizar los resultados y recurrir al apoyo de diagramas complementarios.

Se observa que la mayoría de las muestras caen en el campo de aguas cloruradas maduras con excepción de tres de ellas. Las muestras T8 y T9 están en el campo de aguas vapor

calentadas mientras que T1 coincide con el eje SO₄-Cl alejándose del área de aguas maduras. Estas últimas corresponden a muestras de Risacher y Hausser (2011), es decir que fueron tomadas desde manantiales en superficie. En la Figura 16 y en la Tabla 2 se presentan los datos obtenidos a partir de los pozos (Lahsen, 1976) con color rosado mientras que las muestras provenientes de manantiales (Risacher y Hausser, 2011) se presentan con color azul.

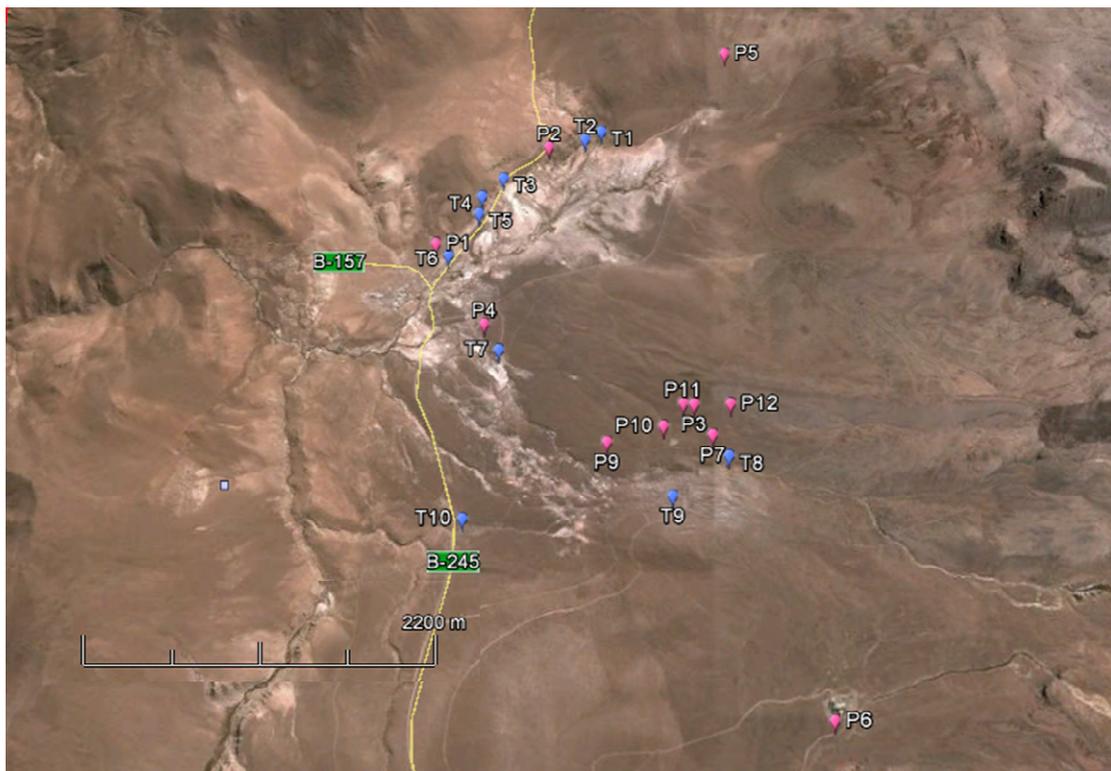


Figura 16. Ubicación geográfica de las muestras estudiadas. En rosado se representa la ubicación de los pozos mientras que los manantiales están representados por los marcadores azules (Google Earth).

Tabla 2. Análisis químicos de las aguas termales provenientes de pozos de Cusicanqui y/o Mahon, 1970 (rosado) y manantiales del catastro de Risacher y Hauser 2010 (azul) del área de El Tatio. Concentraciones de elementos en $mg \cdot l^{-1}$ (ppm). Balance Iónico (%).

Muestra	Etiqueta	UTM E	UTM N	Altura (m)	Temp (°C)	pH	Li	Na	K	Ca	Mg
Pozo 1	1	601279	529744	4254	211	7.22	3.1	4300.0	440.0	297.0	1.24
Pozo 2	2	602074	530449	4262	227	7.38	43.0	5070.0	640.0	276.0	0.69
Pozo 3	3	603075	528564	4344	253	7.65	31.5	3525.0	170.0	270.0	2.14
Pozo 4	4	601625	529162	4264	229	7.74	29.8	4700.0	282.0	238.0	1.50
Pozo 5	5	603329	531111	4272	212	7.4	49.0	5050.0	700.0	296.0	0.84
Pozo 6	6	603949	526445	4479	176	8.26	17.1	1900.0	111.0	99.0	1.30
Pozo 7	7	603199	528351	4363	250	7.15	45.0	4890.0	840.0	211.0	0.08
Pozo 9	9	602477	528311	4323	225	6.55	22.5	8952.0	467.0	4.4	68.00
Pozo 10	10	602865	528414	4344	240	7.05	43.4	4745.0	740.0	277.0	0.89
Pozo 11	11	603002	528571	4341	240	6.98	44.9	4900.0	825.0	208.0	0.15
Pozo 12	12	603322	528560	4356	250	7.56	45.1	4850.0	778.0	163.0	0.24
Tatio 1	T1	602447	7530560	4271	51.5	2.98	5.1	508.1	61.4	38.5	7.46
Tatio 2	T2	602331	7530506	4268	82	6.73	45.8	4411.5	599.5	264.0	0.57
Tatio 3	T3	601753	7530218	4270	76.8	6.02	26.3	2536.6	344.8	167.7	0.96
Tatio 4	T4	601602	7530085	4266	82	5.92	3.9	452.9	81.7	7.7	0.62
Tatio 5	T5	601581	7529962	4263	58	6.9	39.4	3805.0	499.9	232.8	1.61
Tatio 6	T6	601368	7529659	4259	82.3	7.01	27.2	2625.4	317.6	160.8	4.03
Tatio 7	T7	601730	7528973	4273	82	6.92	25.9	2876.6	153.8	203.4	4.71
Tatio 8	T8	603305	7528202	4384	77.3	6.94	0.1	43.7	15.2	27.1	7.54
Tatio 9	T9	602921	7527935	4382	80.7	3.32	1.1	155.0	46.1	105.0	29.90
Tatio 10	T10	601495	7527796	4312	36.2	7.38	3.3	349.4	29.0	46.1	7.54

Continuación Tabla 2.

Muestra	SiO2	B	Cl	F	SO4	HCO3	Rb	Cs	Sr	suma cationes	suma aniones	Balance Carga
Pozo 1	392.0	179.3	7837.0	2.8	38.0	19.5	10.0	16.5	3.2	213.68	222.34	-2%
Pozo 2	450.0	195.0	9037.0	2.9	42.0	65.0	8.3	17.0	0	256.94	257.03	0%
Pozo 3	235.0	141.3	6241.0	0.0	61.0	0.0	2.1	13.0	0	175.87	177.33	0%
Pozo 4	385.0	194.0	8016.0	0.0	70.0	77.5	3.1	17.9	0	227.95	228.86	0%
Pozo 5	474.0	207.0	8967.0	0.0	43.0	59.0	8.8	18.3	0	259.47	254.82	1%
Pozo 6	184.0	77.0	3048.0	0.0	177.0	111.0	1.3	6.8	0	93.00	91.49	1%
Pozo 7	750.0	203.0	8870.0	0.0	29.0	39.0	0.6	17.3	0	251.21	251.47	0%
Pozo 9	0.0	0.0	22355.0	0.0	29.0	27.0	0.9	3.8	0	410.41	631.68	-21%
Pozo 10	0.0	0.0	8705.0	0.0	39.0	40.0	8.3	16.7	0	245.48	247.04	0%
Pozo 11	748.0	202.0	8716.0	0.0	32.0	41.0	8.5	17.2	0	251.11	247.22	1%
Pozo 12	655.0	181.0	8450.0	0.0	62.0	69.0	7.2	17.5	0	245.52	240.80	1%
Tatio 1	206.7	18.9	840.2	-	401.5	-	-	-	-	27.97	32.06	-7%
Tatio 2	192.5	164.7	8065.5	-	43.9	-	-	-	-	227.05	228.44	0%
Tatio 3	255.0	85.2	4722.4	-	34.6	-	-	-	-	131.41	133.94	-1%
Tatio 4	144.2	19.6	797.7	-	48.5	-	-	-	-	22.79	23.51	-2%
Tatio 5	194.1	141.4	7167.9	-	44.4	-	-	-	-	195.73	203.13	-2%
Tatio 6	158.7	99.2	4823.3	-	39.8	-	-	-	-	134.61	136.89	-1%
Tatio 7	179.6	104.7	4999.3	-	48.8	-	-	-	-	143.33	142.05	0%
Tatio 8	113.0	2.2	12.1	-	175.8	-	-	-	-	4.27	4.00	3%
Tatio 9	227.1	3.4	0.8	-	1354.5	-	-	-	-	16.25	28.22	-27%
Tatio 10	119.0	12.1	577.9	-	48.1	-	-	-	-	19.34	17.30	6%

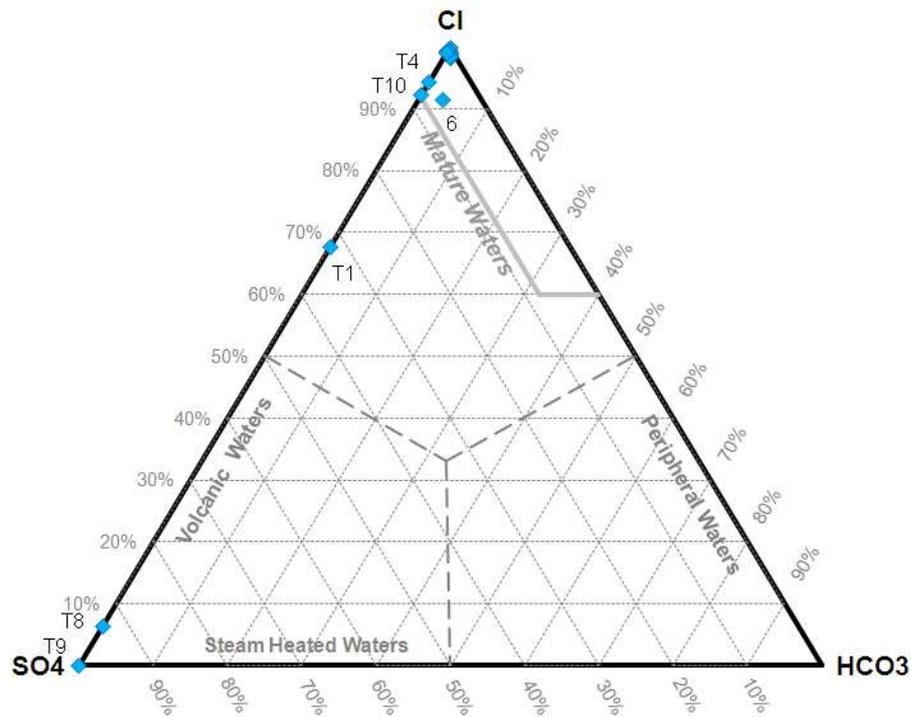


Figura 17. Diagrama de aniones mayores (Giggenbach W. F., 1988) para las muestras de la zona de estudio.

3.3.2.2. Diagrama Piper

El diagrama PIPER (1944) es comúnmente utilizado para comparar datos de aguas termales en un mismo gráfico. Consiste de dos triángulos, uno para los cationes y uno para los aniones y en el centro se dispone un polígono con forma de diamante. Los cationes se grafican en el triángulo de (Na+K)-Ca-Mg y los aniones en el triángulo de Cl-SO₄-HCO₃ como porcentajes (las concentraciones en meq⁻¹). Ambos triángulos distinguen tres tipos de agua dominante.

Los puntos en los diagramas de cationes y aniones son proyectados hacia arriba en donde se intersectan en el diamante. A partir del diamante se pueden distinguir cuatro tipos dominantes de aguas, estos son: las aguas cloruradas o salmueras (hacia el extremo derecho del diamante), aguas de dureza permanente (hacia la punta superior del diamante), aguas de dureza temporal (hacia el extremo izquierdo del diamante) y las aguas alcalinas-bicarbonatadas (en la esquina inferior del diamante).

El triángulo de aniones del diagrama PIPER muestra la división de las aguas geotermales en los principales tipos clorurada, sulfatada y bicarbonatada mientras que el triángulo de cationes están las aguas de tipo alcalinas las cuales dominan entre las aguas cloruradas (tanto de pozos como de

manantiales) y estas mezcladas con aguas cloruradas. Las aguas sulfatadas y bicarbonatadas y sus mezclas no muestran ningún tipo de tendencia en su distribución de cationes (Kuhn, 2004).

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. En el caso de las aguas termales de El Tatio se reconocen dos grupos principales de aguas (Figura 18); así, pueden clasificarse en aguas cloruradas asociadas a los álcalis (Na, K) y en aguas sulfatadas correspondientes a los manantiales Tatio 8 (T8) y Tatio 9 (T9).

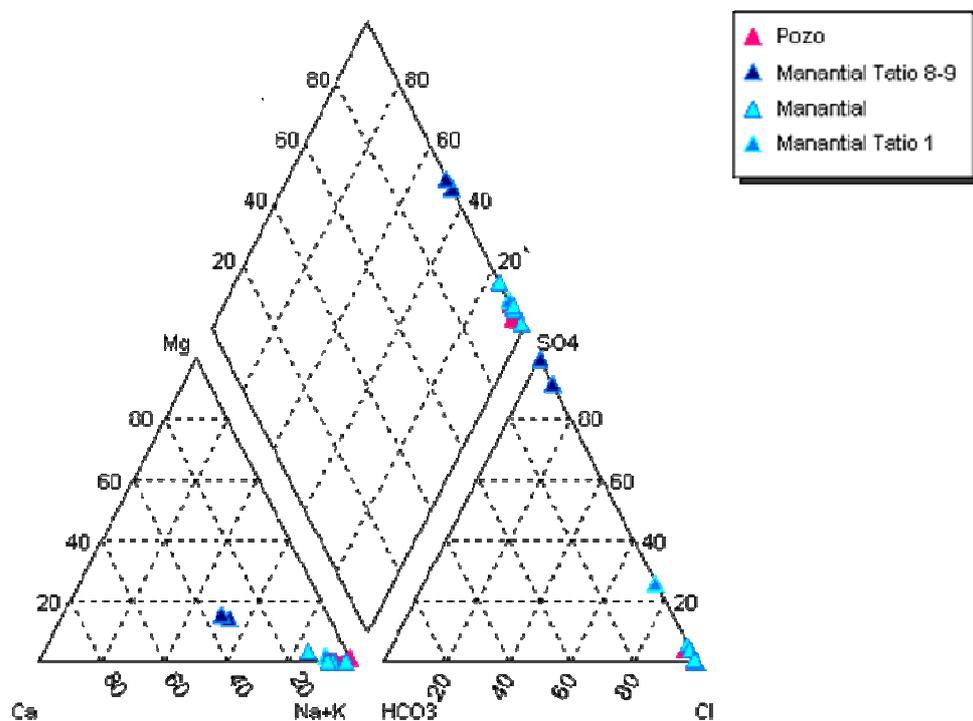


Figura 18. Diagrama Piper de clasificación para las muestras de la zona de estudio.

3.3.2.3. Diagrama ternario Cl-Li-B

Giggenbach y Goguel (1989) propusieron la utilización del diagrama ternario Cl-Li-B (Figura 19) para dilucidar el origen de las aguas termales y la existencia de uno o más *upflows*, bajo el supuesto de que Cl, Li y B son elementos conservativos, permitiendo su uso como trazadores de fuente. El Cl y B pueden tener un origen magmático y ser transportados a altas temperaturas bajo la forma de HCl y H₃BO₃, respectivamente, aunque también pueden ser

aportados por ciertos tipos litológicos. Así, las altas concentraciones de Li reportadas en algunas aguas termales del norte de Chile -ej. El Tatio y Puchuldiza, (Sepúlveda, 2005)- están posiblemente relacionadas con la disolución de rocas portadoras de Li, particularmente rocas ignimbríticas.

En el diagrama ternario Cl-Li-B para las fuentes termales del área de El Tatio (Figura 19) es posible distinguir un cúmulo de muestras en el centro que representa una composición con alta razón Cl/B. Las muestras 1, 9 y 10 de pozos están en el extremo del Cl, pero se alejan del cúmulo. Las muestras T8 y T9 se escapan al extremo Li-B indicando quizás una proveniencia de los componentes por lixiviación de rocas.

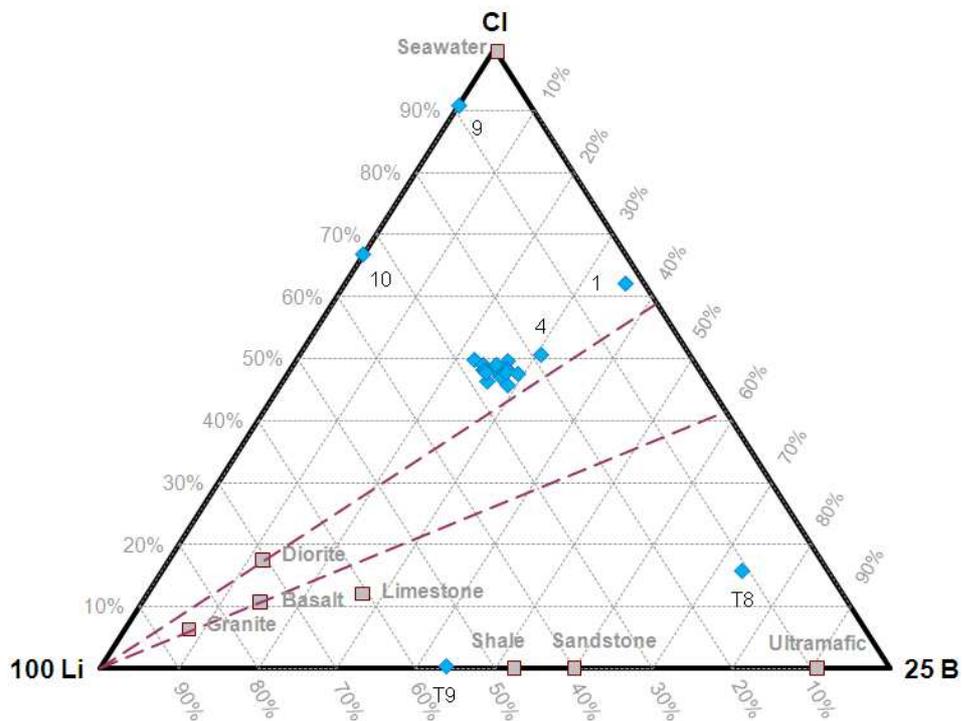


Figura 19. Diagrama ternario Cl-Li-B (Giggenbach & Goguel, 1989) para las muestras de la zona de estudio. Se representa la composición de ciertas litologías con marcadores grises.

3.3.2.4. Diagrama Schoeller

En los Diagramas de Schoeller se representa con una escala logarítmica el valor de la concentración de distintos aniones y cationes, uniendo los puntos mediante líneas. La utilidad de la escala logarítmica es la comparación de un rango de valores muy amplio de concentraciones.

La razón entre las composiciones de dos componentes es representada por la pendiente de la línea que los une. En este diagrama se puede visualizar la mezcla de aguas geotermales y aguas meteóricas considerando un gran número de constituyentes. Se asume que el efecto de la mezcla es la dilución sin la precipitación de fases minerales ni interacción agua-roca posterior a la mezcla; 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 (Truesdell, 1991). Es apropiado para estudiar evoluciones temporales de aguas en un mismo punto y variaciones composicionales en muestras de diferentes localidades.

En la Figura 20 se observa que tanto las muestras de pozos como de manantiales siguen un patrón similar de concentraciones y por ende pendientes similares con excepción de las muestras Tatio 8-9 (T8-T9), las cuales poseen pendientes más o menos pronunciadas y concentraciones relativamente menores para la mayoría de los componentes salvo para el Mg y el SO₄.

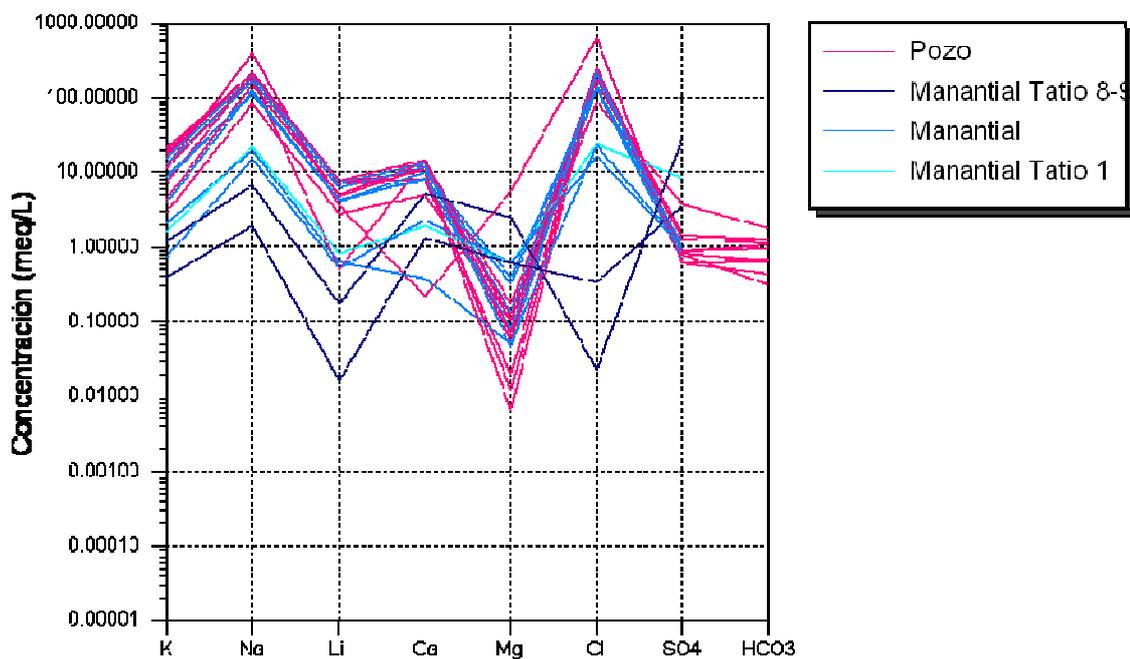


Figura 20. Diagrama Schoeller para las muestras de la zona de estudio.

3.4. Geotermómetros

Los geotermómetros químicos son indicadores de temperatura de los fluidos geotermales en subsuperficie. Permiten estimar la temperatura gracias a la relación dependiente de esta con el equilibrio fluido-mineral, es decir, a la relación química establecida a mayores temperaturas entre constituyentes en el fluido y a que esta relación persiste cuando el fluido se enfría a medida que fluye hacia la superficie (Williams et al., 2008). Las formulas utilizadas para los cálculos geotermométricos se basan en la ecuación 2, obtenida mediante relaciones termodinámicas. Las ecuaciones para los diferentes geotermómetros son calibradas teórica y empíricamente.

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

Ecuación 2. Fórmula geotermométrica generalizada.

Donde K es la constante de equilibrio de reacción y T es la temperatura en Kelvin.

Los supuestos establecidos para aplicar los geotermómetros químicos según Fournier (1977) consisten en:

- Las reacciones de equilibrio químico fluido-mineral dependientes de la temperatura fijan las concentraciones de los componentes considerados.
- Los minerales o especies fluidas involucradas en las reacciones de equilibrio se encuentran presentes en cantidades adecuadas.
- Existe equilibrio químico fluido-mineral en profundidad, respecto a los componentes considerados.
- El reequilibrio de los fluidos termales en su ascenso hacia la superficie es despreciable.
- El efecto de procesos secundarios como dilución, mezcla o ebullición es despreciable o en su defecto, cuantificable y corregible.

