



UNIVERSIDAD DE ATACAMA
FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**PLAN REGIONAL DE EXPLORACIÓN PARA RECURSOS
GEOTERMALES EN LA PRECORDILLERA DE LA REGIÓN DE
TARAPACÁ**

Profesor guía Dr. (Sr): Jaime Araya Vargas.

“Trabajo de titulación presentado en conformidad a los requisitos para obtener el título
de GEÓLOGO”

Aliocha Andrés Bouldres Vargas

Copiapó, Chile 2023



UNIVERSIDAD DE ATACAMA
FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**PLAN REGIONAL DE EXPLORACIÓN PARA RECURSOS
GEOTERMALES EN LA PRECORDILLERA DE LA REGIÓN DE
TARAPACÁ**

Profesor guía Dr. (Sr): Jaime Araya Vargas.

“Trabajo de titulación presentado en conformidad a los requisitos para obtener el título
de GEÓLOGO”

Aliocha Andrés Bouldres Vargas

Copiapó, Chile 2023

DEDICATORIA

A mi padre Ramón Bouldres Novoa y madre Sara Vargas Negrete.

Índice

Resumen	1
Abstract	2
1. Introducción	3
1.1 Problemática	3
1.4 Objetivos	4
1.4.1 Objetivo general.....	4
1.4.2 Objetivos específicos	4
2. Marco Geológico Regional	5
2.1 Unidades morfoestructurales	5
2.2 Cordillera de la costa (CC).....	6
2.2.1 Geología de la cordillera de la Costa (CC).....	6
2.2.2. Sistema de Fallas de Atacama	9
2.3 Depresión Central (DC).....	12
2.3.1 Geología Depresión Central (DC)	12
2.4 Precordillera (PC).....	14
2.4.1 Geología Precordillera	14
2.5 Cordillera Occidental (CO)	17
2.5.1 Geología Cordillera Occidental (CO).....	17
2.6 Sistemas estructurales regionales	19
2.6.1 Sistema estructural WTS, ETS y Sistema de Fallas de Domeyko.....	19

3 Geología local	22
3.1 Rocas estratificadas	22
3.1.1 Formación Quipisca (Galli,1968; Carbonífero-Pérmico)	24
3.1.2 Formación Copaquire (García,1967; Jurásico Superior)	24
3.1.3 Formación Livilcar (Muñoz et al.,1988; Jurásico-Neocomiano).....	24
3.1.4 Formación Majala (García, 1967; Jurásico Superior-Medio).....	24
3.1.5 Formación Chacarilla (Galli y Dingman, 1962; Jurásico Superior-Cretácico Inferior).....	25
3.1.6 Formación Cerro Empexa (Galli y Dingman, 1962; Cretácico Superior)	25
3.1.7 Formación Icanche (Maksaev, 1978; Eoceno Inferior-Eoceno Medio)	25
3.1.8 Volcanes y secuencias volcánicas (Oligoceno-Mioceno).....	26
3.1.9 Formación Utayane (Lahsen, 1973; Oligoceno Superior-Mioceno Inferior) ..	26
3.1.10 Formación Oxaya (Montecinos, 1963; Mioceno Inferior-Medio).....	26
3.1.11 Formación El Diablo (Galli, 1957; Mioceno Inferior-Medio).....	27
3.1.12 Formación Altos de Pica (Galli, 1957; Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano).....	27
3.1.13 Volcanes y secuencias volcánicas (Mioceno Inferior-Mioceno Medio)	28
3.1.14 Ignimbrita Tambillo (Blanco et al., 2012; Mioceno Inferior).....	29
3.1.15 Ignimbrita Huasco (Vergara y Thomas, 1984; Mioceno Inferior-Mioceno Medio).....	29
3.1.16 Formación Puchuldiza (Lahsen, 1973; Mioceno Inferior-Mioceno Medio)..	29
3.1.17 Volcanes y secuencias volcánicas del Mioceno superior (Mioceno Superior)	30

3.1.18 Ignimbritas del Mioceno Superior	30
3.1.19 Formación Huaylas (Salas et al. 1966; Mioceno Superior-Plioceno).....	30
3.1.20 Volcanes y secuencias volcánicas del Plioceno (Plioceno)	31
3.1.21 Ignimbrita Pampa Suna (Plioceno Inferior-Superior).....	31
3.1.22 Secuencias sedimentarias (Cuaternario)	32
3.2 Rocas Intrusivas (Paleoceno-Oligoceno)	32
3.2.1 Cretácico Superior-Cenozoico Inferior.....	32
3.2.2 Paleoceno (65-53 Ma).....	32
3.2.3 Eoceno (52-33 Ma)	32
3.2.4 Eoceno-Oligoceno (42-31 Ma)	32
3.2.5 Oligoceno (33-24 Ma)	33
3.3 Rocas metamórficas	33
3.3.1 Formación Quebrada Aroma (Silúrico -Pérmico Inferior)	33
3.3.2. Complejo Ígneo - Metamórfico Sierra de Moreno (Cámbrico – Silúrico)	33
3.4. Geología estructural del área de estudio.....	34
4. Marco Teórico.....	38
4.1 Geotermia	38
4.2 Sistemas geotermiales	38
4.3 Guías de exploración Geotérmica	38
4.3.1 Estimadores de presencia de calor	40
4.3.2 Estimadores de permeabilidad favorable	42

4.3.3 Estimadores para presencia de fluidos.....	45
4.4 Sistemas geotermales en el norte de Chile	46
4.4.1 Sistema geotermal El Tatio-La Torta.....	47
4.4.2 Sistema geotermal Cerro Pabellón.....	50
4.5 Antecedentes geotérmicos en el área de estudio	54
4.5.1 Puchuldiza.....	57
4.5.2 Pampa Lirima.....	61
5. Metodología	65
5.1 Recopilación de la información.....	65
5.1.1 Geología.....	65
5.1.2 Geofísica	66
5.1.3 Imágenes satelitales	66
5.1.4 Fotointerpretación geológica	67
5.2 Método de superposición ponderada (Weigthed Overlay).....	68
5.3 Modelo de calor.....	71
5.3.1 Manifestaciones termales.....	73
5.3.2 Zonas de baja resistividad eléctrica	74
5.3.3 Rocas volcánicas.....	74
5.3.4 Alteración hidrotermal.....	75
5.4 Modelo de permeabilidad.....	76
5.4.1 Zonas de baja resistividad eléctrica	79

5.4.2 Tipo de litología.....	79
5.4.3 Arreglo estructural	80
5.4.4 Fallas geológicas.....	81
5.4.5 Calderas volcánicas y centros volcánicos.....	82
5.4.6 Alteraciones hidrotermales	83
5.5 Modelo de fluidos.....	83
5.5.1 Manifestaciones termales.....	85
5.5.2 Zonas de baja resistividad eléctrica	85
5.5.3 Masas de agua.....	85
5.5.4 Alteración hidrotermal.....	86
5.6 Modelo combinado.....	87
6. Resultados	88
6.1 Resultados modelo de calor.....	88
6.2 Resultados modelo de permeabilidad.....	91
6.3 Resultados modelo de fluidos.....	94
6.4 Resultado final.....	97
7. Discusión.....	100
7.1 Análisis de sensibilidad	100
7.1.1 Influencia del atributo de manifestaciones termales en los resultados	102
7.1.2 Influencia del atributo de zonas de baja resistividad eléctrica en los resultados	105

7.1.3 Influencia del atributo alteración hidrotermal, calderas y centros volcánicos en los resultados.....	107
7.1.4 Influencia de dejar un atributo solo dentro de un modelo (calor, permeabilidad o fluidos) en los resultados	110
7.1.5 Obtención del modelo final 13 y 14.....	112
7.2 Ranking de prioridad de zonas favorables	120
7.3 Plan de exploración	126
8. Conclusiones	133
9. Referencias	135
Anexos	149