Para el presente trabajo se analizan las fuentes termales mediante el uso de geotermómetros de sílice y de cationes, tomando en cuenta las temperaturas medidas en los pozos. Estas últimas se consideran como la principal información acerca de este parámetro.

3.4.1. Geotermómetros de sílice

La solubilidad de los minerales de sílice es controlada principalmente por la temperatura a menos de 340° (Fournier, 1991). Fournier (1974) caracterizó la dependencia de la solubilidad de los polimorfos de la sílice respecto a la temperatura, observando que esta corresponde 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 (Figura 21).

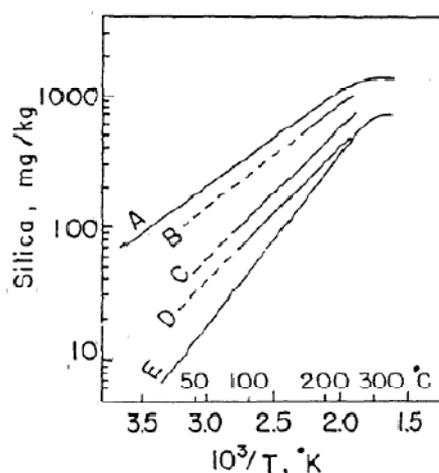


Figura 21. Solubilidad de varios polimorfos del sílice en el agua. A= sílice amorfa, B=ópalo-CT, C=cristobalita alfa, D=calcedonia y E=cuarzo (extraído Fournier, 1991).

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). Finalmente, 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 la fase líquida en sus componentes no volátiles, respecto al mismo fluido sin la separación de fases. Este efecto aumenta la concentración de sílice en los fluidos con pérdida de vapor, 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).

Tabla 3. Expresiones más usadas para los geotermómetros de Sílice y rangos de temperatura confiables.

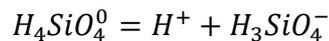
Geotermómetro	Ecuación	Rango de T° (°C)
Cuarzo sin pérdida de vapor	$T(^{\circ}C) = \frac{1309}{5,19 - \log(SiO_2)} - 273$	50-250
Cuarzo con máxima pérdida de vapor	$T(^{\circ}C) = \frac{1522}{5,75 - \log(SiO_2)} - 273$	100-250
Calcedonia	$T(^{\circ}C) = \frac{1032}{4,69 - \log(SiO_2)} - 273$	50-250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

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.

La reacción que gobierna la disolución de los minerales de sílice es:



El ácido silícico es un ácido débil y se disocia si el pH es lo suficientemente alto dando origen a la especie $H_3SiO_4^-$:



El análisis de sílice en soluciones acuosas toma en cuenta la concentración de sílice total (SiO_2 en ppm), incluyendo los componentes $H_3SiO_4^-$ y $H_4SiO_4^0$.

Las 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 descompresión 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 $H_4SiO_4^0$, 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 obteniendo:

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

Ecuación 3. Concentración de $H_4SiO_4^0$ para corrección por pH

Donde la constante de disociación (K) en función de la temperatura esta dada por:

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

Ecuación 4. 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).

3.4.2. Geotermómetros de cationes

Los geotermómetros de cationes proveen una importante herramienta en la estimación de las condiciones en subsuperficie dentro de un sistema geotérmico (Giggenbach y Goguel, 1989). Esto se debe a que son menos susceptibles de ser modificadas por procesos secundarios tales como dilución o ebullición, respecto de aquellos basados en componentes individuales (e.g. Sepulveda, 2005). 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 5).



Ecuación 5. Intercambio catiónico entre feldespatos alcalinos

Existen muchos geotermómetros de cationes calculados teórica 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

Tabla 4. Temperaturas estimadas con los geotermómetros de sílice, corregidas por efecto de pH y sin corregir. Se considera el geotermómetro de sílice amorfa, cristobalita alfa, de cuarzo sin y con máxima pérdida de vapor y el de calcedonia.

Muestra	T medida (°C)	pH	Sin corrección					Corregido	
			Amorphous Silica	Alpha Cristobalite	Quartz conductive (s/ pérdida de vapor)	Chalcedony conductive	Quartz adiabatic (c/ máx pérdida de vapor)	Chalcedony conductive	Quartz adiabatic
Pozo 1	211	7.22	106.25	184.157	233.291	219.049	208.997	219.048	208.997
Pozo 2	227	7.38	118.43	197.043	246.495	233.530	218.327	233.528	218.325
Pozo 3	253	7.65	67.02	141.972	192.057	171.882	177.288	171.850	177.266
Pozo 4	229	7.74	104.72	182.527	231.662	217.219	207.805	217.212	207.800
Pozo 5	212	7.40	123.22	202.085	251.884	239.207	221.935	239.206	221.934
Pozo 6	176	8.26	50.99	124.436	174.871	152.385	163.556	0.000	0.000
Pozo 7	260	7.15	171.24	251.801	322.740	295.464	256.253	295.437	256.236
Pozo 9	225	6.55	-	-	-	-	-	-	-
Pozo 10	240	7.05	-	-	-	-	-	-	-
Pozo 11	240	6.98	170.93	251.482	322.107	295.101	256.039	295.097	256.037
Pozo 12	250	7.56	155.90	236.078	295.182	277.615	245.638	277.582	245.619
Tatio 1	51.5	2.98	58.41	132.579	182.871	161.431	169.975	161.431	169.975
Tatio 2	82	6.73	53.85	127.577	177.961	155.873	166.041	155.873	166.041
Tatio 3	76.8	6.02	72.73	148.181	198.107	178.802	182.071	178.802	182.071
Tatio 4	82	5.92	36.46	108.377	159.009	134.586	150.682	134.586	150.682
Tatio 5	58	6.90	54.37	128.145	178.520	156.504	166.489	156.504	166.489
Tatio 6	82.3	7.01	42.02	114.536	165.105	141.407	155.654	141.407	155.654
Tatio 7	82	6.92	49.48	122.776	173.237	150.544	162.239	150.544	162.239
Tatio 8	77.3	6.94	23.15	93.540	144.286	118.189	138.524	118.189	138.524
Tatio 9	80.7	3.32	64.69	139.431	189.577	169.054	175.319	169.054	175.319
Tatio 10	36.2	7.38	25.88	96.591		121.558	141.045	121.558	141.045

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 de la Ecuación 6, en donde no es necesaria 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 6. Factor de corrección por Mg.

Giggenbach (1988) propone el diagrama triangular Na-K-Mg para la estimación de temperaturas de aguas inmaduras y en equilibrio total o parcial con la roca. Este diagrama permite representar con rectas las iso-razones Na/K y $K/Mg^{1/2}$, uniendo el vértice de Mg y Na, con el segmento opuesto, respectivamente. Como cada razón Na/K y $K/Mg^{1/2}$ equivale a una única temperatura en los geotermómetros, estas líneas son isotermas (Figura 22). Así, las intersecciones de las isotermas Na-K y K-Mg, correspondientes a la misma temperatura, son composiciones químicas del fluido que se encuentra en equilibrio con las fases minerales que controlan ambos geotermómetros, delineando la curva llamada de equilibrio total.

En la Figura 22 se presenta este diagrama con los datos de las muestras de la zona de estudio. Se observa que la mayoría de las muestras cae en el campo del equilibrio parcial, incluso las muestras de pozos P1, P2, P3, P4, P5, P7, P10, P11, P12 y de manantiales T2, caen en o muy cercanas a la línea de equilibrio total. Se consideran válidos los resultados obtenidos con los geotermómetros en estos casos. Las muestras T1, T8, T9 y T10 presentan 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.

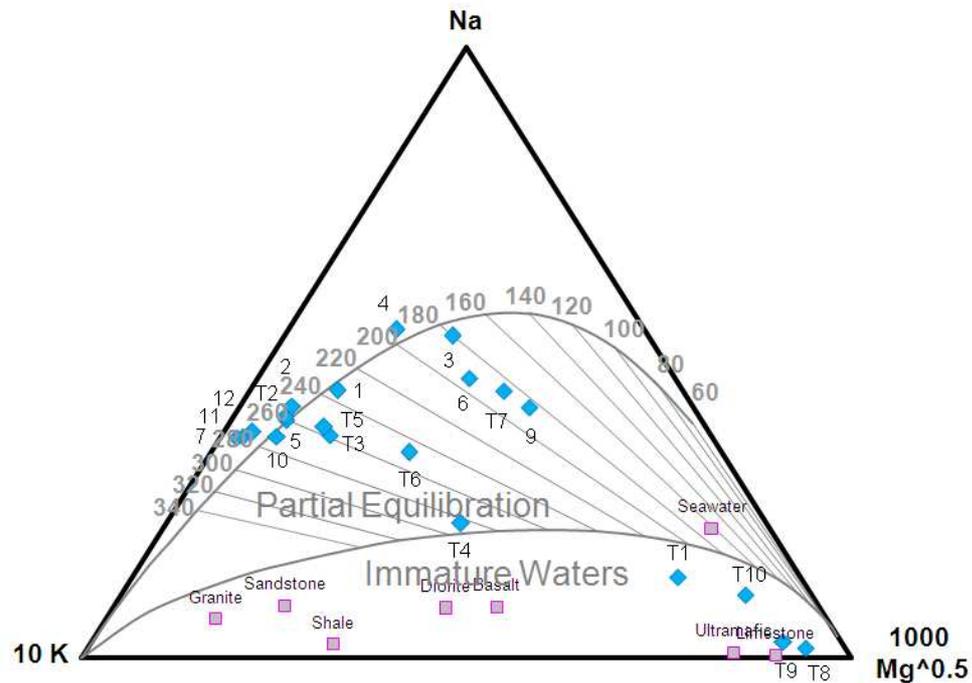


Figura 22. Diagrama de Na-K-Mg para geotermometría para las muestras de la zona de estudio.

En la Figura 23, Figura 24, Figura 25 y Figura 26, se presenta gráficamente el cálculo de las temperaturas a partir de los geotermómetros (sílice y cationes) para cada serie de muestras (pozos y manantiales) incluyendo las temperaturas medidas.

En la Figura 23 se observa que las temperaturas medidas en los pozos fluctúan entre los 200 y 250 °C por lo que la aplicación de los geotermómetros de sílice, que permiten estimar la temperatura con confianza hasta valores del orden de 250 °C, está en el límite de validez en este caso.

En el caso de los manantiales (Figura 24), las temperaturas estimadas por el geotermómetro de sílice amorfa indican valores inferiores a las temperaturas medidas en superficie por lo que no son válidos (lo mismo ocurre en los pozos). Por otro lado, el resto de los geotermómetros entregan valores superiores a la temperatura medida y estos van desde aproximadamente 100 a 200 °C. Considerando su relativa cercanía a la ubicación en superficie respecto de los pozos y que en estos últimos la temperatura medida supera la máxima temperatura estimada por los geotermómetros de sílice, los valores corresponderían a una cota inferior. El geotermómetro de

Tabla 5. Geotermómetros de cationes utilizados para los pozos y manantiales de la zona de estudio. Se aplican los geotermómetros de Na/K para diferentes autores y la respectiva corrección por Mg para el geotermómetro de Na-K-Ca.

Muestra	T medida (°C)	pH	Na-K-Ca	Na-K-Ca Mg corr	Na/K Fournier 1979	Na/K Truesdell 1976	Na/K Giggenbach 1988	K/Mg Giggenbach 1986
Pozo 1	211	7.22	218.820	218.810	218.962	190.008	234.146	230.475
Pozo 2	227	7.38	237.160	237.150	237.802	214.058	251.610	266.201
Pozo 3	253	7.65	172.430	172.420	161.538	120.408	180.104	175.956
Pozo 4	229	7.74	190.700	190.690	176.783	138.365	194.572	204.868
Pozo 5	212	7.40	242.755	242.745	246.670	225.599	259.786	265.701
Pozo 6	176	8.26	180.587	180.577	174.864	136.085	192.757	169.031
Pozo 7	260	7.15	261.684	261.674	268.213	254.240	279.527	356.442
Pozo 9	225	6.55	236.753	60.634	166.899	126.681	185.202	149.107
Pozo 10	240	7.05	250.460	250.450	258.290	240.939	270.455	267.230
Pozo 11	240	6.98	260.405	260.395	266.123	251.423	277.619	331.524
Pozo 12	250	7.56	259.563	259.553	261.146	244.748	273.070	311.091
Tatio 1	51.5	2.98	206.093	118.814	233.759	208.844	247.873	118.963
Tatio 2	82	6.73	239.560	239.550	244.765	223.108	258.032	267.816
Tatio 3	76.8	6.02	232.143	232.133	244.781	223.128	258.047	224.763
Tatio 4	82	5.92	247.539	242.143	273.410	261.281	284.265	171.511
Tatio 5	58	6.90	235.297	235.287	241.555	218.925	255.074	230.375
Tatio 6	82.3	7.01	225.637	222.260	233.874	208.993	247.980	188.550
Tatio 7	82	6.92	176.786	175.872	168.591	128.670	186.809	157.132
Tatio 8	77.3	6.94	97.577	70.508	353.802	377.280	356.340	80.701
Tatio 9	80.7	3.32	227.566	70.334	332.590	345.321	337.540	91.386
Tatio 10	36.2	7.38	176.015	100.355	201.541	168.319	217.882	97.377

cuarzo sin pérdida de vapor entrega el máximo valor de temperatura entre los geotermómetros de sílice en cada manantial (sobre 140 °C y hasta 200 °C).

En el caso de los pozos esto también se cumple y además el valor estimado con este geotermómetro supera la temperatura medida con excepción del pozo 3 (con valores entre 220 y 330 °C). El geotermómetro de calcedonia supera los valores medidos con excepción de los pozos 3 y 4 (valores entre 220 y 300 °C). Se puede notar que el geotermómetro de cuarzo con máxima pérdida de vapor (quartz adiabatic) es el que estima temperaturas más cercanas a las realmente medidas en los pozos.

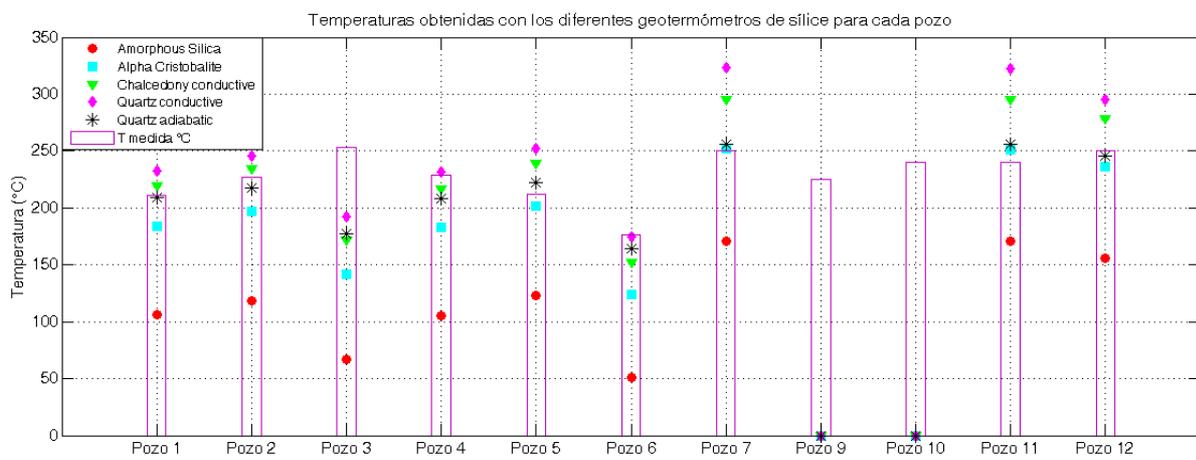


Figura 23. Gráfico de temperaturas obtenidas con los geotermómetros de sílice para cada pozo.

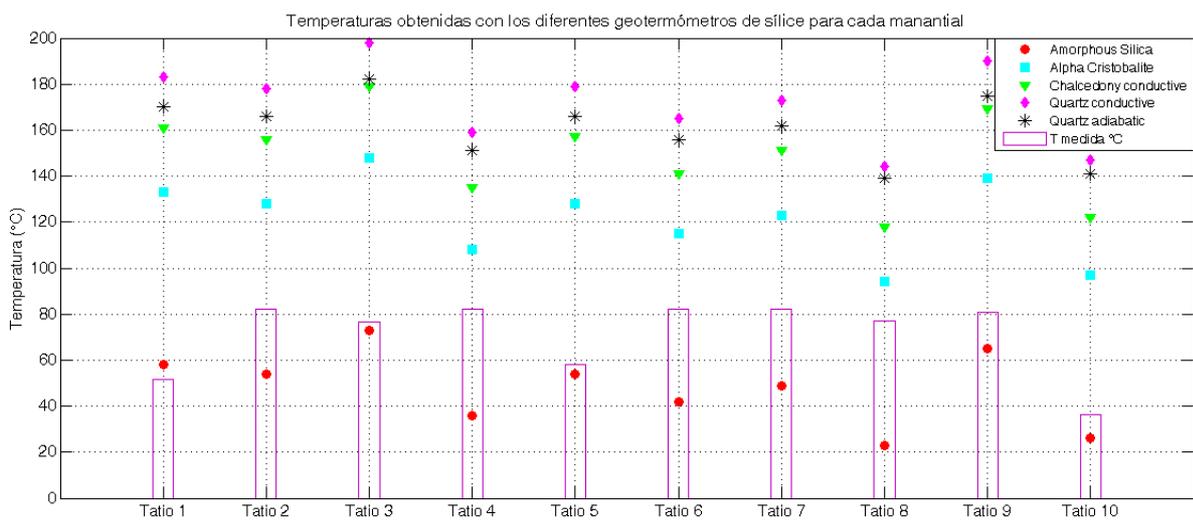


Figura 24. Gráfico de temperaturas obtenidas con los geotermómetros de sílice para cada manantial.

En la Figura 25 y la Figura 26, se puede observar la estimación de temperaturas a partir de los geotermómetros de cationes. En el caso de los manantiales se destaca una concentración de los valores estimados de temperatura para casi todos los geotermómetros alrededor de los 200-270 °C en un rango que va desde los 150 (mínimo) hasta los 290 °C (máximo). En el caso de los manantiales Tatio 8 y 9 la estimación no sería válida (350 - 380 °C) dado que corresponden a aguas sulfatadas vapor calentadas. Notar que las muestras T1, T8, T9 y T10 caen fuera del campo de equilibrio parcial o total, por lo que su estimación será inválida. En el caso de los pozos, los geotermómetros de cationes entregan valores de temperatura más bien parecidos entre ellos y que coinciden con las temperaturas medidas en ellos en la mayoría de los casos salvo en los pozos 3, 4 y 9. El rango de temperatura va entre 190 y 280 °C. El geotermómetro que más se acerca a las medidas de temperatura realizadas in situ sería el de Na/K Fournier (1979). El que entrega los valores más altos y se escapa de esta tendencia es el geotermómetro de K/Mg Giggenbach (1986), con valores de hasta 350 °C, salvo en el caso de los pozos 6 y 9.

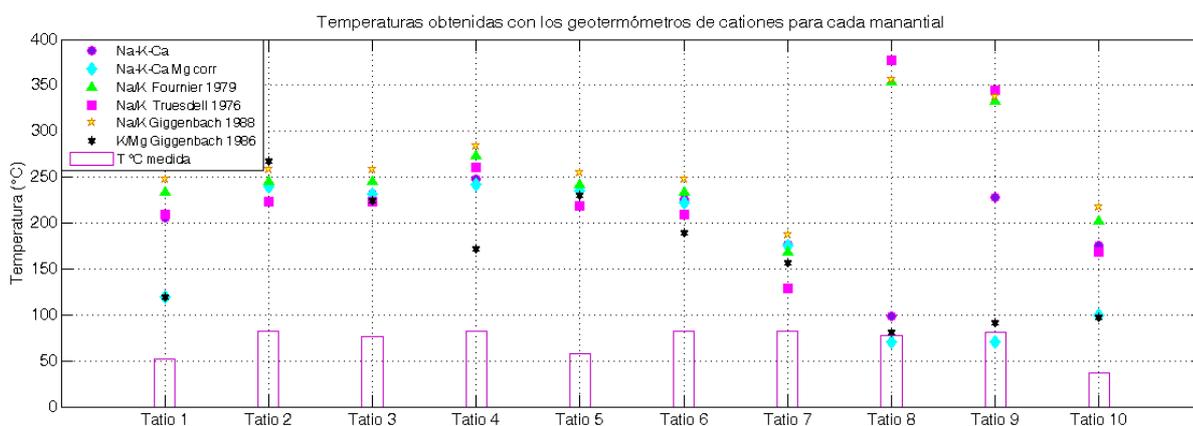


Figura 25. Gráfico de temperaturas obtenidas con geotermómetros de cationes para cada manantial.

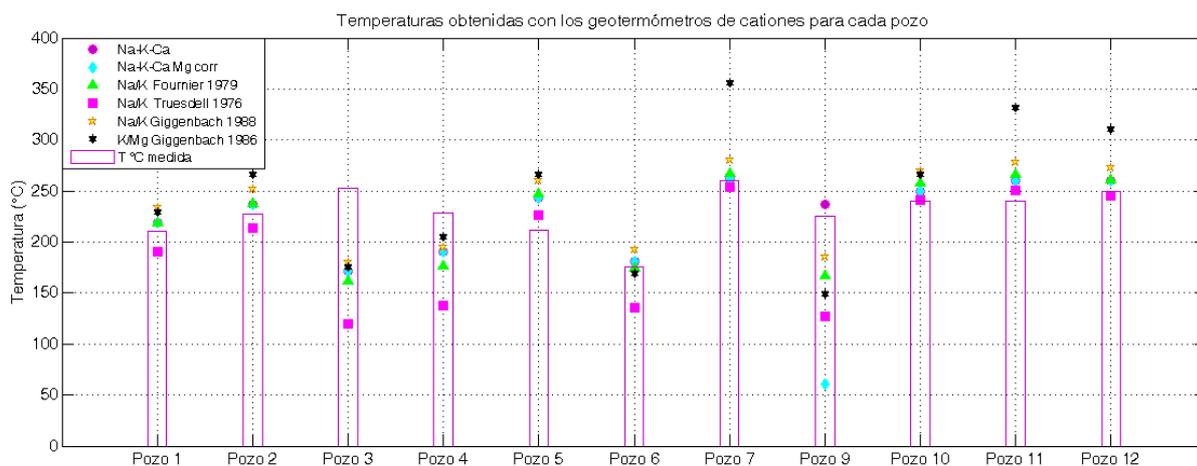


Figura 26. Gráfico de temperaturas obtenidas con geotermómetros de cationes para cada pozo.

3.5. Análisis de la geoquímica de aguas

3.5.1. Clasificación de las aguas y origen de los fluidos hidrotermales

En la Figura 17, se observa que la mayoría de las fuentes termales y pozos corresponden a aguas cloruradas a excepción de dos manantiales que contienen aguas sulfatadas vapor calentadas las cuales se ubican en el extremo sureste de la zona de estudio. Considerando el esquema de la Figura 27, el cual corresponde al caso del sistema geotermal de El Tatio, las muestras T8 y T9 corresponderían a manantiales cercanos a la fuente de calor (arco volcánico) mientras que las aguas cloruradas indicarían una proveniencia más distal (*outflow*). Las temperaturas registradas en superficie están en el rango 36 - 82 °C y en profundidad entre 211 y 253 °C. En la zona norte del área termal principal, las manifestaciones o manantiales son de tipo clorurado y se ubican en una orientación NE-SW, mientras que las muestras sulfatadas están rodeando la zona donde se perforó gran parte de los pozos. En general, el contenido de SO₄ es relacionado a la condensación de H₂S en acuíferos someros (Giggenbach, 1988). Otro mecanismo que ha explicado altos contenidos relativos de este anión, tanto en sistemas volcánicos (Aguilera, 2008 en la Zona Volcánica Norte, Chile) como en sistemas asociados a fracturas y fallas (Marini *et al.*, 2000 en Acqui Terme-Visone, Italia) es la lixiviación de secuencias evaporíticas ricas en minerales sulfatados.