Índice de figuras

Figura 2.1: Unidades morfoestructurales indicadas sobre la elevación de terreno, Región de Tarapacá, norte de Chile. CC = Cordillera de la Costa, DC = Depresión central, PC = Precordillera, CO = Cordillera Occidental. Los límites de las unidades morfoestructurales están basados en: SERNAGEOMIN (2003); Pinto et al. (2004); Poblete (2020) y este trabajo.	5
Figura 2.2: Mapa geológico de la Cordillera de la Costa, Región de Tarapacá. SFA = Sistema de Fallas de Atacama. Basado en SERNAGEOMIN (2003) y Walk et al. (2020).	8
Figura 2.3: Modelo de evolución tectónica del Jurásico-Cretácico en el norte de Chile.	10
Figura 2.4: Esquema general de la actividad del SFA y SFD. Extraído de Jensen (2018).	11
Figura 2.5: Mapa geológico de la DC, Región de Tarapacá. Basado en SERNAGEOMIN (2003). Limite unidad morfoestructural basado en Pinto et al. (2004) y Poblete (2020).	13
Figura 2.6: Mapa geológico Precordillera, Región de Tarapacá. Basado en Pinto et al. (2004); SERNAGEOMIN, (2003); Cortés et al. (2012a,b); Gallardo (2015); Muñoz (2017); Herrera et al. (2017); Labbé et al. (2018) y Poblete (2020).	15
Figura 2.6 (Continuación)	16
Figura 2.7: Mapa geológico Cordillera Occidental, Región de Tarapacá. Basado en SERNAGEOMIN (2003) y Poblete (2020).	18
Figura 2.8: Modelo de evolución estructural Cenozoica en CO y PC. Simbología: 1. Falla inversa; 2. Estructura en profundidad inferida; 3. Traza de falla inferida; 4. Fallas y pliegues superficiales; Fallas normales reactivas a inversas; 6. Sustrato Mesozoico deformado; 7. Ignimbritas del Eoceno (Formación Icanche); 8. Ignimbritas del Oligoceno-	

Mioceno (Formaciones Oxaya y Utayane); 9. Lavas andesíticas del Mioceno;10. Rocas sedimentarias del Mioceno. Extraído de Herrera et al., 2017.	20
Figura 2.9: Régimen tectónico actual del flanco occidental del Altiplano en el norte de Chile. Extraído de Farias et al.,2005.	21
Figura 3.1: Distribución espacial de las unidades intrusivas y metamórficas en la Pc. Basado en Pinto et al. (2004); SERNAGEOMIN, (2003); Cortés et al. (2012a); Gallardo (2015); Muñoz (2017); Herrera et al. (2017); Labbé et al. (2018) y Poblete (2020). ...	22
Figura 3.1 (Continuación)	23
Figura 3.2: Correlación de unidades del Mioceno que afloran en la Depresión Central-Precordillera dentro del área de estudio, entre los 19°, 15´S-21° S en las localidades de Altos de Pica, Aroma y Camiña. Extraído de Placencia (2020), quien lo modifico de Farías et al. (2005).	28
Figura 3.3: Distribución espacial de las unidades intrusivas y metamórficas en la PC. Las litologías y estructuras geológicas están basadas en Pinto et al. (2004); SERNAGEOMIN, (2003); Cortés et al. (2012a); Gallardo (2015); Muñoz (2017); Herrera et al. (2017); Labbé et al. (2018) y Poblete (2020). Las manifestaciones termales están basadas en Hauser (1997); Montenegro (2008); Tassi et al. (2010); Risacher et al. (2011) y Aravena et al. (2016).	35
Figura 3.4: Perfiles geológicos figura 3.2. (A) Perfil geológico sección A-Á de oeste a este, rocas fuertemente deformadas y plegadas (Formación Livilcar, Cerro Empexa, Basamento Pre Mesozoico) modificado de Muñoz (2017) y adaptado a este trabajo. (B) Sección estructural balanceada de oeste a este, los números encerrados en un círculo representan el orden temporal en que se generó movimiento en cada falla, de más antiguo a más reciente (Gallardo, 2015). (C) Perfil geológico sector Baños de Puchuldiza donde CEF=Formación Cerro Empexa, IF=Formación Icanche, Uf= Formación Utayane y Pf= Formación Puchuldiza. (Herrera et al., 2017).	37
Figura 4.1: (a) y (b) Plantas de resistividad eléctrica a 3,2 km y 12,79 km de profundidad del modelo de Kühn et al. (2014), respectivamente. Los colores rojos indican zonas de	

baja resistividad eléctrica o altamente conductoras, que han sido interpretadas por estudios previos como posible acumulación de fluidos o magmas. F y G indican zonas baja resistividad que coinciden espacialmente con el sistema estructural WTS. E indica zonas de baja resistividad posiblemente relacionadas a cámaras magmáticas. c) Sección nortesur mostrando que el sector norte del área de estudio presenta zonas de baja resistividad eléctrica o altamente conductoras a profundidades más someras. Extraído de Kühn et al. 2014. 42

Figura 4.2: Diagrama esquemático que muestra la orientación de fracturas relacionadas al tipo de falla, la orientación de los ejes de los esfuerzos principales y la ruta de migración de fluidos geotermales (flecha roja) y meteóricas (flecha azul). (a) Fallamiento de rumbo, (b) intersección de planos de falla asociado a transpresión. Extraído de Veloso et al. (2020). 43

Figura 4.3: Modelo conceptual del sistema geotermal el Tatio-La Torta. Extraído de Seguel (2020) quien lo modifíco de Muñoz-Saez et al. (2018).48

Figura 4.4: Mapa geológico para el sector de El Tatio. Extraído de Aravena et al., (2016). 49

Figura 4.5: Modelo estructural para el campo geotérmico El Tatio y La Torta. A) Cuencas hidrográficas. B) estructura del yacimiento a campo lejano, donde los fluidos geotermales pueden migrar en la subhorizontal debajo la Torta. C) Migración de fluidos desde la Torta hacia el Tatio, donde el ascenso de fluidos geotermales en la vertical estaría asociado a fallamiento de rumbo sinestral. Tomado de Letelier et al. (2021). 50

Figura 4.6: Mapa geológico donde se encuentra ubicado el graben Pabelloncito y el campo geotermal Pabellón. Tomado y modificado de Maza et al., (2021). 51

Figura 4.7: Características generales del campo geotérmico en Cerro Pabellón. A) Mapa geológico simplificado del entorno del campo geotérmico de Cerro Pabellón. B) Sección E-W que atraviesa el reservorio geotermal, se indican isotermas y curvas de iso-resistividad eléctrica interpretadas de estudios magnetotelúricos. C) Perfil geológico

simplificado del pozo PEXAP-1 que intercepta cerca del centro del sistema geotermal (ver ubicación en Fig 7b). Se indica la alteración hidrotermal y zonas del reservorio geotermal. Tomado de Román et al. (2019), quien se basó de Maza et al. (2018) y Urzúa et al. (2002).
..... 53

Figura 4.8: Mapa de ubicación de los sistemas geotermales El Tatio y Cerro Pabellón. APVC= Complejo Volcánico Altiplano-Puna y APMB= Cuerpo Magmático Altiplano Puna Tomado de Maza et al. (2018). 54

Figura 4.9: Manifestaciones geotermales y sus respectivas temperaturas presentes en el área de estudio. 55

Figura 4.10: Distribución de las manifestaciones geotermales en Puchuldiza. Tomado de Sánchez (2016). 58