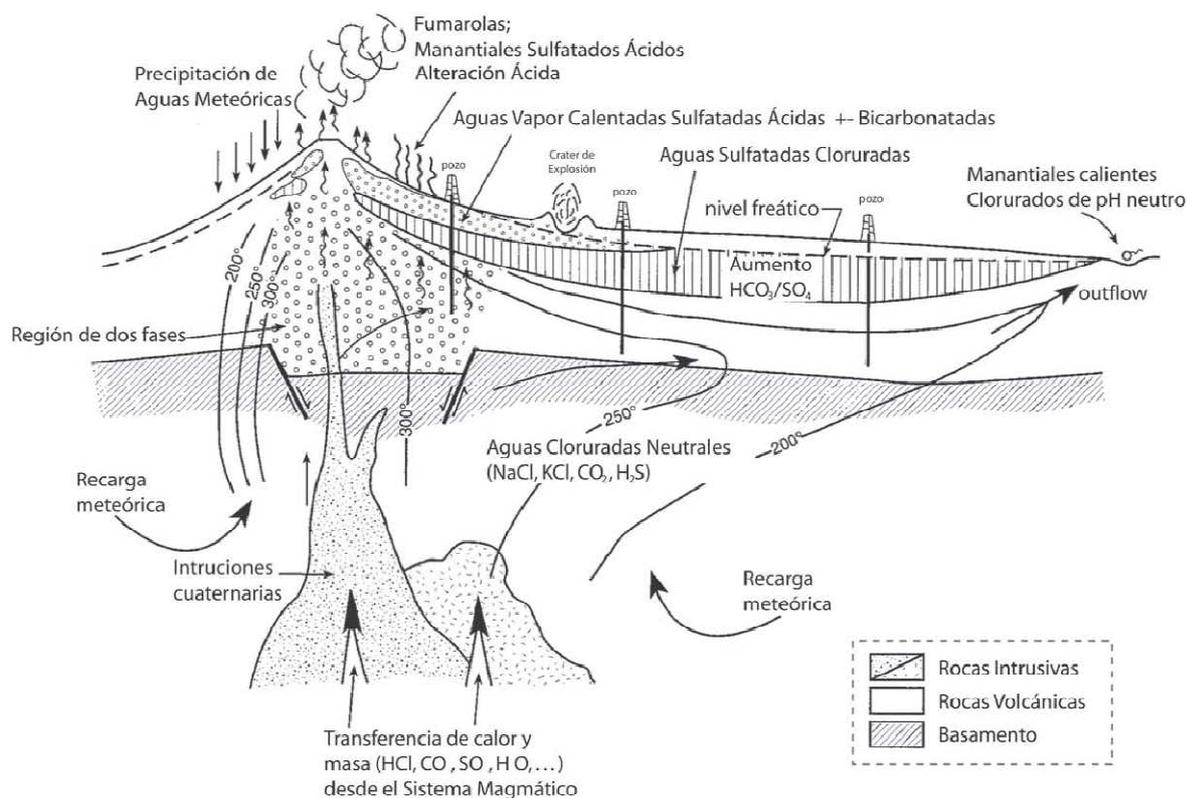


Figura 27. Modelo conceptual de un sistema geotermal hospedado en un estratovolcán andesítico (Goff y Janik, 2000).

3.5.2. Geotermometría

En la Figura 23, Figura 24, Figura 25 y Figura 26, están graficadas las temperaturas estimadas por los geotermómetros para la zona de estudio incluyendo las temperaturas medidas en los manantiales y los pozos. A partir de los gráficos se puede concluir que:

- En la Figura 23 se observa que las temperaturas medidas en los pozos fluctúan entre los 200 y 250 °C; si bien la aplicación de los geotermómetros de sílice está en el límite de validez en este caso, las estimaciones de los geotermómetros son razonables. Por otro lado, todos los geotermómetros con excepción del de sílice amorfa entregan valores superiores a la temperatura medida en los manantiales y estos van desde aproximadamente 100 a 200 °C.
- En el caso de los manantiales se destaca una concentración de los valores estimados de temperatura para casi todos los geotermómetros de cationes alrededor de los 200-

270 °C. En el caso de los pozos, estos geotermómetros entregan valores de temperatura más bien parecidos entre ellos y que coinciden con las temperaturas medidas (211 - 253 °C) en ellos en la mayoría de los casos con un rango entre 190 – 280 °C.

- El geotermómetro de cationes que más se acerca a las medidas de temperatura de los pozos realizadas in situ sería el de Na/K Fournier (1979). El que entrega los valores más altos y se escapa de la tendencia general es el geotermómetro de K/Mg Giggenbach (1986), con valores de hasta 350 °C.
- Se observa una notoria diferencia entre las temperaturas obtenidas por los geotermómetros de sílice para pozos con respecto a las de los manantiales cosa que no ocurre con los geotermómetros de cationes en que los cálculos tanto para pozos como para manantiales coinciden entre ellos y con los valores de temperatura medidos en los pozos.

De estas observaciones se desprende que la mayoría de los manantiales se encuentran equilibrados entre 100 y 200 °C según los geotermómetros de sílice. Los geotermómetros de cationes entregan temperaturas superiores, cuyos valores fluctúan entre los 200 y 270 °C para la mayoría de las muestras de manantiales. En el caso de los pozos las temperaturas calculadas son similares con un rango de 190 - 280 °C. 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 (en el caso de los manantiales). Por lo tanto la temperatura del reservorio se puede estimar en un rango de 190-280°C con un valor más probable de 250°C en el caso de corresponder a un reservorio único y en un rango de 145-160°C para el primer nivel más somero y de 250°C para el nivel más profundo en el caso de un reservorio con dos niveles (ver 4.2.1).

4. ESTIMACIÓN DE POTENCIAL

4.1. Metodología

4.1.1. Metodologías previas

4.1.1.1. Calor remanente (Espíndola, 2006)

El método de calor remanente GEOCOST (Espíndola, 2006) es el más sencillo que existe para modelar un yacimiento geotérmico, el modelo es utilizado cuando se conoce poca información del reservorio. Se basa en calcular la energía cedida por la roca y el fluido, conociendo el volumen, la presión y la temperatura del yacimiento, y las respectivas densidades y calores específicos del agua y la roca, además de hacer una consideración del porcentaje de energía aprovechable considerando el tiempo deseado de explotación.

Datos necesarios:

Volumen total	$V_t [km^3]$
Temperatura inicial	$T_y [^{\circ}C]$
Presión del yacimiento	$P_y [Bar]$
Temperatura abandono	$T_{ab} [^{\circ}C]_{sat@Pab}$
Presión de Trabajo del turbogenerador	$P_{sep} [Bar]$
Presión de Abandono	$P_{ab} [Bar]$
Porosidad	\emptyset
Tiempo de vida del proyecto	$t [s]$

Roca

Volumen	$V_r = (1 - \emptyset)V_t [km^3]$
Densidad	$\rho_r \left[\frac{kg}{m^3} \right]$
Calor específico	$C_r \left[\frac{kJ}{kg^{\circ}C} \right]$
Masa	$M_r = V_r \rho_r [kg]$

Agua caliente

Volumen	$V_a = \emptyset V_t [km^3]$
Densidad	$\rho_a = f(T, P) \left[\frac{kg}{m^3} \right]$
Calor específico	$C_{Pa} = f(T, P) \left[\frac{kJ}{kg^\circ C} \right]$
Masa	$M_a = V_a \rho_a [kg]$

Al bajar la temperatura se obtiene:

Calor cedido por la roca	$Q_r = M_r C_r \Delta T [kJ]$
Calor cedido por el agua (sin evaporarse)	$Q_a = M_a C_{Pa} \Delta T [kJ]$
Total cedido por la roca	$Q_T = Q_r + Q_a [kJ]$

Del calor que lleva el fluido geotérmico, al pasar por el separador se transformará en vapor solo una fracción X_{sep} , esta fracción se aprovechará dentro del ciclo con una eficiencia de la central η_c . Por lo tanto, sólo $\eta_r = X_{sep} \eta_c$ se aprovechará en electricidad.

$$\dot{W}_e = \frac{Q_T}{t} \eta_r [kWe]$$

Se considera la temperatura inicial del yacimiento, a lo largo del periodo de vida del proyecto (30 años), esta disminuirá hasta alcanzar la temperatura correspondiente a la presión de abandono en condiciones de saturación.

4.1.1.2. Análisis volumétrico (Nathenson, 1975)

En el análisis volumétrico (Nathenson, 1975), se calcula la energía asociada intrínsecamente al contenido en masa en un yacimiento, considera que el yacimiento entregará toda la materia que tiene contenida y esta se usará con un porcentaje de evaporación en el separador y un factor de transformación típico. Es una de las formas más sencillas de tener una primera aproximación del potencial geotérmico que se puede encontrar en un yacimiento, éste tipo de análisis se utiliza cuando se carece de información específica del yacimiento, por lo que es necesario realizar varias suposiciones.

Sí tomamos los siguientes datos del yacimiento:

Temperatura: $T [^\circ C]$

Área:	$A [km^2]$
Espesor:	$e [km]$
Volumen total:	$V_t = A \cdot e [km^3]$
Tiempo de vida total del proyecto:	$t [años]$
Porosidad:	$\emptyset [\%]$
Presión del yacimiento:	$P_y [Bar]$
Temperatura del yacimiento:	$T_y [°C]$
Calidad inicial de yacimiento:	$X_y [\%]$
Volumen del agua:	$V_a = \emptyset V_t [km^3]$
Densidad del agua:	$\rho_a \left[\frac{kg}{m^3} \right]$
Entalpía del agua:	$h_f \left[\frac{kJ}{kg} \right]$
Gasto de extracción:	$\dot{V}_a \left[\frac{m^3}{h} \right]$
Flujo másico:	$\dot{m}_a \left[\frac{ton}{h} \right]$
Presión del separador:	$P_{sep} [MPa]$
Entalpía de agua en el separador:	$h_{f@sep} \left[\frac{kJ}{kg} \right]$
Entalpía de vapor en el separador:	$h_{g@sep} \left[\frac{kJ}{kg} \right]$
Calidad en el separador:	$X_{sep} [\%]$
Gasto de vapor:	$\dot{m}_v \left[\frac{ton}{h} \right]$
Consumo específico:	$CE \left[\frac{ton}{MWh} \right]$

Se calcula el gasto másico necesario para agotar el volumen de agua en el periodo del proyecto con una tasa de extracción constante.

$$\dot{m}_v = \dot{m}_a X_{sep} = \frac{V_a \rho_a}{t} X_{sep} = \frac{\emptyset V_t \rho_a}{t} X_{sep}$$

La potencia se estima determinando la calidad de vapor en el separador y con el valor de consumo específico de vapor en la central.

$$\dot{W}_e = \frac{\dot{m}_v}{CE}$$

4.1.1.3. Modelo volumétrico (Soengkono, 2000)

Usando como referente el sistema geotérmico vapor-dominante de Kamojang, Indonesia (Hochstein y Browne, 2000; Soengkono, 2002), se definen tres estratos: un nivel superior de condensado (acuífero vapor-calentado); un nivel intermedio vapor-dominante y un nivel profundo líquido-dominante (líquido clorurado en ebullición).

Para simplicidad, se pueden unificar los dos estratos inferiores en un único nivel “vapor-dominante” con una fracción de vapor de 50%. Los estratos “vapor-calentado” y “vapor-dominante” resultantes deben quedar caracterizados por los siguientes parámetros:

Parámetros variables

A = área

D = espesor

T = temperatura (°C)

H_f = entalpía del fluido (Tabla de vapor)

σ = densidad (σ_r = roca; σ_f = fluido; Tabla de vapor)

\emptyset = porosidad

Parámetros fijos

R = factor de recuperación. Se asume un factor de recuperación arbitrario de 35%. Este factor está controlado principalmente por la eficiencia de la recarga del sistema geotérmico inducida naturalmente (a su vez, función de la hidrología y estructura de permeabilidad fuera y dentro del reservorio). Teóricamente, el factor R puede oscilar entre 1 (completa recarga del reservorio) y 0,1 (recarga limitada del reservorio; Soengkono, 2002).

E = factor de eficiencia. Este factor describe la razón entre la energía calórica consumida por la planta de generación (por unidad de vapor) y la energía eléctrica producida. Un valor realístico puede ser del orden de 15%.

L = tiempo de vida proyecto (30 años)

F = factor de planta. Este factor describe la razón entre la capacidad instalada de la planta y la capacidad real de generación por unidad de tiempo (ej. 1 año). El factor de planta queda determinado por la frecuencia de las operaciones de mantenimiento, prioridad para ingreso al sistema interconectado (función de costo marginal de operación), etc. Se asume en nuestro caso un factor de planta de 95%.

C_r = calor específico de la roca.

T_0 = temperatura de corte (180°C). Esta temperatura depende de las condiciones de operación de la planta eléctrica y se puede correlacionar con la temperatura de separación del vapor. Se asume en este caso 170°C, equivalente a unos 8 bar de presión en condiciones de saturación (Tabla de vapor).

Con esta información, se puede estimar el potencial geotérmico del sistema en MWe a través del método volumétrico (ej. Soengkono, 2002).

Se consideran dos modalidades de estimación de potencial. La primera considera el calor potencialmente utilizable procedente de las rocas y fluidos (líquido y vapor) ponderada por el factor de recuperación, eficiencia y factor de planta. La expresión utilizada para cada estrato es:

$$P_l = [m_r C_r (T - T_0) + m_f (H_{(f,T)} - H_{(f,T_0)})] R E F / L$$

donde m_i es la masa (en kg) de la fase i (roca o fluido). La masa de vapor y líquido de cada estrato se calcula en función de la porosidad, densidad y fracción de vapor como:

$$m_v = V \phi \sigma_v \rho_v$$
$$m_L = V \phi \sigma_L (1 - y)$$

donde V es el volumen del estrato ($= Axd$) en m^3 . La segunda modalidad considera solamente las contribuciones de fluidos, pero se asume una producción total de modo que:

$$P_l = m_f (H_{(f,T)} - H_{(f,T_0)}) E F / L$$

En este segundo caso, se asume que todo el líquido del estrato vapor-dominante es vaporizado y producido y que el 25% del líquido del estrato vapor-calentado desciende

al estrato vapor-dominante donde es vaporizado y producido. Parte del líquido del estrato vapor-calentado sin vaporizar contribuye a mantener la presión del reservorio.

4.1.2. Modelo USGS con simulación de Montecarlo

El modelo volumétrico, mejor conocido como método USGS Heat in Place, propone una forma simple para estimar el potencial de un yacimiento geotérmico y es muy útil en etapas tempranas del desarrollo de un proyecto geotermoeléctrico.

El método evalúa la cantidad de calor recuperable, determinando el calor disponible en el yacimiento y suponiendo que el recurso geotérmico (totalmente en fase líquida) se lleva hasta la superficie con una efectividad de recuperación R_f y luego es enfriado hasta la temperatura ambiente (recuperación ideal). El cálculo de la energía termal para un reservorio líquido dominante utiliza la ecuación siguiente:

$$Q_T = Q_r + Q_w$$

$$Q_r = A \cdot h \cdot [(1 - \emptyset) \cdot \rho_{roca} \cdot C_{roca} \cdot (T_{yacimiento} - T_{ambiente})]$$

$$Q_w = A \cdot h \cdot [\emptyset \cdot \rho_{agua} \cdot C_{p_{agua}} \cdot (T_{yacimiento} - T_{ambiente})]$$

$$q_{recuperable} = R_f Q_T$$

$$q_{rec} = R_f \cdot A \cdot h \cdot [\emptyset \cdot \rho_{agua} \cdot C_{p_{agua}} + (1 - \emptyset) \cdot \rho_{roca} \cdot C_{roca}] \cdot (T_{yac} - T_{amb})$$

Donde q es el calor disponible, V es el volumen total del yacimiento, \emptyset la porosidad, ρ la densidad, C_p la capacidad calorífica y T la temperatura.

Una vez determinada la energía termal del reservorio, se procede a la estimación del potencial mediante la siguiente fórmula:

$$P = \frac{(Q_T \cdot R_f \cdot C_e)}{P_f \cdot t}$$

Donde P es el potencial de energía, R_f es el factor de recuperación, C_e es la eficiencia de conversión, P_f es el factor de planta y t el tiempo (vida útil del proyecto).

Así, los parámetros necesarios para el cálculo del calor recuperable son:

Energía termal total:	$Q_T \left[\frac{kJ}{kg} \right]$
Calor en la roca:	$Q_r \left[\frac{kJ}{kg} \right]$
Calor en el agua:	$Q_w \left[\frac{kJ}{kg} \right]$
Área del reservorio:	$A [m^2]$
Espesor promedio del reservorio:	$h [m]$
Temperatura promedio del reservorio:	$T_{yac} [^{\circ}C]$
Porosidad:	$\emptyset [\%]$
Factor de recuperación:	$R_f [\%]$
Calor específico de la roca en las condiciones del reservorio:	$C_{roca} \left[\frac{kJ}{kg^{\circ}C} \right]$
Calor específico del líquido en las condiciones del reservorio:	$Cp_{agua} \left[\frac{kJ}{kg^{\circ}C} \right]$
Densidad de la roca:	$\rho_{roca} \left[\frac{kg}{m^3} \right]$
Densidad del agua:	$\rho_{agua} \left[\frac{kg}{m^3} \right]$
Temperatura final o de abandono:	$T_{amb} [^{\circ}C]$
Eficiencia de conversión:	$C_e [\%]$
Factor de planta:	$P_f [\%]$
Vida útil del proyecto:	$t [años]$

Algunos de estos parámetros pueden conocerse con precisión aceptable y otros se pueden estimar con cierta incertidumbre, debido a la información limitada en profundidad. Por lo tanto, es necesario realizar una aproximación con el método USGS *Heat in Place* con simulación de Monte Carlo, el cual se aplica para evaluar el potencial en una base estadística y probabilística.

Este método tiene como fundamento la aplicación de la simulación de Monte Carlo para llevar a cabo la estimación de parámetros con incerteza asociada. En efecto, la función del potencial geotérmico de una zona es una función analítica que

depende de las variables enlistadas anteriormente. El método Monte Carlo pretende encontrar la función de probabilidad del potencial geotérmico a partir de variables aleatorias, esto es, evalúa la función a estudiar ('potencial geotérmico') en 'n' escenarios diferentes seleccionados de manera aleatoria, asignando al azar un valor a cada variable en su dominio de pertenencia.

Como se desconoce el valor exacto de cada variable, se definen rangos de valores (máximo y mínimo) y el valor más probable para cada parámetro; de esta manera los valores de cada parámetro se estiman según su dominio y una distribución de probabilidad de ocurrencia que los caracteriza, ya sea uniforme, triangular, lognormal u otra. Esquemáticamente los pasos de la estimación son los que se representan en la Figura 28. Luego de realizar un número 'n' de iteraciones, escogiendo al azar un valor para cada variable en su dominio de pertenencia, se obtiene una matriz de valores para cada variable y evaluando la función 'potencial geotérmico', se obtiene un muestreo representativo de la población de la función estudiada (matriz de resultados). Esta muestra aleatoria sugiere que la población seguirá una distribución normalizada de Gauss y tendrá mayor precisión cuanto mayor sea el número de iteraciones 'n'.

Finalmente se estará en condiciones de analizar estadísticamente el muestreo y encontrar el valor más esperado de la función, la desviación estándar de los resultados y un intervalo de confianza con cierta probabilidad. Los resultados para la energía termal o su equivalente capacidad de generación de energía se analizan mediante gráficos en histogramas de frecuencia relativa y de distribución de frecuencia acumulativa (suma incremental de la frecuencia relativa) (Figura 29).

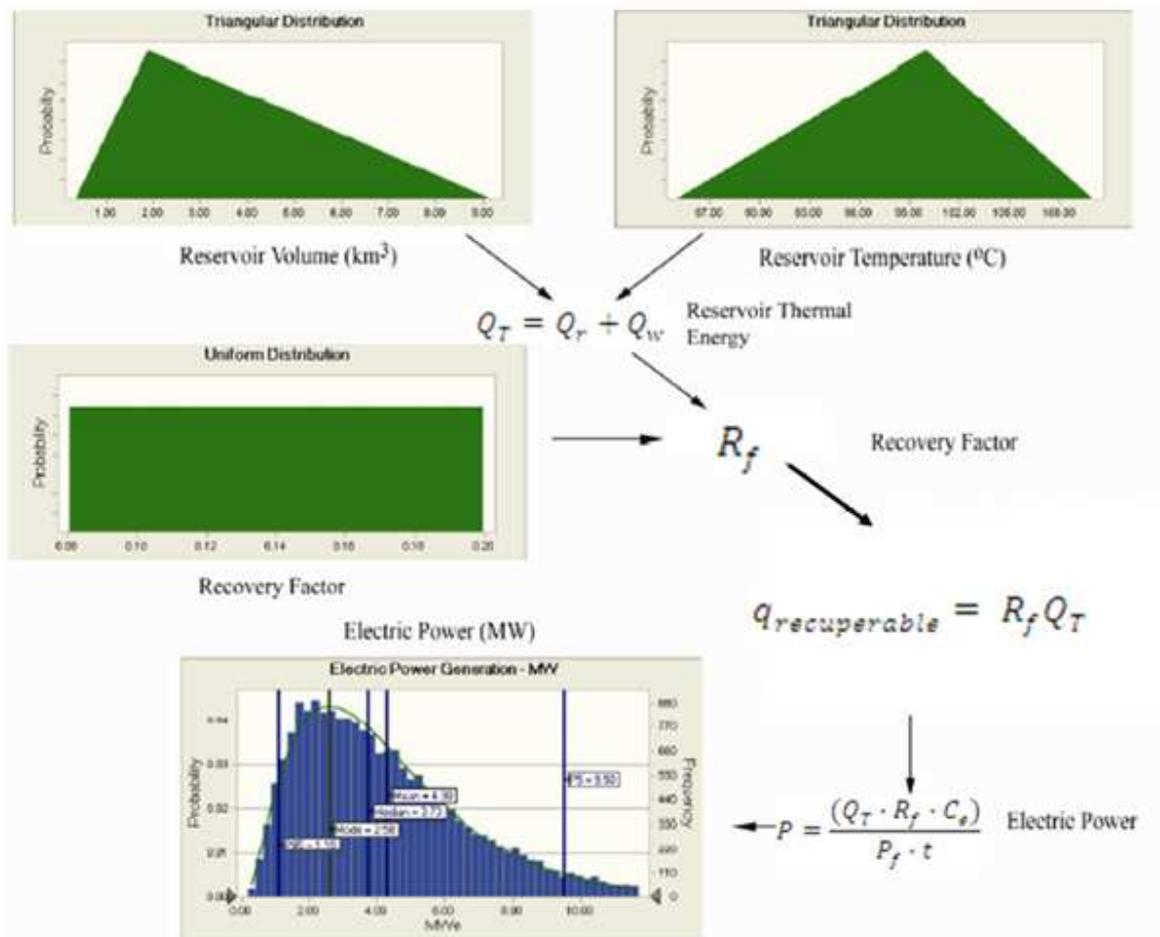


Figura 28. Esquema de los pasos para obtener la estimación de potencial de generación (Modificado de Sarmiento, 2008).