Figura 4.11: Mapa geológico sector de Puchuldiza. Tomado de Sánchez (2016). Circulo negro indica la ubicación de la fig. 4.10. 59

Figura 4.12: Esquema simplificado del modelo geotérmico para el sector de Puchuldiza. En rojo, los fluidos geotérmicos profundos; en azul la recarga de agua; en café claro, acuíferos someros calentados por la acción de los fluidos profundos. Tomado de Montenegro (2008). 60

Figura 4.13: Esquema estructural de los ambientes de transpresión donde se emplazarían algunos de los sistemas geotermales del norte de Chile, dentro de los cuales se incluiría Puchuldiza. Tomado de Veloso et al. (2020). 61

Figura 4.14: Mapa geológico del sector Pampa Lirima. 62

Figura 5.1: Ejemplo de zonas donde se interpretó presencia de alteración argílica y fílica mediante el análisis de imágenes satelitales. Se muestran los sectores de Puchuldiza y Pampa Lirima, donde estudios geológicos reportan la presencia de estas alteraciones. .. 68

Figura 5.2: Ejemplo del método de superposición ponderada. Se ilustra la forma de cómo se calcula la probabilidad de encontrar las condiciones favorables para un sistema

geotermal en dos sectores, considerando los atributos y subatributos que componen un modelo.	70
Figura 6.1: Resultado modelo de calor. A) Resultado atributo manifestaciones termales. B) Resultado atributo rocas volcánicas. C) Resultado atributo zonas de baja resistividad eléctrica y alteraciones hidrotermales. D) Resultado modelo de calor.	89
Figura 6.2: Resultado final (superposición ponderada) del modelo de calor.	90
Figura 6.3: Resultado modelo de permeabilidad. A) Resultado del atributo alteraciones hidrotermales y zonas de baja resistividad eléctrica. B) Resultado del atributo tipo de litología. C) Resultado de los atributos manifestaciones termales y fallas geológicas. D) Resultado de los atributos arreglo estructural, calderas y centros volcánicos. F) Modelo final de permeabilidad.	92
Figura 6.4: Resultado final (superposición ponderada) del modelo de permeabilidad. ...	93
Figura 6.5: Resultado modelo de fluidos. A) resultado del atributo manifestaciones termales. B) Resultado del atributo alteraciones hidrotermales y zonas de baja resistividad eléctrica. C) Resultado del atributo masas de agua (Peso 100 corresponde a masas de agua, 60 acuíferos, 40 manifestaciones termales y lagunas, 20 ríos y salares). D) Resultado final modelo de fluidos.	95
Figura 6.6: Resultado final (superposición ponderada) del modelo de fluidos.	96
Figura 6.7: Resultado final obtenidos aplicando las ponderaciones de A) Lindsey et al. 2021 (modelo final 1) y B) ponderación equitativa (modelo final 2).	98
Figura 7.1: Influencia máxima de todos los atributos considerados en los modelos finales 3-4 y 7-8.	105
Figura 7.2: Influencia máxima de todos los atributos considerados en los modelos finales 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 y 8.	107
Figura 7.3: Influencia máxima de todos los atributos considerados en los modelos finales 1-2 y 9-10.	108

Figura 7.4: Influencia máxima de todos los atributos considerados en los modelos finales 1-2 y 11- 12.	112
Figura 7.5: Comparación visual modelo final 1, 2, 3 y 4.	114
Figura 7.6: Comparación visual modelo final 1, 2, 5 y 6.	115
Figura 7.7: Comparación visual modelo final 1, 2, 7 y 8.	116
Figura 7.8: Comparación visual modelo final 1, 2, 9 y 10.	117
Figura 7.9: Comparación visual modelo final 1, 2, 11 y 12.	118
Figura 7.10: Comparación visual modelo final 1, 2, 13 y 14.	119
Figura 7.11: Ranking de prioridad de zonas favorables. A) Modelo final 1. B) Modelo final 13.	124
Figura 7.12: Ubicación de las zonas con mayor favorabilidad geotérmica.	125