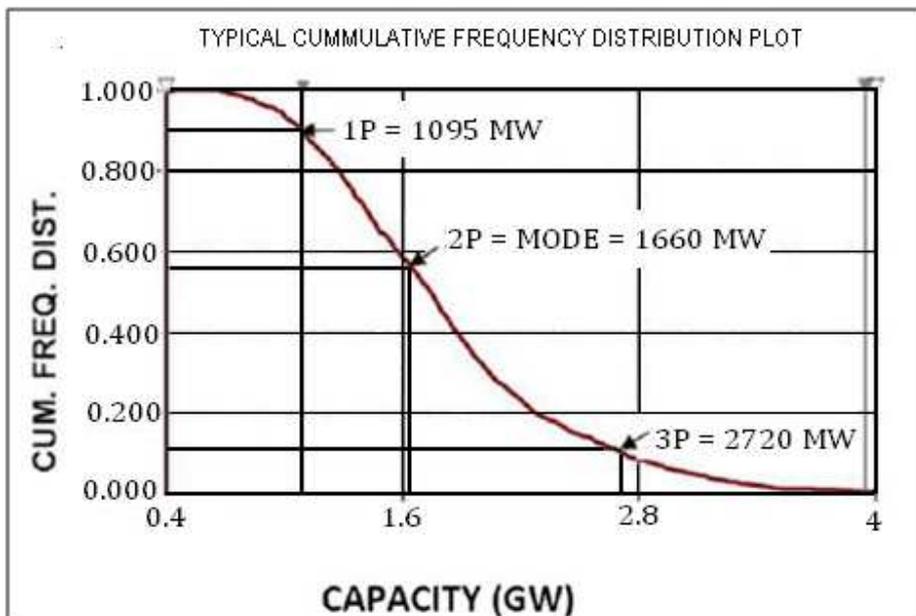


Figura 29. Distribución de probabilidad acumulada para la variable aleatoria Capacidad.

4.2. Aplicación del método USGS ‘Heat in place’

4.2.1. Parámetros, variables aleatorias

Como se mencionó en la descripción del modelo USGS ‘Heat in place’, los parámetros o variables del método son los que se detallan en la sección 4.3.2.

A continuación se organizan los parámetros según los que se consideran como variables aleatorias, los que dependen de algunas de estas variables ($f(T)$) y aquellos que serán considerados fijos. Además, se detalla la selección de cada parámetro según la información disponible y sus restricciones.

Variables aleatorias

Estos parámetros poseen ciertas restricciones pero no son suficientes para determinar un valor único. Dada la incerteza que está asociada a ellos, se aplicarán simulaciones de Monte Carlo para estimar su valor en MATLAB 7.12.0. Los parámetros son:

Área del reservorio:	$A [m^2]$
Espesor promedio del reservorio:	$h [m]$
Temperatura promedio del reservorio:	$T_{yac} [^{\circ}C]$
Porosidad:	$\emptyset [\%]$
Factor de recuperación:	$R_f [\%]$

En el caso del área del reservorio se tiene que:

- En la superficie, la zona de mayor concentración de fuentes termales se localiza en las nacientes del Río Salado, abarcando una superficie de alrededor de $10 km^2$ (Lahsen y Trujillo, 1975).
- Además, existe información proporcionada por estudios de prospección geofísica con la que se restringe la extensión en sub-superficie del reservorio geotermal. En efecto, a partir de métodos geoelectricos se detectó una anomalía de baja resistividad con valores inferiores a $10 \Omega \cdot m$, a una profundidad de 1000 m, abarcando una superficie alrededor de los $30 km^2$ y con valores inferiores a

$5 \Omega \cdot m$, a la misma profundidad, abarcando una superficie de 14 km^2 (Hochstein, 1971) (Figura 31).

Así, este parámetro variable estará restringido al rango de valores máximo 30 km^2 y mínimo 10 km^2 con un valor más probable de 20 km^2 ; su distribución de probabilidad es triangular.

Para el espesor promedio del reservorio se considera la información entregada por los perfiles geológicos de las Figura 32, Figura 33, Figura 34 y Figura 35 que muestran la extensión del nivel permeable principal correspondiente a la Ignimbrita Puripicar (resaltado en celeste) y por los pozos perforados que indican la presencia de tres niveles permeables, localizados en profundidad según el esquema de la Figura 36 y la Tabla 6 y Tabla 7.



Figura 30. Traza de los perfiles (Google Earth).

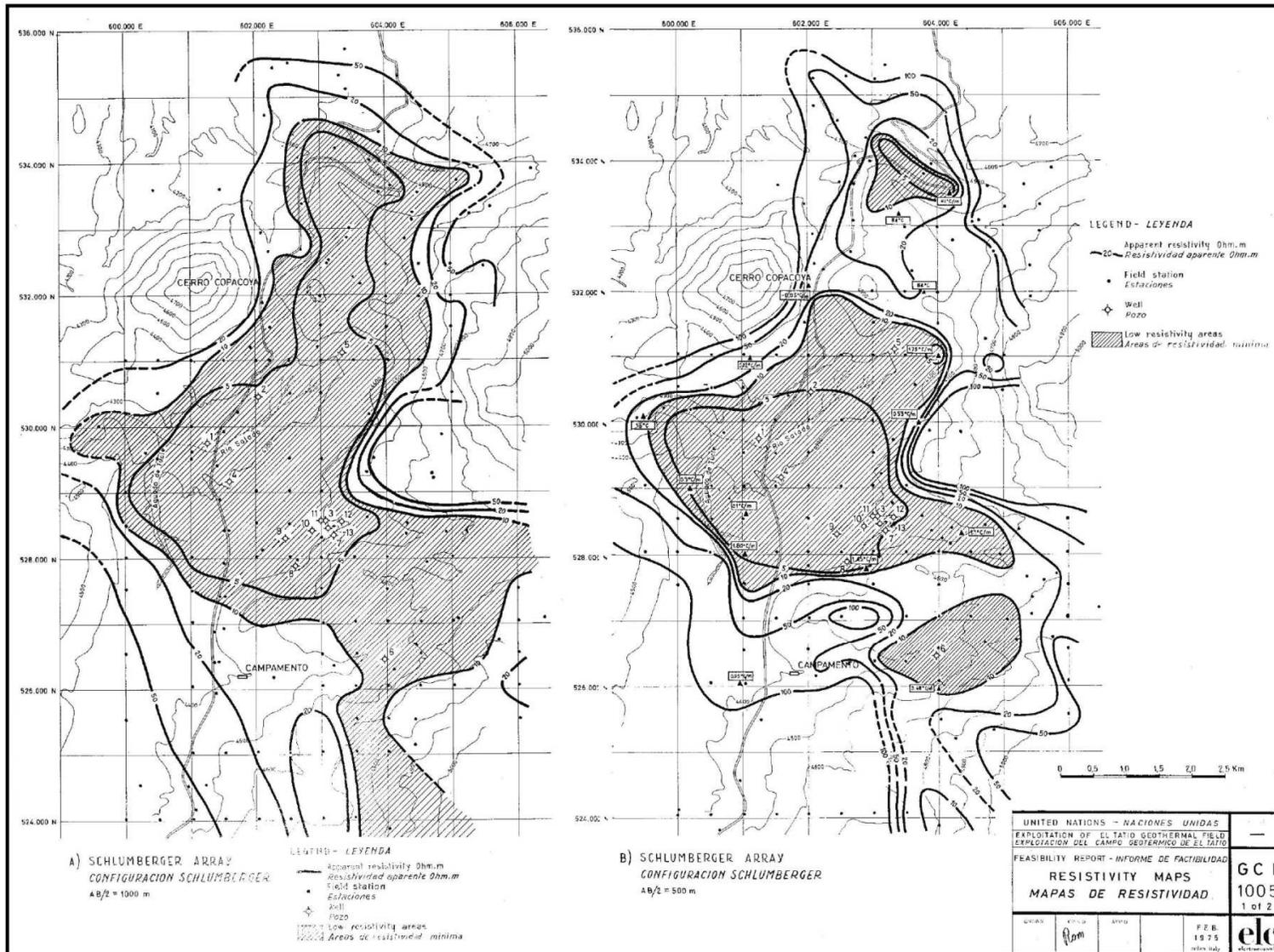


Figura 31. Resistividad de El Tatio, configuración Schlumberger. a) AB/2=1000 m, b) AB/2=500 m (Electroconsult, 1975).

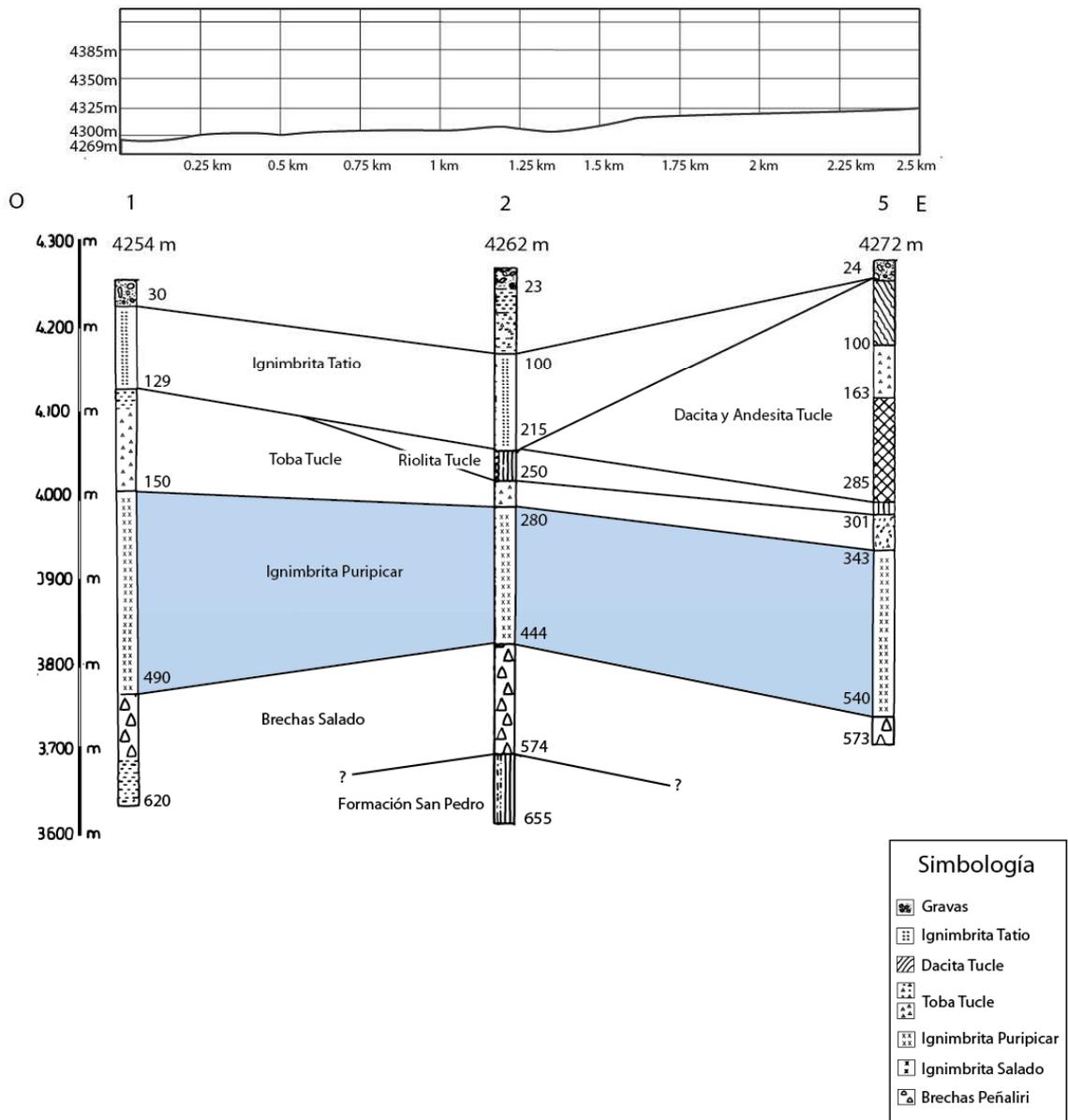


Figura 32. Perfil geológico de la sección que une los pozos 1, 2 y 5 (basado en Electroconsult, 1975).

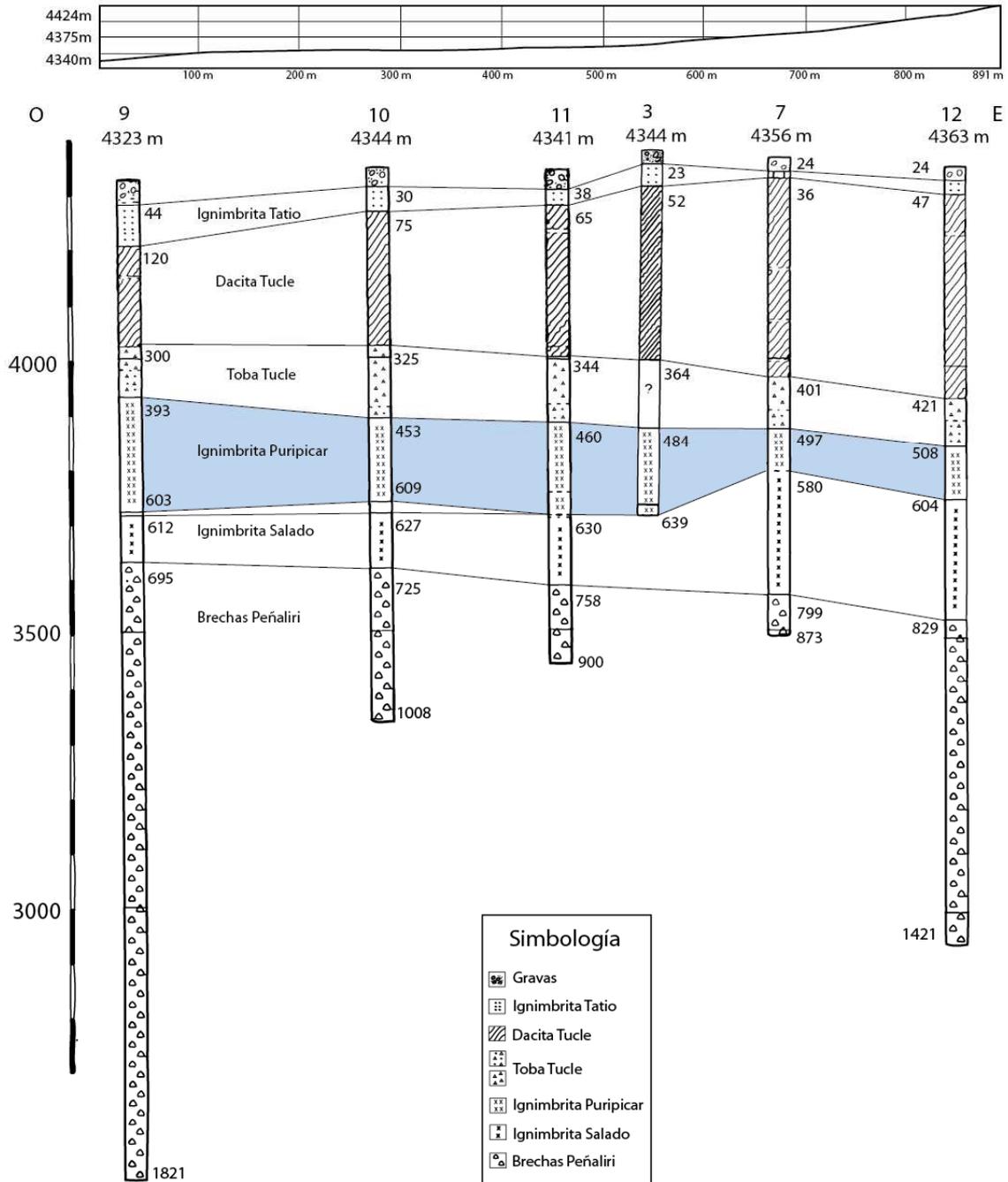
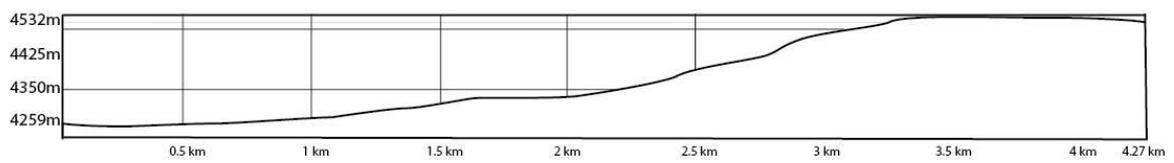
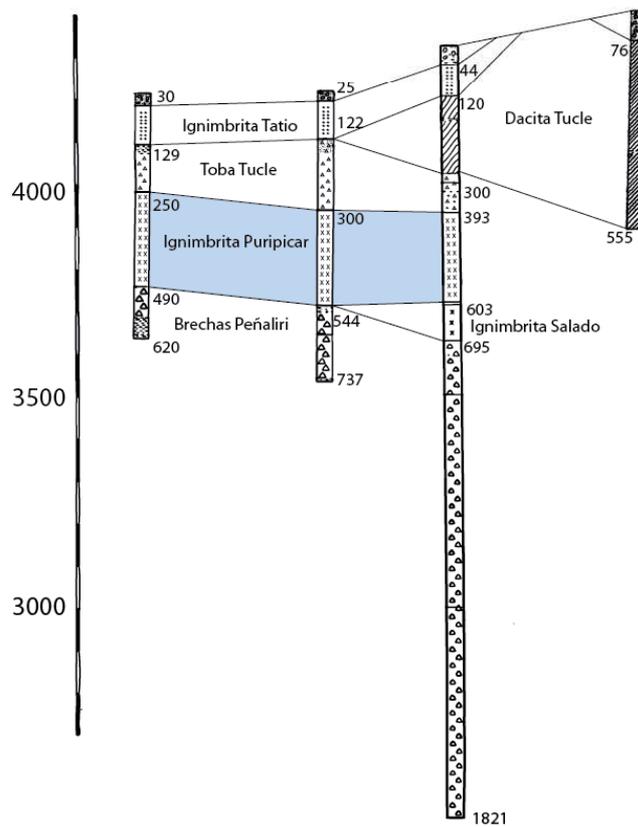


Figura 33. Perfil geológico de la sección que une los pozos 9, 10, 11, 3, 7 y 12 (basado en Electroconsult, 1975).



O 1 4 9 6 E



Simbología	
	Gravass
	Ignimbrita Tatio
	Dacita Tucle
	Toba Tucle
	Ignimbrita Puripicar
	Ignimbrita Salado
	Brechas Peñaliri

Figura 34. Perfil geológico de la sección que une los pozos 1, 4, 9 y 6 (basado en Electroconsult, 1975).

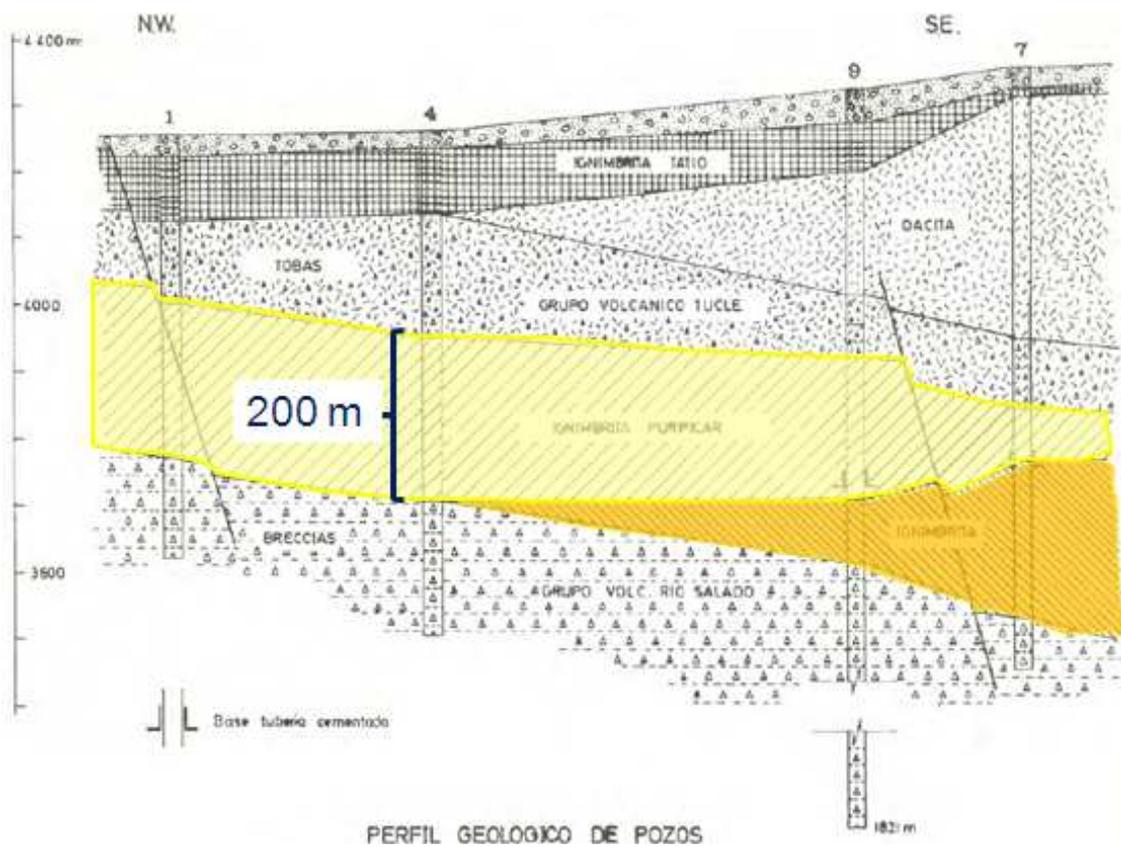


Figura 35. Perfil geológico NW-SE a través de los pozos 1, 4, 9 y 7 (Lahsen y Trujillo, 1975).

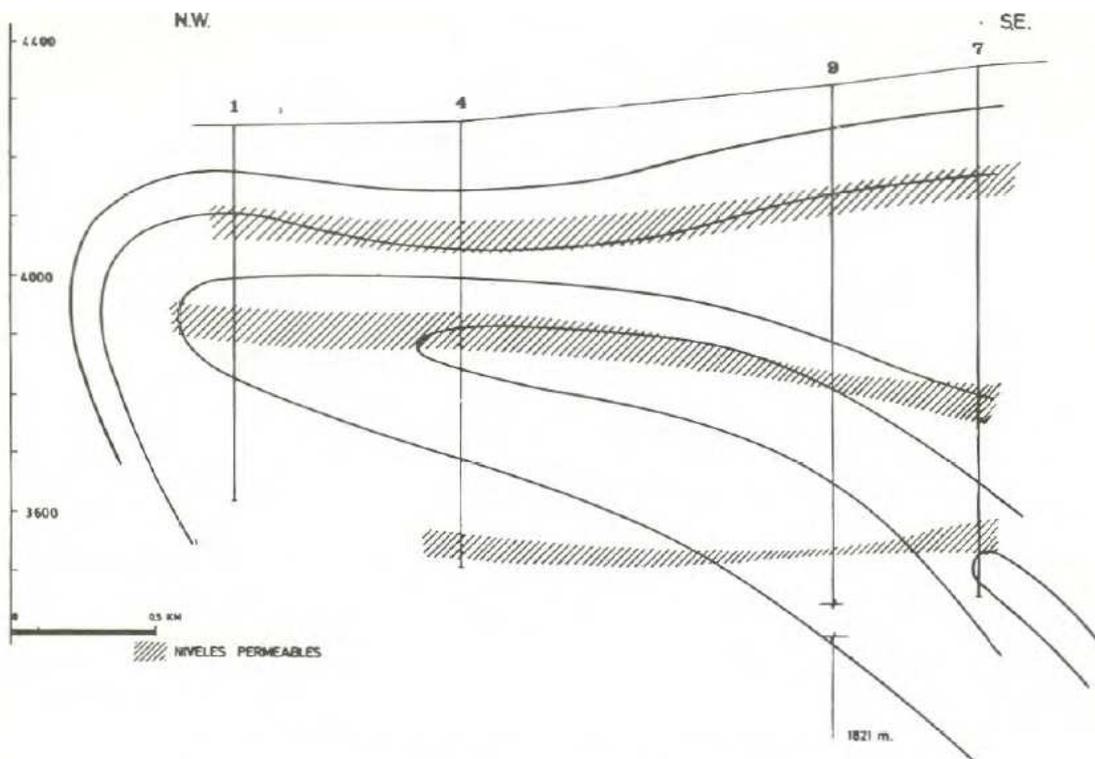


Figura 36. Perfil de temperatura y zonas permeables a través de los pozos 1, 4, 9 y 7 (Lahsen y Trujillo, 1975).

Tabla 6. Niveles permeables atravesados en los pozos de 8 pulgadas (Lahsen y Trujillo, 1975).

Pozo	Prof.	Formación	T (°C)	Prof.	Formación	T (°C)	Prof.	Formación	T (°C)
7	170	Tucle	160	480	Puripicar	228	745	Peñaliri	260
	245			530			890		
8	Impermeable	-	-	450	Puripicar	225	950	Peñaliri	213
				500			970		
9	141	Tucle	160	550	Puripicar	224	1150	Peñaliri	200
	180			600			1580		
10	150	Tucle	160	550	Puripicar	230	700	Peñaliri	235
	190			600			800		
11	150	Tucle	156	500	Puripicar	228	700	Peñaliri	240
	190			550			800		

Los principales niveles permeables se encuentran entre los 225 y 650 m de profundidad, preferentemente en la Ignimbrita Puripicar y en menor proporción en el Grupo Volcánico de Tucle y solo ocasionalmente en las Ignimbritas del Grupo Río Salado (Figura 32, Figura 33, Figura 34 y Figura 35).

A partir de los sondajes se identificaron tres niveles permeables, el más superior en las Dacitas de Tucle a profundidades que varían entre 150 a 250 m, el intermedio entre los 450 y 600 m ubicado en la Ignimbrita Puripicar y el inferior en la base del Grupo Volcánico Río Salado (Tabla 8) (Lahsen y Trujillo, 1975).

A partir de la Tabla 6, se calcularon los espesores de cada nivel para cada sondaje. El espesor de los niveles permeables se detalla en la Tabla 7.

Tabla 7. Espesores de los niveles permeables atravesados en los pozos.

Pozo	Espesor nivel 1 (m)		T (°C)	Espesor nivel 2 (m)		T (°C)	Espesor nivel 3 (m)		T (°C)
7	75	Tucle	160	50	Puripicar	228	145	Peñaliri	260
8	-	-	-	50	Puripicar	225	20	Peñaliri	213
9	39	Tucle	160	50	Puripicar	224	430	Peñaliri	200
10	40	Tucle	160	50	Puripicar	230	100	Peñaliri	235
11	40	Tucle	156	50	Puripicar	228	100	Peñaliri	240
								Salado	

Finalmente, como se distinguen tres niveles permeables, es decir, tres acuíferos, la estimación de potencial se efectúa para cada uno de ellos. El parámetro del espesor se

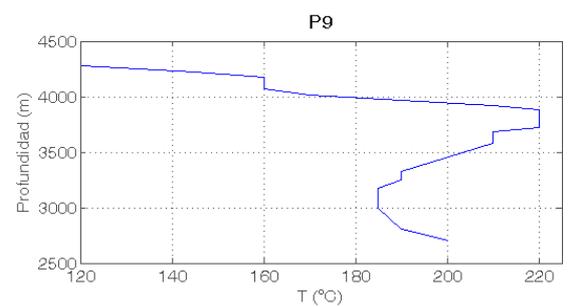
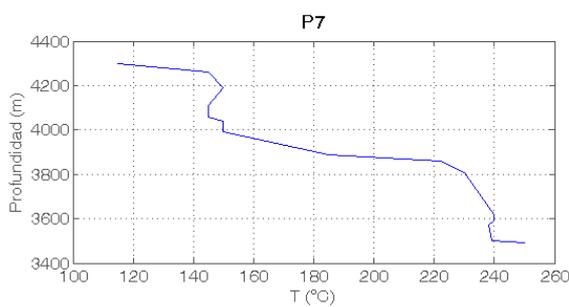
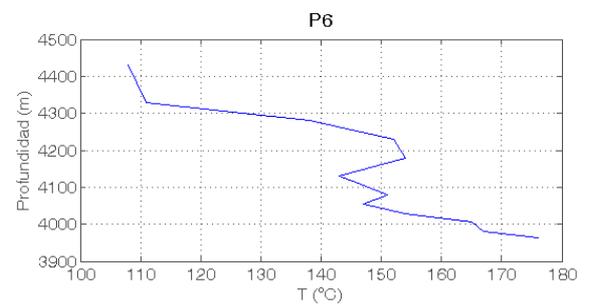
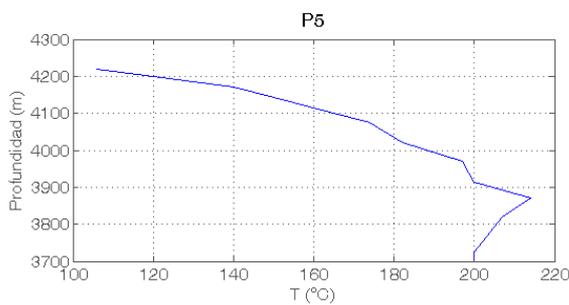
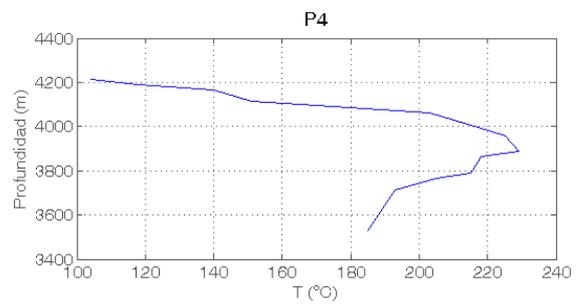
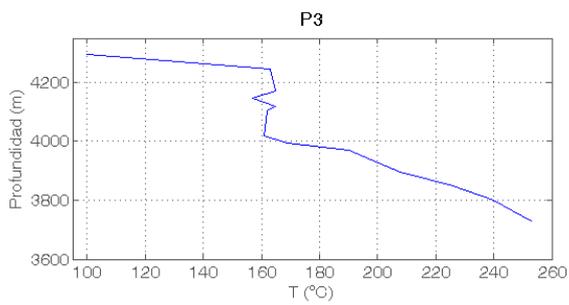
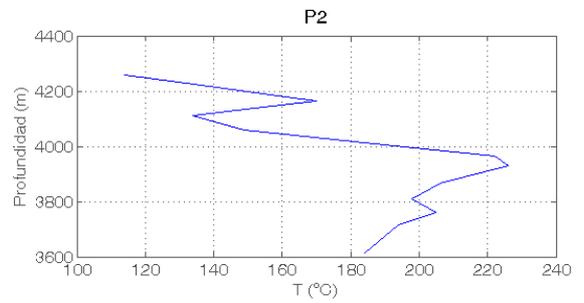
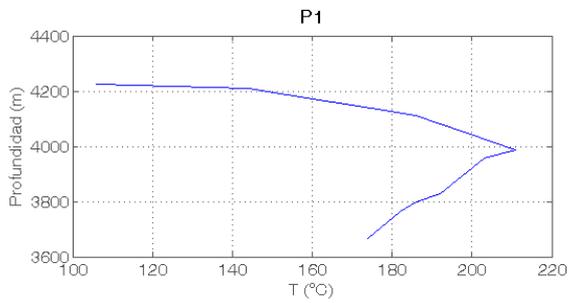
considera variable en el caso de los niveles 1 y 3, mientras que en el nivel 2 es fijo. Para el nivel 1 y 3 se considera una distribución de probabilidad triangular con un valor máximo y mínimo y el más probable.

Tabla 8. Estratigrafía según sondajes CORFO.

Unidad Litológica	Variación de Espesor (m)
Arenas pobremente cementadas	23 – 115
Ignimbrita Tatio	20 – 215
Dacita Tucle	120 – 400
Toba Tucle	30 – 180
Ignimbrita Puripicar	100 – 200
Ignimbrita río Salado	90 – 220
Brecha río Salado	130 – 1200

La temperatura es un parámetro bien restringido ya que se posee información directa del reservorio obtenida por medio de los registros de los pozos perforados en el área hasta profundidades de 1800 m (años 1969-1974). No obstante, se realizó en este estudio un análisis geotermométrico de las aguas termales para así comprobar y establecer un rango de temperaturas preciso. En efecto, la temperatura de los pozos se encuentra en el rango 190-280 °C (valores máximo y mínimo), con un valor más probable de 250 °C. En la Figura 37 se detalla la temperatura de cada pozo en función de la profundidad. En el caso del nivel permeable de Dacita Tucle, la temperatura estará en el rango dado por los pozos: en este nivel, con relativamente alta permeabilidad, se mezclan aguas frías con aguas más calientes provenientes de niveles inferiores. Esta capa constituye un acuífero que contiene agua a temperaturas entre 145-160 °C (Healy, 1974).

En el caso de la porosidad, existen estudios realizados por Mahon (1969-70) en que se indican los valores de porosidad promedio para las formaciones en que están incluidos los niveles permeables (Tabla 9). La porosidad en la parte inferior de la Ignimbrita Puripicar y en la Ignimbrita Salado es generalmente menor a la indicada en la Tabla 9, alrededor de 10 %. Como la estimación de potencial se realiza para los niveles permeables por separado, la porosidad será un parámetro variable con distribución uniforme en el caso de los niveles 2 y 3. En el caso del nivel 1 (Dacita Tucle) se cuenta con un solo valor por lo que se considerará fijo.



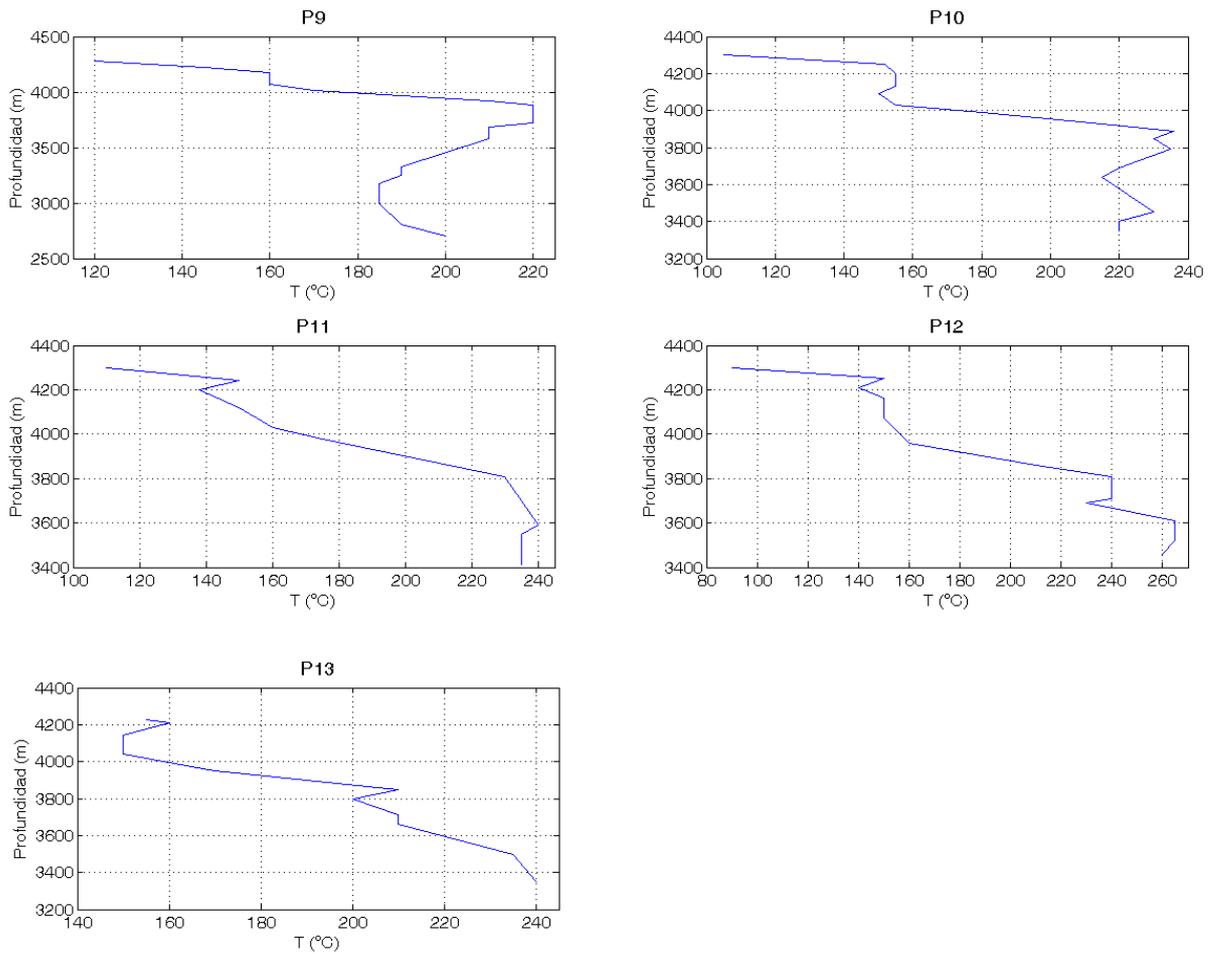


Figura 37. Perfiles de temperatura para cada pozo (basado en Electroconsult, 1975).

Tabla 9. Porosidad de las Formaciones del sector de El Tatio (Hochstein, 1970, 1971; Healy, 1974).

Formación	ϕ promedio (%)
Ignimbrita Tatio	33.1
Ignimbrita Tatio silicificada (Pozo 2)	12.3
Dacita Tucle	17.3
Toba Tucle	30.8
Ignimbrita Puripicar	13.7
Brechas Salado (Pozo 4)	32.3

El factor de recuperación considera e incorpora una estimación de la porosidad y permeabilidad efectiva del reservorio. De hecho, la presencia de una permeabilidad adecuada para la producción se basa en la existencia de una anomalía geotermal y el factor de recuperación que se asume (Williams et al., 2008). En una primera aproximación (Circular 790) se utilizó una distribución triangular para R_f , con un rango

de valores entre 0 y 0.5 con un valor más probable de 0.25 (Muffler et al., 1979). En análisis más recientes de datos provenientes de reservorios fracturados que comúnmente se explotan para extraer la energía geotermal, se indica que el valor de R_f es más cercano a 0.1 y varía en un rango aproximado entre 0.05 y 0.2 (Lovekin, 2004; Williams, 2004, 2007). Esta aparente discrepancia en R_f refleja el contraste entre la recuperación de energía termal a partir de un complejo reservorio predominantemente fracturado respecto a un reservorio uniforme y de alta porosidad considerado en los modelos tempranos. Tomando como referencia el análisis realizado por Williams (2007), en la nueva evaluación de recursos de USGS, R_f para reservorios predominantemente fracturados se estima en un rango entre 0.08 y 0.2 con una probabilidad uniforme en todo el intervalo.

Variables en función de la temperatura

Densidad del agua:	$\rho_{agua} \left[\frac{kg}{m^3} \right]$
Calor específico del líquido en las condiciones del reservorio:	$Cp_{agua} \left[\frac{kJ}{kg^{\circ}C} \right]$
Eficiencia de conversión:	$C_e [\%]$

Tanto la densidad del agua como el calor específico son variables que dependen de la temperatura. Es por esto que su expresan mediante una función de la temperatura. A partir de las tablas de vapor, en las cuales se detallan los valores de estos parámetros con un paso de 1 [°C], se realizó un ajuste con la herramienta *curve fitting* de MATLAB 7.12.0 para ambas variables.

La densidad del agua se expresa mediante:

$$\rho_{agua}(T) = -0.003 \cdot T^2 - 0.023 \cdot T + 995.9 \left[\frac{kg}{m^3} \right]$$

El calor específico del agua a presión constante está dado por:

$$Cp_{agua}(T) = 9.737 \cdot 10^9 \cdot e^{-\left(\frac{T-407}{8.069}\right)^2} + 4.82 \cdot 10^{13} \cdot e^{-\left(\frac{T-915.9}{102.9}\right)^2} + 1.325 \cdot e^{-\left(\frac{T-332.5}{49.95}\right)^2} + 5.075 \cdot e^{-\left(\frac{T-335.8}{523.5}\right)^2} \left[\frac{kJ}{kg^{\circ}C} \right]$$

Si bien al realizar el ajuste para la densidad del agua el límite de iteración fue alcanzado, la temperatura máxima considerada para el reservorio es inferior al punto en que esto ocurre (ver Figura 38 y Figura 39).

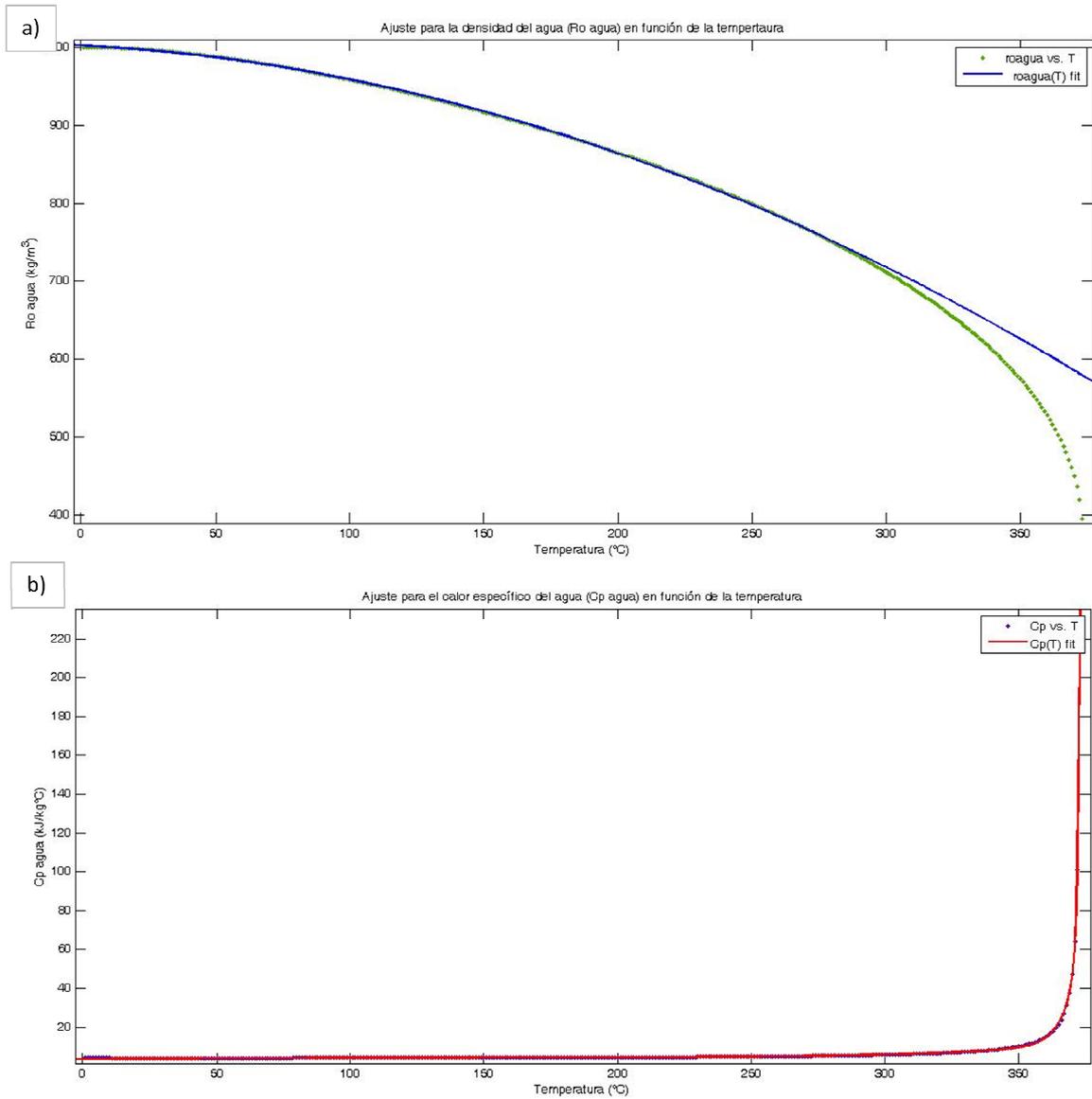


Figura 38. Ajustes para la densidad y el calor específico del agua en función de la temperatura. a) Gráfico para el ajuste de la densidad en función de la temperatura. b) Gráfico para el ajuste del calor específico en función de la temperatura.

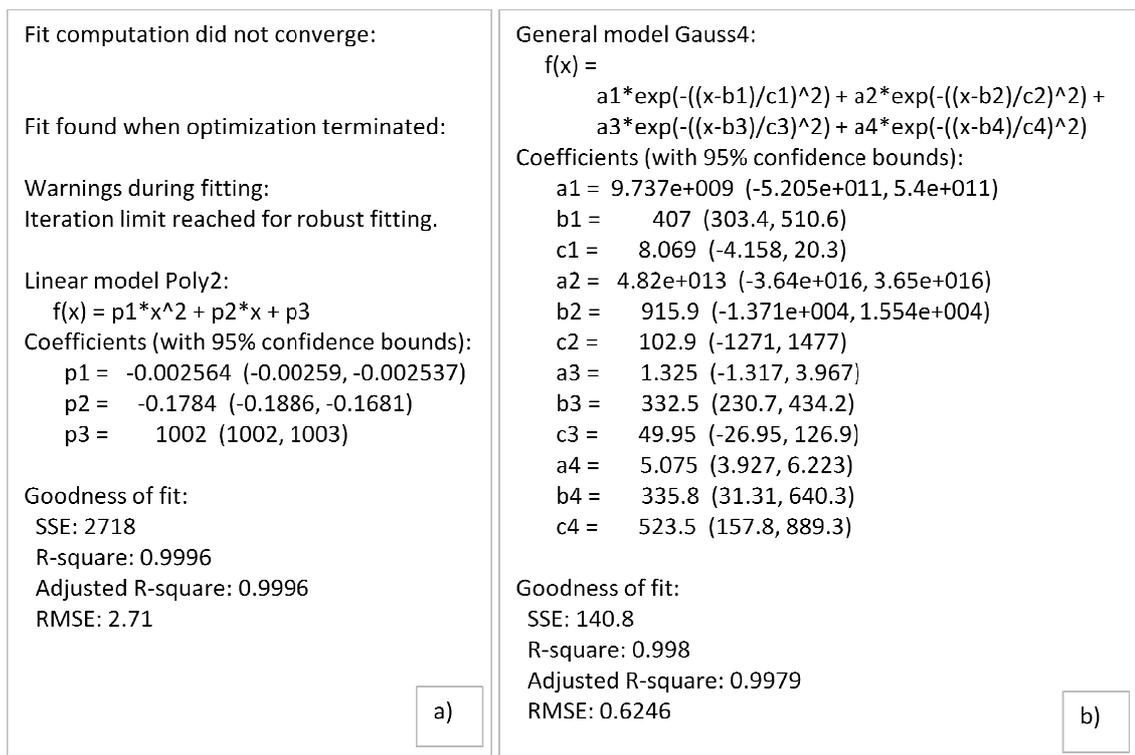


Figura 39. Expresión obtenida para el ajuste realizado a partir de la herramienta *Curve fitting* de MATLAB 7.12.0. a) Ajuste para la densidad del agua. b) Ajuste para el calor específico del agua.

La eficiencia de conversión toma en cuenta la conversión de la energía termal recuperable en electricidad. La Figura 40 muestra la correlación que existe entre la temperatura del fluido y la eficiencia de conversión.

En el caso de este estudio, la conversión de la eficiencia tendrá un valor máximo y un valor mínimo determinado por las temperaturas máximas y mínimas del reservorio que es de 190 - 280 °C con un valor más probable de 250°C. Además, para el nivel permeable de Dacita Tucle se conocen el rango de temperatura 145 – 160 °C por lo que su valor se estimará en ese rango. La eficiencia de conversión será de 8.7 – 13 %, con un valor más probable de 11.8 % para el reservorio principal, y de 7.5 % para el nivel Dacita Tucle (Figura 41).