Índice de tablas

Tabla 4.1: Condiciones geológicas (calor, permeabilidad y fluidos) para la existencia de un reservorio geotermal y los estimadores utilizados en este trabajo para cada condición.	40
Tabla 4.2: Permeabilidad primaria en diferentes tipos de roca. Basado en Custodio y Llamas (2001), Lemus et al. (2015), Toro (2015) y Sevogia (2015).	44
Tabla 4.3: Características de las manifestaciones geotermales presentes en el área de estudio.	56
Tabla 4.4: Síntesis de las principales características de los sistemas geotérmicos Puchuldiza, Pampa Lirima, El Tatio-La Torta y Cerro Pabellón. Basada en la información recopilada en el marco teórico.	64
Tabla 5.1: Forma de cuantificar el grado de confianza de los atributos y subatributos utilizados en este trabajo.	69
Tabla 5.2: Peso entregado a cada atributo que forma parte de un modelo con sus respectivas ponderaciones de atributo (%). Basado en Lindsey et al. (2021).	69
Tabla 5.3: Potencialidad que presenta un sector considerando el resultado final de la superposición ponderada para cada modelo.	70
Tabla 5.4: Peso entregado a cada atributo que forma parte del modelo de calor y sus respectivas ponderaciones de atributo (%). Basado principalmente en Lindsey et al. (2021).	71
Tabla 5.5: Flujo de trabajo para completar el modelo de calor.	72
Tabla 5.6: Subatributos que conforman el atributo de manifestaciones termales con sus respectivos pesos. Basado en Lindsey et al. (2021).	73
Tabla 5.7: Subatributos considerados para zonas de baja resistividad eléctrica.	74

Tabla 5.8: Peso entregado para rocas volcánicas según su edad y tipo. Basado parcialmente en Lindsey et al. (2021).	75
Tabla 5.9: Peso entregado según el tipo y edad de las alteraciones hidrotermales. Basado parcialmente en Lindsey et al. (2021).	76
Tabla 5.10: Peso entregado a cada atributo que forma parte del modelo de calor y sus respectivas ponderaciones de atributo (%). Basado principalmente en Lindsey et al. (2021).	77
Tabla 5.11: Flujo de trabajo para completar el modelo de permeabilidad.	78
Tabla 5.12: Subatributos que componen el atributo tipo de litología. Basado en Custodio y Llamas (2001) y Lemus et al. (2015).	80
Tabla 5.13: Subatributos considerados dentro del atributo arreglo estructural.	80
Tabla 5.14: Subatributos considerados dentro del atributo fallas geológicas.	82
Tabla 5.15: Subatributos considerados para el atributo calderas y centros volcánicos. ...	82
Tabla 5.16: Peso entregado a cada atributo que forma parte del modelo de fluidos y sus respectivas ponderaciones de atributo (%). Basado en Lindsey et al. (2021).	84
Tabla 5.17: Flujo de trabajo para completar el modelo de fluidos.	85
Tabla 5.18: Subatributos que componen el atributo de masas de agua con sus respectivos pesos. Basado parcialmente en Lindsey et al. (2021).	86
Tabla 5.19: Ponderaciones de atributo para modelo.	87
Tabla 6.1: Comparación de valores de superposición ponderada obtenidos en el modelo final 1 y 2 para los sectores más favorables.	99
Tabla 7.1: Características de los modelos obtenidos.	102
Tabla 7.2: Influencia máxima del atributo (manifestaciones termales) en los 12 modelos finales.	104