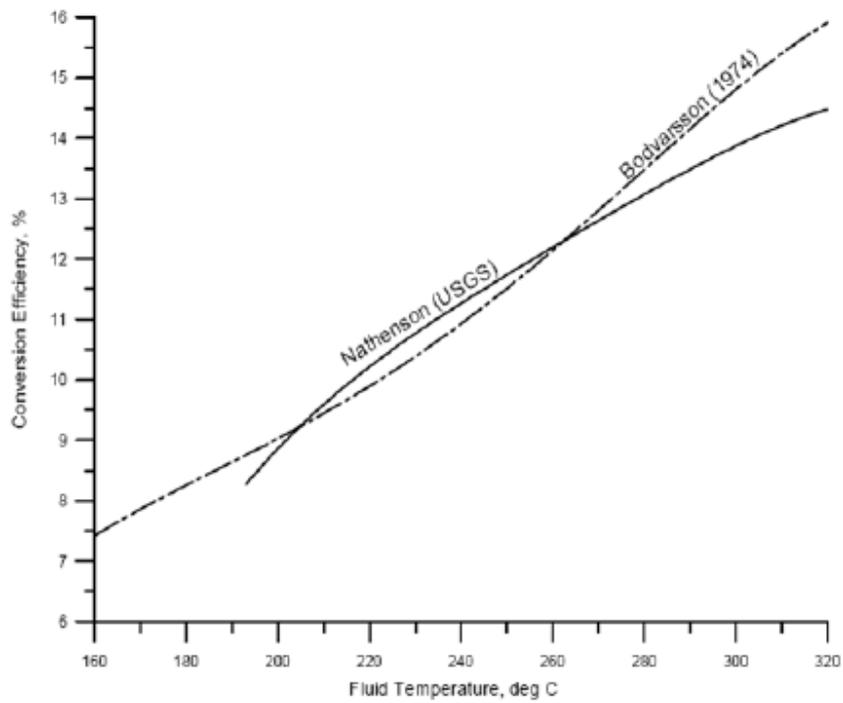


Figura 40. Correlación entre la eficiencia de conversión termal y las temperaturas de reservorio (Sarmiento, 2008; Nathenson, 1975; Bodvarsson, 1974).

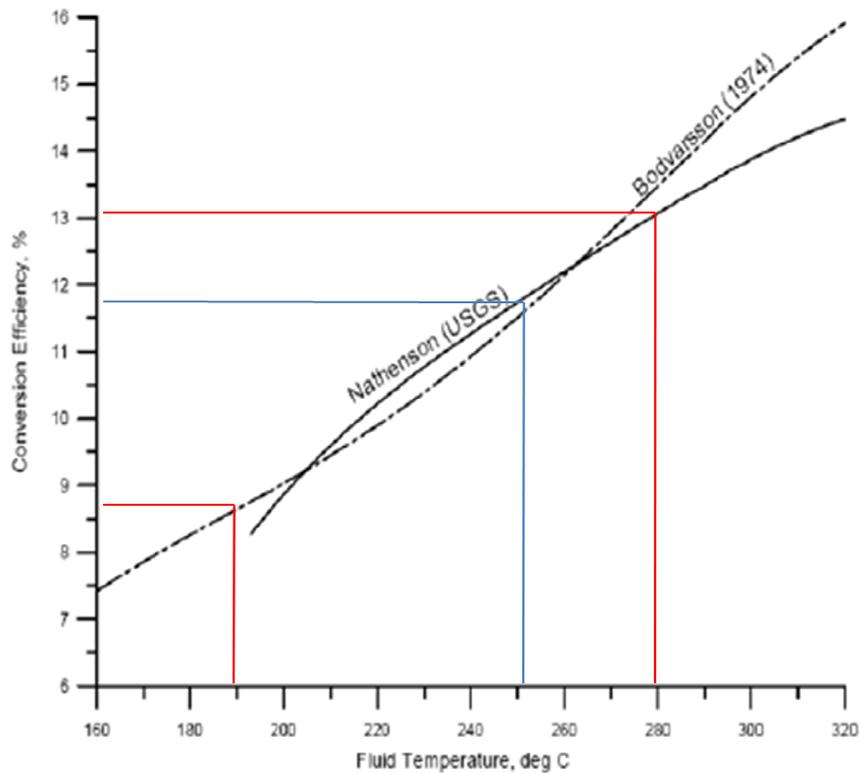


Figura 41. Correlación entre la eficiencia de conversión termal y las temperaturas del reservorio con el rango de temperatura establecido en este caso.

En resumen, los parámetros variables para cada caso serán los indicados en la Tabla 10 y la Tabla 11.

Tabla 10. Valores de los parámetros y su distribución asociada para el caso en que se considera un solo reservorio.

Campo geotermal de El Tatio				
Parámetro	Valor mínimo	Valor esperado	Valor máximo	Distribución
Área	10	20	30	Triangular
Espesor	190	240	425	Triangular
Temperatura	190	250	280	Triangular
Porosidad	0.1	0.137	0.173	Triangular
Factor de recuperación	0.08	-	0.2	Uniforme
Eficiencia de conversión	0.087	0.118	0.13	Triangular

Tabla 11. Valores de los parámetros y su distribución asociada para el caso en que se consideran dos niveles permeables que conforman el reservorio.

Campo geotermal de El Tatio – Nivel 1				
Parámetro	Valor mínimo	Valor esperado	Valor máximo	Distribución
Área	10	20	30	Triangular
Espesor	39	48.5	75	Triangular
Temperatura	145	159	160	Triangular
Porosidad	-	0.173	-	Valor único
Factor de recuperación	0.08	-	0.2	Uniforme
Eficiencia de conversión	-	0.075	-	Valor único

Campo geotermal de El Tatio – Nivel 2				
Parámetro	Valor mínimo	Valor esperado	Valor máximo	Distribución
Área	10	20	30	Triangular
Espesor	150	200	250	Triangular
Temperatura	190	250	280	Triangular
Porosidad	0.1	-	0.137	Uniforme
Factor de recuperación	0.08	-	0.2	Uniforme
Eficiencia de conversión	0.087	0.118	0.13	Triangular

Parámetros fijos

Densidad de la roca:	$\rho_{roca} \left[\frac{kg}{m^3} \right]$
Calor específico de la roca en las condiciones del reservorio:	$C_{roca} \left[\frac{kJ}{kg^{\circ}C} \right]$
Temperatura final o de abandono:	$T_{amb} [^{\circ}C]$
Factor de planta:	$P_f [\%]$
Vida útil del proyecto:	$t [años]$

Finalmente, algunos parámetros se consideran invariables por lo que serán parámetros fijos y quedarán al margen de la simulación. Estos son la densidad de la roca ρ_{roca} , el calor específico de la roca C_{roca} , la vida útil del proyecto t , el factor de planta P_f y la eficiencia de conversión C_e . Sus valores son:

Parámetros fijos	Valor
$\rho_{roca} \left[\frac{kg}{m^3} \right]$	3000
$C_{roca} \left[\frac{kJ}{kg^{\circ}C} \right]$	0.850
$T_{amb} [^{\circ}C]$	20
$P_f [\%]$	0.95
$t [años]$	30

En el presente trabajo se implementa el método de Monte Carlo mediante el programa MATLAB 7.12.0, se utiliza este programa tanto para simular la distribución de las variables aleatorias como para obtener la reserva geotermal asociada a estos parámetros (página 87). Se aplica esta simulación con el objetivo de estimar los parámetros que poseen cierta incerteza y que son necesarios en la realización de la estimación de potencial: área, espesor, temperatura del reservorio, porosidad, factor de recuperación y eficiencia de conversión. Para obtener resultados consistentes fueron realizadas 10.000 iteraciones de la simulación para el reservorio y para cada nivel permeable.

4.2.2. Resultados

A continuación se presentan los resultados obtenidos al aplicar la simulación, estimándose el potencial de generación de energía eléctrica en los casos antes expuestos. Para cada caso se grafica dos histogramas y una representación de la distribución de frecuencia acumulada lo que permite analizar la estimación realizada.

Primer caso: Un solo reservorio

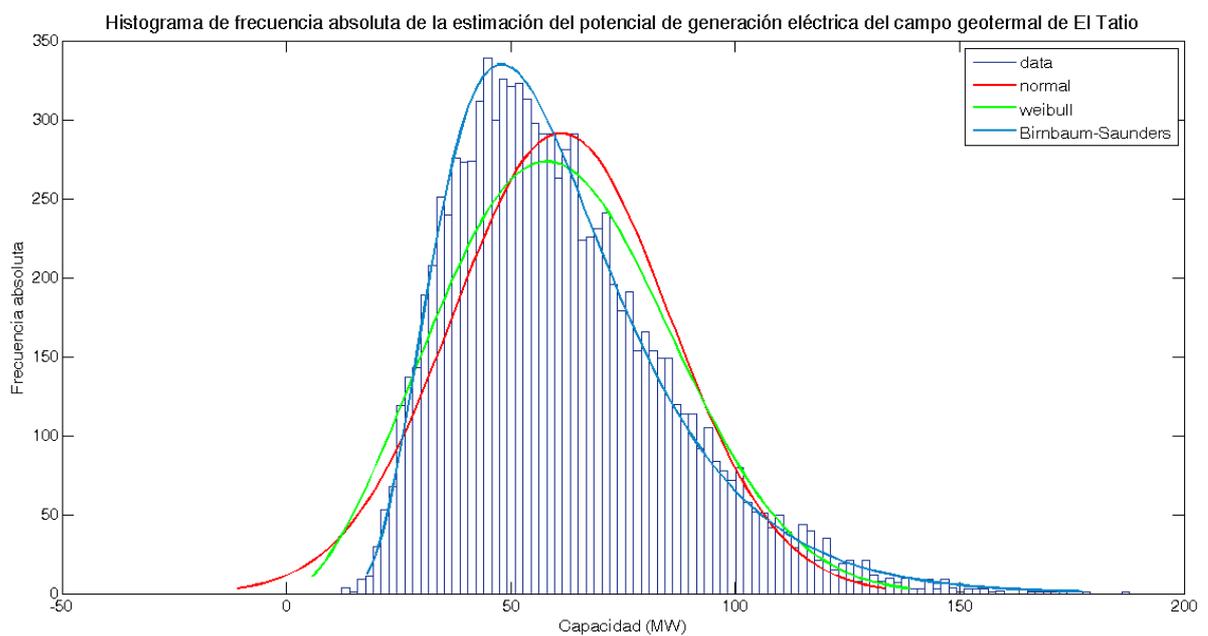


Figura 42. Histograma de frecuencia absoluta de la capacidad de generación de energía eléctrica del campo geotermal de El Tatio. Ajustes de distribución normal (rojo), Weibull (verde) y Birnbaum-Saunders (azul).

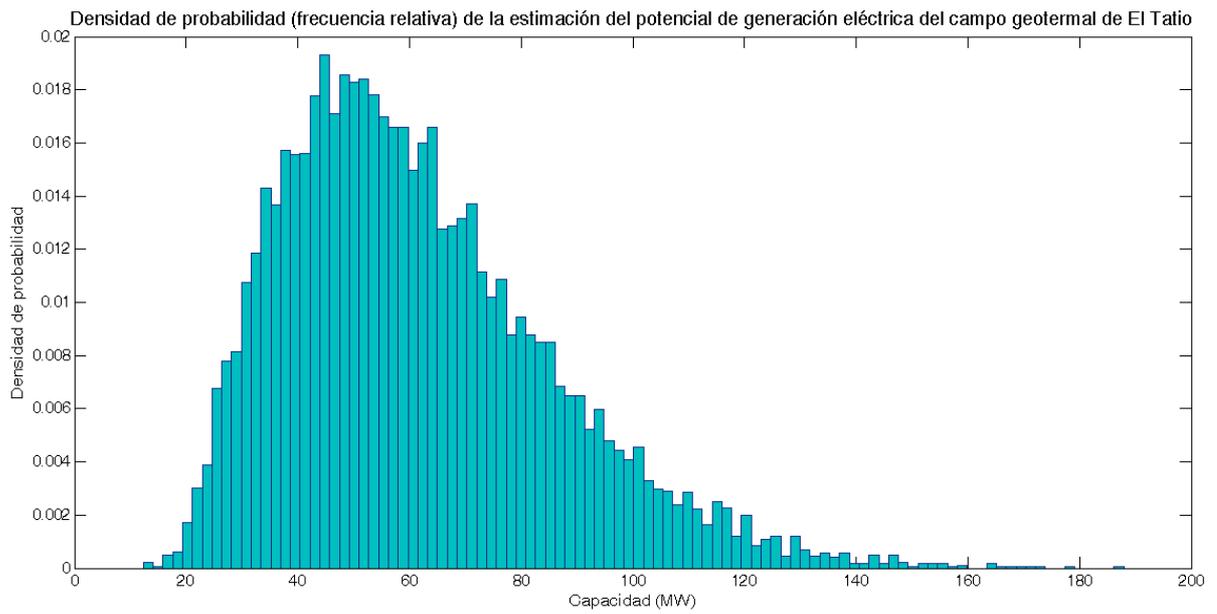


Figura 43. Densidad de probabilidad para la capacidad de generación de energía eléctrica del campo geotermal de El Tatio.

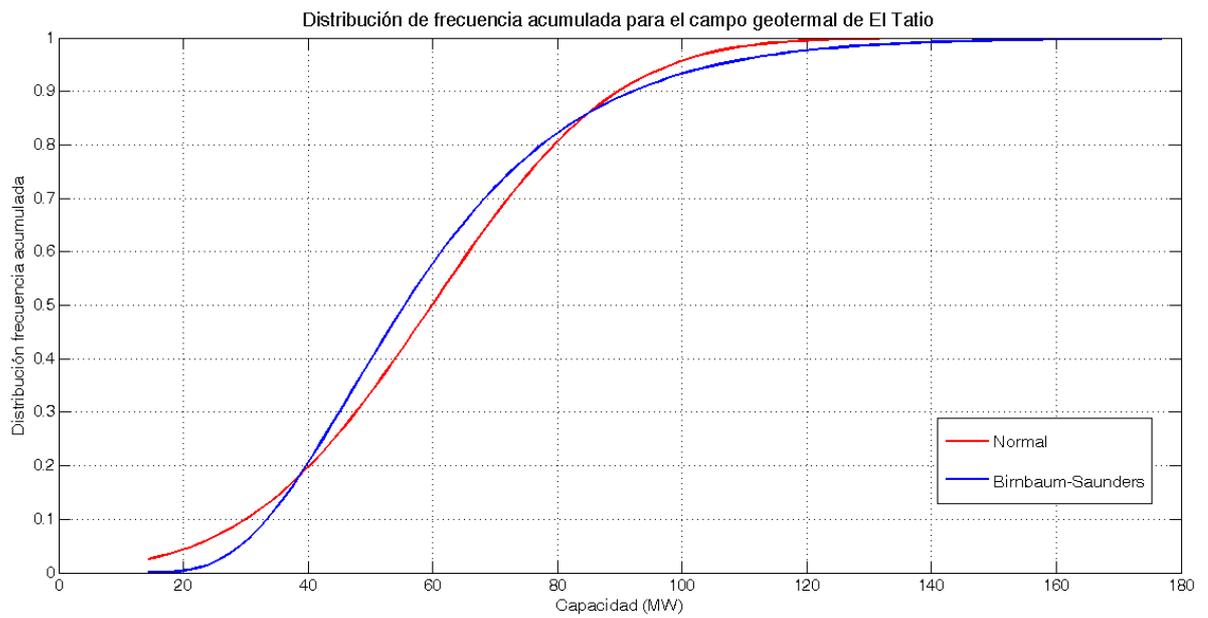


Figura 44. Distribución de frecuencia acumulada para el campo geotermal de El Tatio.

Segundo caso: Dos niveles permeables conforman el reservorio

Nivel 1

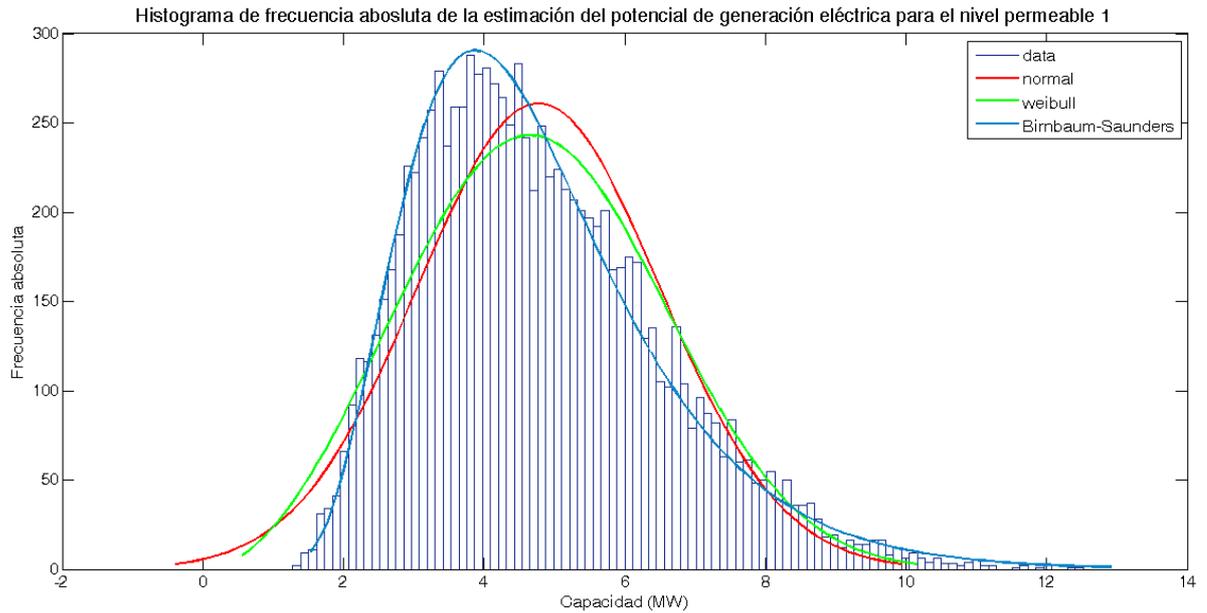


Figura 45. Histograma de frecuencia absoluta de la capacidad de generación de energía eléctrica para el nivel 1. Ajustes de distribución normal (rojo), Weibull (verde) y Birnbaum-Saunders (azul).

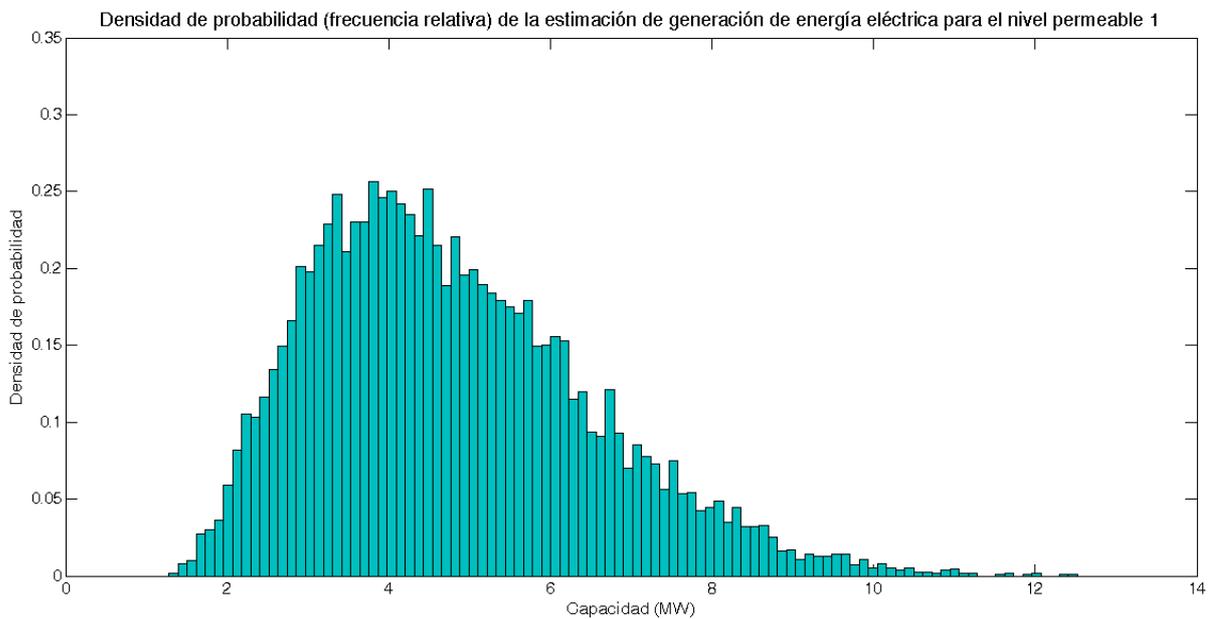


Figura 46. Densidad de probabilidad para la capacidad de generación de energía eléctrica del nivel 1.

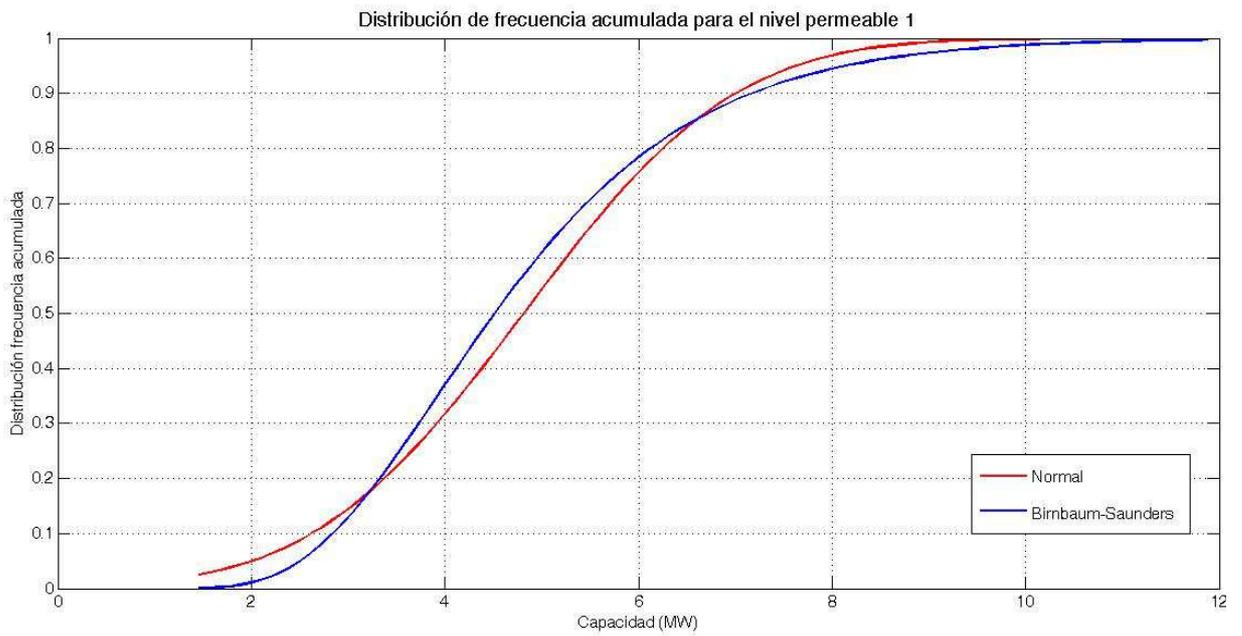


Figura 47. Distribución de frecuencia acumulada para el nivel 1.