Tabla 7.3: Influencia máxima del atributo (zonas de baja resistividad eléctrica) en los 12 modelos finales.	106
Tabla 7.4: Influencia máxima de los atributos (alteraciones hidrotermales, calderas y centros volcánicos) en los 12 modelos finales.	109
Tabla 7.5: Comparación de valores de superposición ponderada entre el modelo final 1-9 y 2-10.	109
Tabla 7.6: Comparación de valores de superposición ponderada entre el modelo final 11-1 y 12-2.	111
Tabla 7.7: Comparación de valores de superposición ponderada entre los modelos finales 1-13 y 2-14.	113
Tabla 7.8: Zonas favorables prioritarias y sus características.	120
Tabla 7.9: Ubicación de los sectores seleccionados en cada zona.	123
Tabla 7.10: Algunos métodos utilizados en la exploración geotérmica y su descripción.	132

Índice de tablas (Anexo)

Tabla 1: Imágenes satelitales Aster utilizadas en este estudio. Id= código de la imagen,
Fecha= fecha de subida a la plataforma..... 149

Tabla 2: Ponderaciones de cada atributo dentro del modelo de calor, permeabilidad y
fluidos..... 150

Resumen

En esta tesis se realizó un análisis geoespacial de información geológica, geofísica y geoquímica para identificar zonas favorables para la exploración geotermal en la Precordillera de la Región de Tarapacá (19-21° S), área que tiene una extensión de 180 km x 40 Km. En esta área existe una docena de surgencias termales, destacando el sistema geotermal de alta entalpía de Puchuldiza, pero no se tiene claridad sobre la fuente de calor, ya que se ubica al oeste de un segmento del arco donde no se tiene evidencia de volcanismo activo (el denominado Gap de Pica). Se obtuvo un mapa donde se indica la favorabilidad geotérmica de cada sector de la Precordillera aplicando el método de superposición ponderada, el cual se utilizó para calcular la coincidencia espacial de factores geológicos favorables, basado en las características de sistemas geotermales de alta entalpía (Puchuldiza, Pampa Lirima, El Tatio-La Torta y Cerro Pabellón). Se interpretaron como evidencias indirectas favorables la presencia de: surgencias termales, zonas de baja resistividad eléctrica en la corteza superior, rocas volcánicas del Cuaternario, intersecciones entre fallas, masas de agua, y zonas de alteración argílica y fílica. Se buscó la presencia de factores favorables utilizando capas de información geológica, geofísica, geoquímica e hidrogeológica en donde se identificaron sectores que se repetían como muy favorables (ej: 6 km al NW de Puchuldiza, Puchuldiza y Pampa Lirima). Se realizó un análisis de sensibilidad para evaluar la dependencia de los atributos (condiciones geológicas favorables) en función de las capas de información que presentaron una mayor influencia (ej: manifestaciones termales). Los resultados sugieren que las zonas más favorables son robustas, ya que en promedio aparecen persistentemente las mismas zonas en diferentes modelos alternativos. Los sectores que presentan una mayor favorabilidad geotérmica en base a los valores de superposición ponderada corresponden al sector de Pampa Lirima (80-83%), Puchuldiza (60-80%) y a 6 km al NW de Puchuldiza (60-80%). Se recomienda realizar sondajes diamantinos hasta una profundidad de 800 metros para comprobar la ubicación y profundidad del reservorio geotérmico en el sector de Pampa Lirima, mientras que al NW de Puchuldiza y Puchuldiza se recomienda conseguir toda la información disponible para interpretar la distribución en el subsuelo de los fluidos termales. **Palabras clave:** Geotermia, Exploración, Región de Tarapacá, Precordillera, análisis de sensibilidad.