Nivel 2

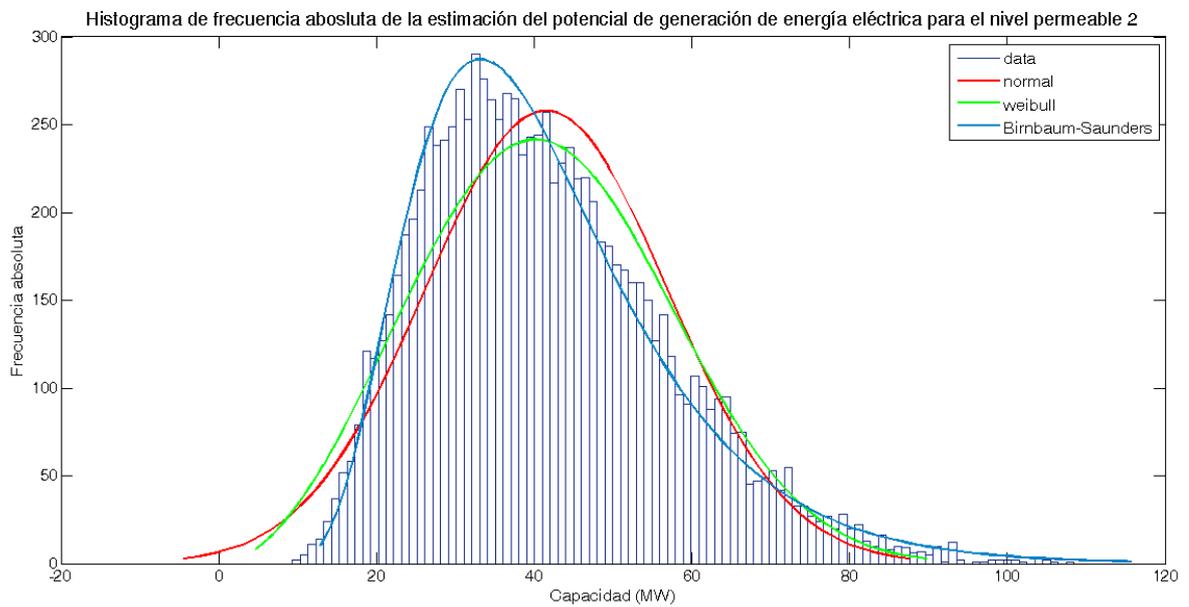


Figura 48. Histograma de frecuencia absoluta de la capacidad de generación de energía eléctrica para el nivel 2. Ajustes de distribución normal (rojo), Weibull (verde) y Birbaum-Saunders (azul).

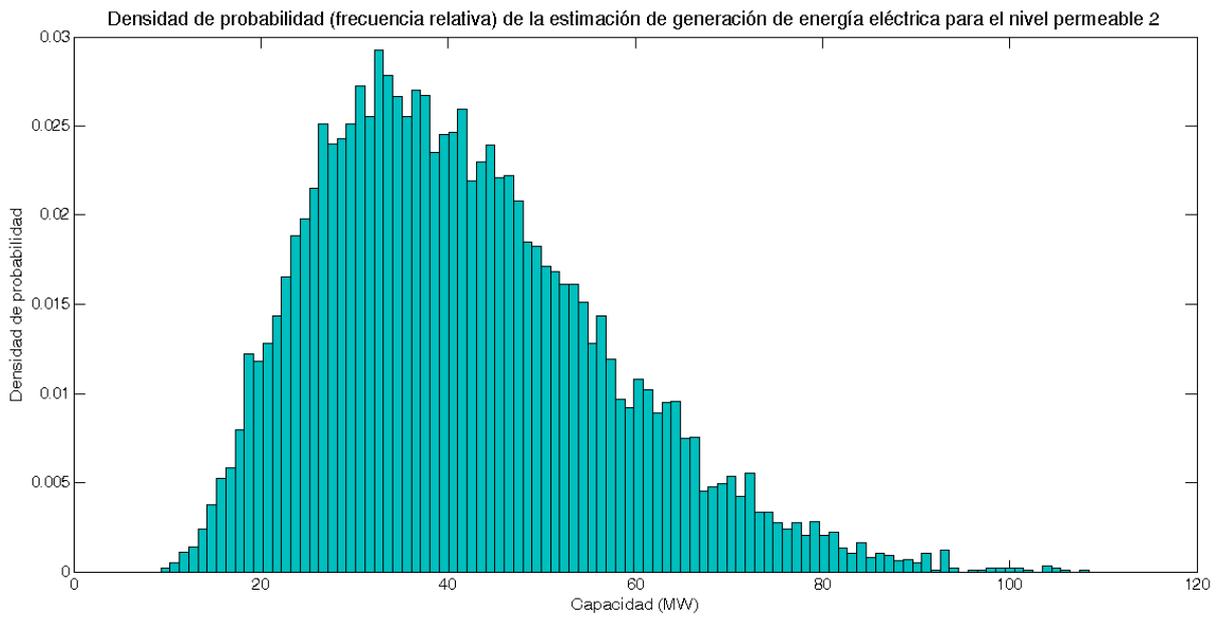


Figura 49. Densidad de probabilidad para la capacidad de generación de energía eléctrica del nivel 2.

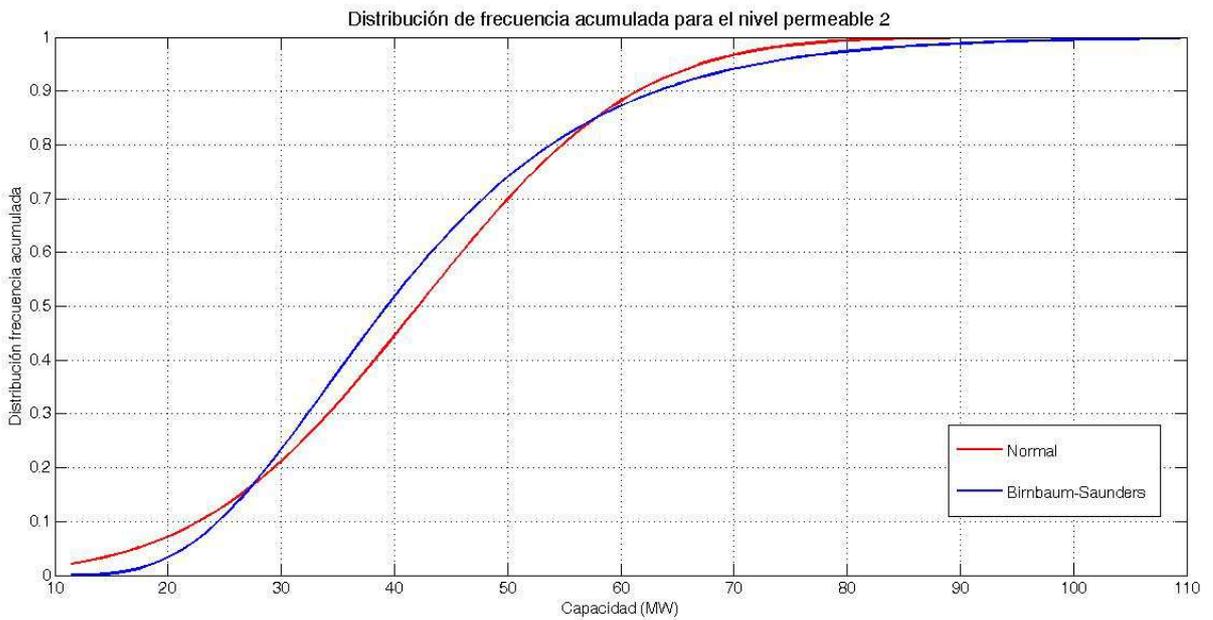


Figura 50. Distribución de frecuencia acumulada para el nivel 2.

En cada caso se obtuvo un ajuste normal y de Birnbaum-Saunders con los parámetros indicados en la Tabla 12.

Tabla 12. Resultados para un ajuste normal de la distribución para cada caso.

Reservorio	Distribución ajuste	Esperanza (μ) Valor esperado (MW)	Varianza (σ)
Único	Normal	59.90	23.31
	Birnbaum-Saunders	59.99	24.28
Nivel 1	Normal	4.84	1.72
	Birnbaum-Saunders	4.84	1.80
Nivel 2	Normal	42.10	15.15
	Birnbaum-Saunders	42.10	15.95

5. ANÁLISIS DE RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1. Análisis de los datos, comparación

En todos los casos, una vez calculada la función densidad de probabilidad de la capacidad de generación de energía eléctrica, los resultados se ajustan a una distribución normal y a una de Birnbaum-Saunders (B-S). En la Figura 42, Figura 45 y Figura 48 se observan tres ajustes de distribución que fueron seleccionados para comparar y encontrar el mejor ajuste para los valores obtenidos con la simulación. La distribución de Weibull tiene un ajuste similar a la normal, sin embargo el ajuste de Birnbaum-Saunders es el que mejor se adapta a la distribución. Así, escogiendo un buen ajuste, es posible determinar la distribución de probabilidad de capacidad de generación de energía eléctrica.

Al analizar los resultados, se puede destacar que la distribución de los resultados, al efectuar la simulación de Monte Carlo, tiene una forma de campana característica. Esto coincide con el objetivo de la estimación que consiste en generar múltiples escenarios de manera aleatoria para así inferir la probabilidad de que, bajo ciertas restricciones físicas del reservorio, haya un potencial de capacidad determinado.

Los resultados obtenidos mediante el supuesto de considerar un reservorio único entregan un valor esperado mayor que la suma de los valores esperados para cada nivel permeable. Esto puede deberse a las diferencias en el espesor ya que al considerar un solo reservorio se incluyen zonas permeables como también zonas que tal vez no lo son.

Además existen diferencias importantes de temperatura para el nivel más superficial respecto a los más profundos; esto se ve reflejado en la estimación del potencial efectuado para el nivel 1 (Figura 46 y Figura 47). En el caso del reservorio único se asumió que las temperaturas son del orden de los 250 °C ya que el nivel superficial es de bajo espesor y además porque el acuífero principal se concentra en la Unidad Ignimbrita Puripicar.

Otro punto a considerar es que, según Sarmiento (2008), es recurrente separar el reservorio en distintas capas o niveles para captar con mayor precisión la variación de temperatura, porosidad, permeabilidad y productividad. Sin embargo, representar completamente varias de estas propiedades de todo el campo no genera que todo el proceso se vuelva más preciso que al considerarlo como un solo bloque en una simulación de Monte Carlo.

Finalmente, al analizar el gráfico de la Figura 44 de probabilidad acumulada para la distribución normal en el caso del reservorio único, se tiene que con un 90% de probabilidad la capacidad de generación de energía eléctrica se encuentra en el rango superior a 30 MW, con un 55% de probabilidad en el rango superior a 62 MW y con un 10% de probabilidad en el rango superior a 90 MW. Para B-S, se tiene que con un 90% de probabilidad la capacidad de generación de energía eléctrica se encuentra en el rango superior a 33 MW, con un 55% de probabilidad en el rango superior a 59 MW y con un 10% de probabilidad en el rango superior a 93 MW.

En el caso del gráfico de la Figura 47 de probabilidad acumulada para la distribución normal para el nivel 1, se tiene que con un 90% de probabilidad la capacidad de generación de energía eléctrica se encuentra en el rango de superior a 2.5 MW, con un 55% de probabilidad en el rango superior a 5 MW y con un 10% de probabilidad en el rango superior a 7 MW. Para B-S, se tiene que con un 90% de probabilidad la capacidad de generación de energía eléctrica se encuentra en el rango de superior a 2.8 MW, con un 55% de probabilidad en el rango superior a 4.7 MW y con un 10% de probabilidad en el rango superior a 7.1 MW.

Para el gráfico de la Figura 50, la probabilidad acumulada para la distribución normal para el nivel 2 se caracteriza por: un 90 % de probabilidad de que las reservas sean superior o igual a 22 MW, un 55% de que sean superior o igual a 43 MW y un 10%

de que sean superior o igual a 61 MW. Para B-S se tiene: un 90 % de probabilidad de que las reservas sean superior o igual a 25 MW, un 55% de que sean superior o igual a 42 MW y un 10% de que sean superior o igual a 65 MW.

La capacidad de generación de energía eléctrica estimada con un 90% de probabilidad, se asocia con un recurso geotermal probado; con un 55% se asocia a un recurso geotermal probado + probable; con un 10% se asocia a un recurso geotermal probado + probable + posible o reservas máximas. Dicho de otra forma, el riesgo de que el campo geotermal de El Tatio no pueda sustentar una capacidad de 30 y 35 MW es menor al 10 % para la distribución normal y B-S respectivamente.

5.2. Análisis de sensibilidad

En esta sección se realiza un análisis de sensibilidad de cada uno de los parámetros (variables aleatorias) para cada caso y cada distribución de tal forma de hacer evidente el efecto de la variación de algunos parámetros en el modelo. Los escenarios base previos a este análisis están expuestos en la Tabla 12.

Se evalúa cada caso variando un parámetro del escenario base y se observa su efecto en el resultado final del potencial; así, se evaluó un límite inferior y un límite superior y se presenta el resultado para los siguientes parámetros:

- Área del yacimiento
- Espesor del yacimiento
- Temperatura del reservorio
- Porosidad de la roca
- Factor de recuperación
- Eficiencia de conversión

Tabla 13. Sensibilidad para cada parámetro que corresponde a una variable aleatoria en el caso de un reservorio único con la distribución normal.

Campo geotermal de El Tatio			
Parámetro	Valor mínimo	Valor esperado	Valor máximo
Área	10	20	30
Potencial (MW)	29.83	60.28	90.32
Sensibilidad (%)	-50.2	0.63	50.8
Espesor	190	240	425
Potencial (MW)	39.65	51.32	89.66
Sensibilidad (%)	-33.8	-14.3	49.7
Temperatura	190	250	280
Potencial (MW)	36.15	67.55	83.11
Sensibilidad (%)	-39.7	12.8	38.7
Porosidad	0.1	0.137	0.173
Potencial (MW)	58.72	60.98	61.88
Sensibilidad (%)	-1.97	1.80	3.30
Factor de recuperación	0.08	-	0.2
Potencial (MW)	34.37	-	86.01
Sensibilidad (%)	-42.6	-	43.6
Eficiencia de conversión	0.087	0.118	0.13
Potencial (MW)	46.74	63.32	70.29
Sensibilidad (%)	-22.0	5.71	17.3

Para el caso de la distribución normal en el caso en que se considera un reservorio único, al fijar el valor de los parámetros uno por uno, se obtiene que el escenario pesimista se da con el valor mínimo asignado al área del reservorio (10 km²), generando un potencial de 29.84 MW. El escenario más favorable se alcanza con el valor máximo del área (30 km²) y es de 90.32 MW. Es importante notar que al fijar la temperatura, la eficiencia de conversión también debe fijarse ya que es un parámetro función de la temperatura.

En general los parámetros varían del 30 al 40 % respecto del valor esperado para el escenario base, excepto en el caso de la porosidad en que la sensibilidad es baja (< 5%). Los escenarios para el valor mínimo y máximo de cada parámetro se caracterizan por una gran amplitud, lo cual hace notar la importancia de la estimación de estos parámetros para la simulación.

Tabla 14. Sensibilidad asociada a los parámetros considerados variable aleatoria en el caso del nivel 1 con la distribución normal.

Campo geotermal de El Tatio – Nivel 1			
Parámetro	Valor mínimo	Valor esperado	Valor máximo
Área	10	20	30
Potencial (MW)	2.42	4.80	7.23
Sensibilidad (%)	-50.0	-0.84	49.4
Espeor	39	48.5	75
Potencial (MW)	3.46	4.33	6.72
Sensibilidad (%)	-28.5	-10.6	38.8
Temperatura	145	159	160
Potencial (MW)	4.47	4.97	4.97
Sensibilidad (%)	-7.66	2.67	2.67
Factor de recuperación	0.08	-	0.2
Potencial (MW)	2.76	-	6.86
Sensibilidad (%)	-43.0	-	41.7

Tabla 15. Sensibilidad asociada a los parámetros considerados variable aleatoria en el caso del nivel 2 con la distribución normal.

Campo geotermal de El Tatio – Nivel 2			
Parámetro	Valor mínimo	Valor esperado	Valor máximo
Área	10	20	30
Potencial (MW)	21.04	41.95	62.34
Sensibilidad (%)	-50.0	-0.36	48.1
Espesor	150	200	250
Potencial (MW)	31.55	41.88	51.96
Sensibilidad (%)	-25.1	-0.53	23.4
Temperatura	190	250	280
Potencial (MW)	25.14	46.58	58.53
Sensibilidad (%)	-40.3	10.6	39.0
Porosidad	0.1	-	0.137
Potencial (MW)	41.57	-	42.58
Sensibilidad (%)	-1.26	-	1.14
Factor de recuperación	0.08	-	0.2
Potencial (MW)	23.81	-	59.46
Sensibilidad (%)	-43.4	-	41.2
Eficiencia de conversión	0.087	0.118	0.13
Potencial (MW)	32.67	44.29	49.23
Sensibilidad (%)	-22.4	5.20	16.9

Para el caso en que se considera un reservorio con dos niveles, al fijar el valor de los parámetros uno por uno, se obtiene que el escenario pesimista para ambos niveles se da con el valor mínimo asignado al área del reservorio (10 km²), generando un potencial total de 23.46 MW. El escenario más favorable se alcanza con el valor máximo del área (30 km²) y el potencial total es de 69.57 MW.

En general los parámetros varían del 20 al 50 % respecto del valor esperado para el escenario base, excepto en el caso del nivel 2 con la porosidad en que la sensibilidad es baja (< 1%) y de la temperatura en el caso del nivel 1 la cual está bien restringida (145-160°C, < 7%). Los escenarios para el valor mínimo y máximo de cada parámetro se caracterizan por una gran amplitud, lo cual hace notar la importancia de la estimación de estos parámetros para la simulación.

Tabla 16. Sensibilidad para cada parámetro que corresponde a una variable aleatoria en el caso de un reservorio único con la distribución B-S.

Campo geotermal de El Tatio			
Parámetro	Valor mínimo	Valor esperado	Valor máximo
Área	10	20	30
Potencial (MW)	29.84	60.28	90.32
Sensibilidad (%)	-50.3	0.5	50.6
Espeor	190	240	425
Potencial (MW)	39.65	51.31	89.66
Sensibilidad (%)	-33.9	-14.5	49.5
Temperatura	190	250	280
Potencial (MW)	36.15	67.54	83.11
Sensibilidad (%)	-39.7	12.6	38.5
Porosidad	0.1	0.137	0.173
Potencial (MW)	58.72	60.98	61.88
Sensibilidad (%)	-2.12	1.65	3.15

Factor de recuperación	0.08	-	0.2
Potencial (MW)	34.37	-	86.01
Sensibilidad (%)	-42.7	-	43.4

Eficiencia de conversión	0.087	0.118	0.13
Potencial (MW)	46.73	63.31	70.29
Sensibilidad (%)	-22.1	5.53	17.2

Para el caso en que se considera un reservorio único, al fijar el valor de los parámetros uno por uno, se obtiene que el escenario pesimista se da con el valor mínimo asignado al área del reservorio (10 km²), generando un potencial de 29.84 MW. El escenario más favorable se alcanza con el valor máximo del área (30 km²) y es de 90.32 MW.

En general los parámetros varían del 20 al 50 % respecto del valor esperado para el escenario base, excepto en el caso de la porosidad en que la sensibilidad es baja (< 5%). Los escenarios para el valor mínimo y máximo de cada parámetro también se caracterizan por una gran amplitud.

Tabla 17. Sensibilidad asociada a los parámetros considerados variable aleatoria en el caso del nivel 1 con la distribución B-S.

Campo geotermal de El Tatio – Nivel 1			
Parámetro	Valor mínimo	Valor esperado	Valor máximo
Área	10	20	30
Potencial (MW)	2.42	4.80	7.23
Sensibilidad (%)	-50.0	-0.835	49.4
Espeor	39	48.5	75
Potencial (MW)	3.46	4.33	6.72
Sensibilidad (%)	-28.5	-10.5	38.8

Temperatura	145	159	160
Potencial (MW)	4.47	4.97	4.97
Sensibilidad (%)	-7.65	2.68	2.68

Factor de recuperación	0.08	-	0.2
Potencial (MW)	2.76	-	6.86
Sensibilidad (%)	-43.0	-	41.7

Tabla 18. Sensibilidad asociada a los parámetros considerados variable aleatoria en el caso del nivel 2 con la distribución B-S.

Campo geotermal de El Tatio – Nivel 2

Parámetro	Valor mínimo	Valor esperado	Valor máximo
Área	10	20	30
Potencial (MW)	21.04	41.95	62.34
Sensibilidad (%)	-50.0	-0.35	48.1

Espesor	150	200	250
Potencial (MW)	31.55	41.88	51.96
Sensibilidad (%)	-25.1	-0.515	23.4

Temperatura	190	250	280
Potencial (MW)	25.14	46.57	58.53
Sensibilidad (%)	-40.3	10.6	39.0

Porosidad	0.1	-	0.137
Potencial (MW)	41.57	-	42.57
Sensibilidad (%)	-1.25	-	1.12

Factor de recuperación	0.08	-	0.2
Potencial (MW)	23.81	-	59.46
Sensibilidad (%)	-43.4	-	41.2

Eficiencia de conversión	0.087	0.118	0.13
Potencial (MW)	32.66	44.29	49.23
Sensibilidad (%)	-22.4	5.21	16.9

Para el caso en que se considera un reservorio con dos niveles, al fijar el valor de los parámetros uno por uno, se obtiene que el escenario pesimista para ambos niveles se da con el valor mínimo asignado al área del reservorio (10 km^2), generando un potencial total de 23.46 MW. El escenario más favorable se alcanza con el valor máximo del área (30 km^2) y el potencial total es de 69.57 MW.

En general los parámetros varían del 20 al 50 % respecto del valor esperado para el escenario base, excepto en el caso del nivel 2 con la porosidad en que la sensibilidad es baja ($< 1\%$) y de la temperatura en el caso del nivel 1 la cual está bien restringida ($145\text{-}160^\circ\text{C}$, $< 8\%$). Los escenarios para el valor mínimo y máximo de cada parámetro también se caracterizan por una gran amplitud.

Finalmente, se tienen datos de potencial probado y probable para ciertos Campos Geotermales en Chile (Tabla 19 y Tabla 20 respectivamente). Al comparar los resultados obtenidos en el caso del Campo Geotermal de El Tatio con el valor proporcionado por GDN (2010), se puede afirmar que este último (91 MW) coincide con el valor máximo obtenido para El Tatio con el método aplicado (El escenario más favorable se alcanza con el valor máximo del área (30 km^2) y es de 90.32 MW con el ajuste B-S).

Tabla 19. Potencia probada (MWe) de los Campos Geotermiales listados; calculada a partir de pruebas de producción en pozos perforados. GDN: Geotérmica del Norte, CFG: Compañía Francesa de Geotermia (Lahsen y Rojas, 2012).

Campo Geotermal	Nº de pozos	Potencia probada MWe	Fuente
Tolhuaca	2	12	Geoglobal 2012
C. Pabellón	4	30,0	GDN 2010
El Tatio	3	16,2	Electroconsult 1980
La Torta	1	8,0	GDN 2010
Nevados de Chillán	1	2,5	CFG-ENAP 1996
TOTAL	11	68,70	

Tabla 20. Potencia probable (MWe/km²) de los Campos Geotermiales listados; calculada en el supuesto que la extensión del yacimiento sea aquella determinada por prospección geológica, geofísica y geoquímica. ENAP: Empresa Nacional del Petróleo, GGE: GeoGlobal Energy (Lahsen y Rojas, 2012).

Campo Geotermal	MWe / Km ²	Potencia probable MWe	Fuente
Tolhuaca	10	200	GGE 2012
C. Pabellón	10	210	GDN 2010
El Tatio	10	91	GDN 2010
La Torta	10	477	GDN 2010
Nevados de Chillán	5	52	ENAP 2003
TOTAL		1.030	

6. CONCLUSIONES

La recopilación de antecedentes geológicos incluyendo información sobre fuentes termales y pozos en el campo geotermal de El Tatio, presenta ubicación, temperatura, pH, geoquímica de iones entre otros factores. La gran cantidad de información existente permite restringir y estimar correctamente los parámetros que afectan la estimación de las reservas.

La metodología USGS (método del volumen), permite estimar el potencial de generación de energía eléctrica a partir de la estimación de los parámetros que son considerados variables en este estudio; estos son el área, el espesor y la temperatura del reservorio, la porosidad, el factor de recuperación y la eficiencia de conversión.

Se considera que la aproximación a una distribución Birnbaum-Saunders es adecuada para la estimación del potencial de generación de energía eléctrica como se refleja en las Figura 42, Figura 45 y Figura 48 por medio de los ajustes de distribución en los histogramas respectivos.

Basándose en la información geológica recopilada y la teoría del método aplicado, los resultados obtenidos indican que con un 90 % de probabilidad la capacidad de generación de energía eléctrica se encuentra en el rango superior a 30-33 MW, con un 55% de probabilidad en el rango superior a 59-62 MW y con un 10% de probabilidad en el rango superior a 90-93 MW (considerando ambas distribuciones).

Mediante el análisis de sensibilidad de esta metodología respecto a cada uno de los parámetros de incerteza se puede detectar cuales parámetros afectan con mayor relevancia al resultado de la estimación final, por ejemplo el área y el espesor del reservorio. En efecto, al considerar un valor máximo para el área (30 km²) se obtienen los escenarios más favorables en cada caso como también los más pesimistas con el valor mínimo (10 km²).

Al comparar las distribuciones normal y de B-S, se puede notar una leve variación en los resultados del análisis de sensibilidad sin embargo la curva de probabilidad acumulada es distinta en cada caso.

Comparando con las estimaciones realizadas para El Tatio por GDN de 91 MW, se puede concluir que ambas coinciden considerando para este trabajo el caso extremo con el valor máximo del área (30 km²) que es de 90.32 MW. La estimación de los

parámetros variables y del potencial de generación realizada en este trabajo es por tanto coherente con el potencial probable del Campo Geotermal.

Al considerarlo como un reservorio multinivel, los resultados para la estimación del potencial de generación de energía eléctrica son mucho más bajos que al considerar un reservorio único. Además es en el caso del reservorio único que se alcanzan los valores de la estimación comparables con las anteriores (91 MW). Por lo tanto se considera que probablemente el reservorio sea mayoritariamente continuo; esta idea se puede sustentar con el hecho de que, si bien las rocas volcánicas que conforman el reservorio no poseen una alta porosidad que en sí pueda generar una alta permeabilidad, es el grado de fracturamiento de las rocas debido al contexto geológico el que permite el flujo de los fluidos por esta zona (control estructural ejercido por el Sistema de Fallas de Tucle y fallas subsidiarias).

7. BIBLIOGRAFÍA

AGUILERA, F., 2008. Origen y naturaleza de los fluidos en los sistemas volcánicos, geotermales y termales de baja entalpía de la Zona Volcánica Central (zvc) entre los 17°43'S y 25°10'S. Tesis para optar al grado de doctor en Ciencias mención Geología. Antofagasta, Universidad Católica del Norte. Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas.

ALLMENDINGER, R., JORDAN, T., KAY, S. M. & ISACKS, B. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, **25**, 139–174.

ARABAZ, W. J. 1971. *Geological and geophysical studies of the Atacama Fault Zone in Northern Chile*. PhD thesis, Californian Institute of Technology, Pasadena.

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., 2000. En S. A. (ed), Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. Austria: IAEA.

ARNÓRSSON, S., STEFÁNSSON, A., & J., B., 2007. Fluid-Fluid Interactions in Geothermal Systems. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **65**, 259-312.

ARRIAGADA, C., ROPERCH, P., MPODOZIS, C., 2000. Clockwise block rotations along the eastern border of the Cordillera Domeyko, northern Chile (22845V–23830VS). *Tectonophysics* **326**, 153– 171.

BANCO CENTRAL DE CHILE, 2013. Cuentas nacionales de Chile. Evolución de la actividad económica en el primer trimestre de 2013 (Informe al primer trimestre 2013). Gobierno de Chile. Recuperado de: <http://www.bcentral.cl/estadisticas->

[economicas/publicaciones-estadisticas/trimestrales/pdf/CuentasNacionales_primer_trimestre2013.pdf](#).

BECK, S., ZANDT, G., MYERS, S., WALLACE, T., SILVER, R. & DRAKE, L. 1996. Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology*, **24**, 407–410.

CAHILL, T. & ISACKS, B. L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 17503–17529.

CAMUS, F. 2003. *Geología de los sistemas porfíricos en los Andes de Chile*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.

CDEC-SIC, 2013. Estadísticas de Operación 2003-2012. (Informe anual) Chile. Recuperado de: <https://www.cdec-sic.cl/datos/anuario2013.pdf>

CDEC-SIC, 2014. Capacidad instalada por combustible. [en línea] <<http://www.centralenergia.cl/generacion/generacion-sic/>> [consulta 10 mayo 2014]

CDEC-SING, 2014. Capacidad instalada por combustible periodo 2005-2014 [en línea] <http://cdec2.cdec-sing.cl/portal/page?_pageid=33,44061&_dad=portal&_schema=PORTAL> [consulta: 10 mayo 2014]

CEMBRANO, J., GONZÁLEZ, G., ARANCIBIA, G., AHUMADA, I. OLIVARES, V. & HERRERA, V. 2005. Fault zone development and strain partitioning in an extensional strike-slip duplex: A case study from the Mesozoic Atacama fault system. *Tectonophysics*, **400**, 105–125.

CHANDRASEKHARAM, D., BUNDSCHUH, J., 2008. Low-Enthalpy Geothermal Resources for Power Generation. *Taylor & Francis*, 172p.

CHARRIER, R. & REUTTER, K.-J. 1994. The Purilactis Group of Northern Chile: Boundary between arc and backarc from late Cretaceous to Eocene *In*: REUTTER, K.-J., SCHEUBER, E. & WIGGER, P. (eds) *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer, Heidelberg, 189–202.

MARINOVIC, N., & LAHSEN, A., 1984. Hoja Calama: región de Antofagasta: carta geológica de Chile 1: 250.000. Santiago, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería.

CHMIELOWSKI, J., ZANDT, G., HABERLAND, C., 1999. The central Andean Altiplano-Puna Magma Body. *Geophysical Research Letters*, 26, 783-786.

CORNEJO, P. 2005. Marco geológico de los sistemas de pórfidos cupríferos en Chile. *Revista Sernageomin, Servicio Nacional de Geología y Minería*, Santiago, 2, 10–18.

CORNEJO, P., TOSDAL, R. M., MPODOZIS, C., TOMLINSON, A. J., RIVERA, O. & FANNING, M. 1997. El Salvador, Chile porphyry copper deposit revisited: Geologic and geochronologic framework. *International Geology Review*, 39, 22–54.

CUSICANQUI H., MAHON, W. A. J., ELLIS, A. J., 1976. The Geochemistry of the El Tatio Geothermal Field, northern Chile, Proceedings, Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, May 1975, vol.1. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., pp. 703-711. Lawrence Berkeley Laboratory, University of California.

DE SILVA, 1989. Altiplano-Puna Volcanic Complex of the central Andes. *Geology* 17, 1102-1106.

DELOUIS, B., PHILIP, H., DORBATH, L. & CISTERNAS, A. 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophysics Journal International*, 132, 302–338.

DEMETS, C., GORDON, R. G., ARGUS, D. F. & STEIN, S. 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, **101**, 425–478.

DIRECCION GENERAL DE AGUAS, 2014. Reporte meteorológico: Temperaturas y Precipitaciones. Gobierno de Chile. Recuperado de: <http://snia.dga.cl/BNAConsultas/reportes>

DILLES, J. H., TOMLINSON, A. J., MARTIN, M. W. & BLANCO, N. 1997. El Abra and Fortuna Complexes: A porphyry copper batholiths sinistrally displaced by the Falla Oeste. In: *Proceedings 8th Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, **3**, 1883–1887.

DORBATH, C., PAUL, A. & LITHOSCOPE ANDEAN GROUP 1996. Tomography of the Andean crust and mantle at 20°S: first results of the Lithoscope experiment. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **97**, 133–144.

ELECTROCONSULT, 1975. Aprovechamiento del campo Geotérmico de El Tatio en el norte de Chile (Informe de factibilidad). Milano, Italia.

ESPÍNDOLA S., 2006, Viabilidad Económica de Proyectos Geotermoeléctricos, un Enfoque Integral, Tesis de licenciatura, Facultad Ingeniería UNAM, México.

FERNANDEZ-TURIEL, J. L., GARCIA-VALLES, M., GIMENO-TORRENTE, D., SAAVEDRA-ALONSO, J., MARTINEZ-MANENT, S., 2005. The hot spring and geyser sinters of El Tatio, Northern Chile.

FOURNIER, R., 1974. O., and Truesdell, AH, 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters: *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **37**(5), 1255-1276.

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

FOURNIER, R. O., POTTER II, R. W., 1979. Magnesium correction to the Na- K-Ca chemical geothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(9), 1543-1550.

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.

GARG, S. K., COMBS J., 2010. Appropriate use of USGS volumetric “Heat-in-place” method and Monte Carlo calculations.

GARG, S. K., COMBS J., 2011. A reexamination of USGS volumetric “Heat-in-place” method.

GENERADORAS DE CHILE A.G., 2014. Boletín del mercado eléctrico sector generación. (Informe a abril 2014) Asociación de Generadoras de Chile. Recuperado de: <http://generadoras.cl/wp-content/uploads/Bolet%C3%ADn-14-053.pdf>

GIESE, P., SCHEUBER, E., SCHILLING, F., SCHMITZ, M. & WIGGER, P. 1999. Crustal thickening processes in the Central Andes and the different natures of the Moho-discontinuity. *Journal of South American Earth Sciences*, **12**, 201–220.

GIGGENBACH, W. F., 1978. The isotope composition of waters from the El Tatio geothermal field, Northern Chile. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 979-988.

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

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.

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., 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.

GLENNON, J.A., PFAFF, R.M., 2003. The extraordinary thermal activity of the El Tatio Geysir Field, Antofagasta Region, Chile. *GOSA Trans.* 8, 31-78.

GOFF F., JANIK, C.J., 2000. Geothermal systems. *Encyclopedia of Volcanoes. Sigurdsson H (ed) Pergamon Press*, 817-834. En: *Encyclopedia of Volcanoes*, Ed. Academic Press, 817-834.

GÓMEZ, J., 2014. Estado del SING desde el punto de vista de los Consumidores. En: CUMBRE MINERÍA, Energía y Agua 10 de abril de 2014. Santiago, Chile.

. GONZÁLEZ, G. & CARRIZO, D. 2003. Segmentación, cinemática y cronología relativa de la deformación tardía en la Falla Salar del Carmen, Sistema de Fallas de Atacama (23°40pS), norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, **30**, 223–244.

GONZÁLEZ, G., CEMBRANO, J., CARRIZO, D., MACCI, A. & SCHNEIDER, H. 2003. The link between forearc tectonics and Pliocene–Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**, 321–342.

GONZALEZ-FERRAN, O., 1995. Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile. 640 pp.

GUTSCHER, M.-A., SPAKMAN, W., BKJWAARD, H. & ENGD AHL, E. R. 2000*b*. Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, **19**, 814–833.

HARTLEY, A. J. 2003. Andean uplift and climate change. *Journal of the Geological Society of London*, **160**, 7–10.

HARTLEY, A. & JOLLEY, E. J. 1995. Tectonic implication of Late Cenozoic sedimentation from the Coastal Cordillera in northern Chile (22°–24°). *Journal of the Geological Society, London*, **152**, 51–63.

HARTLEY, A. J., MAY, G., CHONG, G., TURNER, P., KAPE, S. J. & JOLLEY, E. J. 2000. Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geology*, **28**, 331–334.

HEALY, J., 1970. Geological Report on El Tatio drilling programme. Unpublished project report.

HEALY, J., HOCHSTEIN, M.P., 1973. Horizontal flow in hydrothermal systems. *J. Hydrol., N.Z.* 12, 71–82.

HEALY, J., 1974. Geological Report on El Tatio Geothermal field, Antofagasta province, Chile. Survey for Geothermal Development in northern Chile, 15 p.

HENRÍQUEZ, S., 2012. Estructura del salar de Atacama: implicancias en la estructura cortical de los Andes centrales. Tesis para optar al grado de magíster en ciencias mención geología. Santiago, Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.

HERVÉ, M. 1987*a*. Movimiento normal de la falla Paposo, Zona de Falla de Atacama, en el Mioceno, Chile. *Revista Geológica de Chile*, **31**, 31–36.

HOCHSTEIN, M. B., 1971. Geophysical survey of the El Tatio geothermal area, results up to December 1970. Summary report. Unpublished project report.

ISACKS, B. 1988. Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, **93**, 3211–3231.

JAMES, D. E. 1971. Andean crust and upper mantle structure. *Journal of Geophysical Research*, **76**, 3246–3271.

JAMES, D. E. & SACKS, I. S. 1999. Cenozoic formation of the Central Andes: A geophysical perspective. In: SKINNER, B. J. (ed.) *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*. Society of Economic Geology, Special Publications, 7, 1–26.

JARRARD, R. D. 1986. Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics*, **24**, 217–284.

JORDAN, T. E., ISACKS, B. L. RAMOS, V. & ALLMENDINGER, R. W. 1983b. Mountain building in the Central Andes. *Episodes*, **3**, 20–25.

JORDAN, T. E., BURNS, W. M., VEIGA, R., PANGARO, F., COPELAND, P., KELLEY, S., MPODOZIS, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increases convergence rate: a Mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, **20**, 308–324.

KLEY, J. & MONALDI, C. R. 1998. Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation? *Geology*, **26**(8), 723–726.

KLEY, J., MONALDI, C. & SALFITY, J. 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland; causes and consequences. *Tectonophysics*, **301**, 75–94.

KÖPPEN, W., 1936. Das geographische System der Klimate (Handbuch der Klimatologie, Bd. 1, Teil C).

KÜHN, M. (Ed.), 2004. *Reactive flow modeling of hydrothermal systems* (Vol. 103). Springer.

LAHSEN A., TRUJILLO P., 1976. The geothermal field of El Tatio, Chile. Proceedings, Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, May 1975, volume I: Washington D.C., U.S. Government Printing Office (Lawrence Berkeley Laboratory, University of California), pp. 170-177.

LAHSEN A., 1982. Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of northern Chile. *Earth Sci. Rev.* 18, 285-302.

LAHSEN A., 1988. Chilean geothermal resources and their possible utilization. *Geothermics* 17, 401-410.

LAHSEN, A., ROJAS, J., 2012. *Utilización de los recursos geotérmicos. Generación de electricidad*. [diapositiva de Power Point] Departamento de Geología. Universidad de Chile.

LAMB, S. & DAVIS, P. 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature*, **425**, 792–797.

LAMB, S., HOKE, L., KENNAN, L. & DEWEY, J. 1997. Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. *In*: BURG, J. & FORD, M. (eds) *Orogeny Through Time*. Geological Society, London, Special Publications, **121**, 237–264.

LEIDIG, M., ZANDT, G., 2003. Modeling of highly anisotropic crust and application to the Altiplano-Puna Volcanic Complex of the Central Andes. *J. Geophys. Res.* 108 (B1) (Art. no. 2014).

LOVEKIN, J., 2004, Geothermal inventory: Bulletin, Geothermal Resources Council, v. 33, no. 6, p. 242-244.

MAHON, W. A. J., 1970. A geochemical assessment of The El Tatio Geothermal Field with particular reference to the fluids discharged from holes 1, 2, 3 and 4. UN Project Report.

MAHON, W. A. J., 1974. The Geochemistry of The El Tatio Geothermal System. Survey for Geothermal Development in Northern Chile. UN Project Report.

MAKSAEV, V. 1978. *Cuadrángulo Chitigua y sector oriental del Cuadrángulo Cerro Palpana, Región de Antofagasta*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica de Chile, **31**, escala 1:50.000.

MAKSAEV, V. & ZENTILLI, M. 1999. Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Exploration and Mining Geology, Special Issue on Latin American Mineral Deposits*, **8**, 65–89.

MARINI, L. 2000. Geochemical techniques for the exploration and exploitation of geothermal energy. Taller Proyecto FONDEF 1051, Noviembre 2000, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

MINISTERIO OBRAS PÚBLICAS, 2013. Cartas camineras 2013, Red Vial Nacional. Dirección de vialidad. Gobierno de Chile. Recuperado de: <http://www.mapas.mop.cl/cartas-camineras.html>.

MORENO, T., & GIBBONS, W. (Eds.), 2007. *The geology of Chile*. Geological Society.

MPODOZIS, C., MARINOVIC, C. & SMOJE, I. 1993. *Estudio geológicoestructural de la Cordillera de Domeyko entre Sierra Limón Verde y Sierra Mariposas Región de Antofagasta*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, **IR 93-04**.

MPODOZIS, C., ARRIAGADA, C., BASSO, M., ROPERCH, P., COBBOLD, P., & REICH, M., 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics*, 399(1), 125-154.

MUFFLER, L. P. J., 1979. Assessment of geothermal resources of the United States-1978: U.S. Geological Survey Circular 790, 163 p.

MUÑOZ, N., CHARRIER, R. & JORDAN, T. 2002. Interactions between basement and cover during the evolution of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, **29**(1), 55–80.

NARANJO, J. A. 1987. Interpretación de la actividad cenozoica superior a lo largo de la Zona de Falla de Atacama, norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, **31**, 43–55.

NATHENSON, 1975. Geothermal Resources in Hydrothermal Convection Systems and Conduction-Dominated Areas.

NIEMEYER, H., GONZÁLEZ, G. & MARTÍNEZ-DE LOS RÍOS, E. 1996. Evolución tectónica Cenozoica del margen continental activo de Antofagasta, norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, **23**, 165–186.

OKADA, A. 1971. On the neotectonics of the Atacama fault zone region- Preliminary notes on the Late Cenozoic faulting and geomorphic development of the Coast Range of northern Chile. *University of Tokyo Department of Geography Bulletin*, **3**, 47–65.

REUTTER, K.-J. 2001. Le Ande centrali: elemento di un'orogenesi di margine continentale attivo. *Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense*, **37**(1/2), 5–37.

REUTTER, K., SCHEUBER, E. & HELMCKE, D. 1991. Structural evidence of orogen-parallel strike slip displacements in the Precordillera of Northern Chile. *Geologische Rundschau*, **80**, 135–153.

REUTTER, K., SCHEUBER, E. & CHONG, G. 1996. The Precordillera fault system of Chuquicamata, Northern Chile: evidence for reversals along arc-parallel strike-slip faults. *Tectonophysics*, **259**, 213–228.

REYES, I., 2012, Propuesta de microzonificación ecológico-ambiental en el sector de El Tatio, II región de Antofagasta, comunas de Calama-San Pedro de Atacama, a partir de los principios de la planificación ecológica del territorio.

RISACHER, F., FRITZ, B., HAUSER, A., 2011, Origin of components in Chilean thermal waters, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 31, Issue 1, Pages 153-170.

RUTLAND, R. W. R. 1971. Andean orogeny and ocean floor spreading. *Nature*, **233**, 252–255.

SANYAL, S. K., SARMIENTO, Z. F., 2005. Booking geothermal energy reserves, transactions geothermal Resources Council, Vol. 29.

SARMIENTO, Z. F., Steingrimsson, B., 2008. Computer programme for resource assessment and risk evaluation using Monte Carlo simulation.

SCHMITZ, M., HEINSOHN, W. D. & SCHILLING, F. R. 1997. Seismic, gravity and petrologic evidence for partial melt beneath the thickened Central Andean crust (21–23°S). *Tectonophysics*, **270**, 313–326.

SCHMITZ, M., LESSEL, K., GIESE, F. *et al.* 1999. The crustal structure beneath the Central Andean forearc and magmatic arc as derived from seismic studies – the PISCO

94 experiment in northern Chile (21°–23°S). *Journal of South American Earth Sciences*, **12**, 237–260.

SEPÚLVEDA, F., 2005. El sistema geotérmico de Cordón Caulle, Sur de Chile: caracterización geológica y geoquímica. Tesis doctorado. Santiago, Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.

SERNAGEOMIN. Mapa geológico de Chile: Versión digital. Publicación geológica digital, No 4, 2003. CD-ROM versión 1.0, 2003. Base geológica 1:1.000.000.

SGA & GEOTERMICA DE NORTE (GDN). EIA Proyecto Perforación Geotérmica Profunda El Tatio, Fase I. Capítulo 4 Línea Base Proyecto, 2007.

SOBOLEV, S. V. & BABEYKO, A. Y. 2005. What drives orogeny in the Andes? *Geology*, **33**(8), 617–620.

STERN, C. R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, **31**(2), 161–206.

THORNBURG, T. M. & KULM, L. D. 1987a. Sedimentation in the Chile Trench: Depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, **98**, 33–52.

TOMLINSON, A. & BLANCO, N. 1997a. Structural evolution and displacement history of the West fault System, Precordillera, Chile: Part 1, synmineral history. *In: Proceedings 8th Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, **3**, 1873–1877.

TOMLINSON, A. & BLANCO, N. 1997b. Structural evolution and displacement history of the West fault System, Precordillera, Chile: Part 2, postmineral history. *In: Proceedings 8th Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, **3**, 1878–1882.

TOMLINSON, A., MPODOZIS, C., CORNEJO, P., RAMIREZ, C. F. & DUMITRI, T. 1994. El sistema de fallas Sierra de Castillo-Agua Amarga: Transpresion sinistral eocena en la Precordillera de Potrerillos-El Salvador. *Proceedings 7th Congreso Geológico Chileno*, Concepción, **2**, 1459–1463.

TOSDAL, R. M., FARRAR, E. & CLARK, A. H. 1984. K-Ar geochronology of the Late Cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **10**, 157–173.

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.

TRUJILLO, P. 1974. Campo Geotérmico El Tatio. *Comité para el Aprovechamiento de la Energía Geotérmica (CORFO)*, 43 p.

VICTOR, P., ONCKEN, O. & GLODNY, J. 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile). *Tectonics*, **23**, TC400. DOI: 10.1029/2003TC001519.

WILLIAMS, C.F., 2004, Development of revised techniques for assessing geothermal resources: Proceedings, 29th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering., Stanford University, 6 p.

WILLIAMS, C.F., 2007, Updated methods for estimating recovery factors for geothermal resources: Proceedings, 32nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, 6 p.

WILLIAMS, C. F., REED, M. J., MARINER, R. H., 2008. A review of methods applied by the U.S. Geological Survey in the assessment of identified geothermal resources: U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1296, 27 p. [<http://pubs.usgs.gov/of/2008/1296/>]

YAÑEZ, G. & CEMBRANO, J. 2004. Role of viscous plate coupling in the late Tertiary Andean tectonics. *Journal of Geophysical Research*, **109**, 6325–6345.

YAÑEZ, G. A., RANERO, C. R., VON HUENE, R. & DÍAZ, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32° – 34°S): the role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research*, 106, 6325–6345.

ZANDT, G., LEIDIG, M., CHMIELOWSKI, J., BAUMONT, D., YUAN, X.H., 2003. Seismic detection and characterization of the Altiplano-Puna magma body, Central Andes. *Pure Appl. Geophys.* 160, 789-807.

ZAPPETTINI, E., MIRANDA-ANGLES, V., RODRÍGUEZ, C. *et al.* 2001. *Mapa metalogénico de la región fronteriza entre Argentina, Bolivia, Chile y Perú (14°S–28°S)*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, Publicación Multinacional **2**, 1:1.000.000.

ZEIL, W., 1959. Das Fumarolen-und Geysir-Feld westlich der Vulk-angruppe des Tatio (Provinz Antofagasta, Chile). *Bayer. Akad. Wiss.* 96, 5-14.