Abstract

In this thesis, a geospatial analysis integrating geologic, geophysical and geochemical information was conducted to identify favorable zones for geothermal exploration in the Precordillera of the Tarapacá Region (19-21°S), area which has an extension of 180 Km x 40 Km. This area exhibits dozens of hot springs, including the prominent high-enthalpy geothermal system of Puchuldiza, but it is not clear the heat source of those systems, as this region is located to the west of a segment of the arc where there is no evidence of active volcanism (the so-called “Pica volcanic Gap”). A map with geothermal potential of the Precordillera was obtained, by applying the weighted overlay method. This method was used to calculate the spatial coincidence of favorable geologic factors for the occurrence of a geothermal system, factors which interpreted based on the characteristics of known high-enthalpy geothermal systems of the Central Andes (Puchuldiza, Pampa Lirima, El Tatio-La Torta and Cerro Pabellón). The interpretation shows as favorable indirect evidences the presence of hot springs, low-electrical resistivity zones in the upper crust, quaternary volcanic rocks, intersection of faults, water bodies, and argillic and phyllic alteration. The presence of favorable factors was sought using layers of geologic, geophysical, geochemical and hydrologic information, identifying zones where many favorable factors were present (e.g., 6 km NW of Puchuldiza, Puchuldiza and Pampa Lirima). A sensitivity analysis was made to evaluate the dependence of the attributes (geologically favorable conditions) on the layers of information that had a greater influence (e.g., thermal manifestations). The results suggest that the most favorable zones are robust, because on average the same favorable zones appears persistently on different alternative models. Based on applying the weighted overlay method, the zones that present a major geothermal favorability are the sector of Pampa Lirima (80-83%), Puchuldiza (60-80%) and 6 km MW of Puchuldiza (60-80%). It is recommended to drill diamond boreholes to an 800 meters depth to check the location and depth of the geothermal reservoir in the sector of Pampa Lirima, while in the area NW of Puchuldiza and Puchuldiza it is recommended to compile all the available geophysical information to interpret the distribution of thermal fluids in the underground. **Keywords:** Geothermal, Exploration, Tarapacá Region, Precordillera, sensitivity analysis.

1. Introducción

1.1 Problemática

En la Precordillera de la Región de Tarapacá existe una docena de surgencias termales, destacando el sistema geotermal de alta entalpía de Puchuldiza. Se ha interpretado que el reservorio geotermal en Puchuldiza tendría un área de 10-28 km² y un espesor de 0,6-1 km, pero no hay claridad sobre la fuente de calor de este sistema (Aravena et al., 2016). La presencia de este sistema geotermal resulta particularmente interesante porque este segmento de la Precordillera se ubica al oeste de una zona del arco donde no se tiene evidencia de volcanismo activo (el denominado Gap de Pica; Gardeweg y Sellés, 2017). Considerando que en este segmento de la Precordillera existirían fuentes de calor no asociadas a volcanismo, surge entonces la interrogante de si existirán otras zonas con potencial de albergar un reservorio geotermal.

1.2 Hipótesis

Se plantea que en el área de estudio existirían sectores donde se pueden encontrar condiciones geológicas favorables para la ocurrencia de un reservorio geotermal de dimensiones similares a sistemas conocidos como Puchuldiza, Cerro Pabellón y El Tatio.

1.3 Ubicación del área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicado entre los 19°-21°S y 69°W a lo largo de la Precordillera de la Región de Tarapacá (ver figura 2.1).

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

- Generar un plan de exploración para detectar reservorios geotermales en la Precordillera de la Región de Tarapacá.

1.4.2 Objetivos específicos

- Generar un modelo de exploración para el área de estudio.
- Identificar qué sectores del área de estudio presentan condiciones favorables para la presencia de reservorios geotermales.
- Establecer un ranking de prioridad de los sectores favorables interpretados.
- Proponer un plan de trabajo para explorar los sectores favorables.

2. Marco Geológico Regional

2.1 Unidades morfoestructurales

El norte de Chile, entre los 19° y 21°S, está caracterizado por cuatro morfoestructuras que poseen una orientación NNW-SSE. De occidente a oriente estas son: Cordillera de la Costa (CC), Depresión Central (DC), Precordillera (PC) y la Cordillera Occidental (CO) (ver figura 2.1).

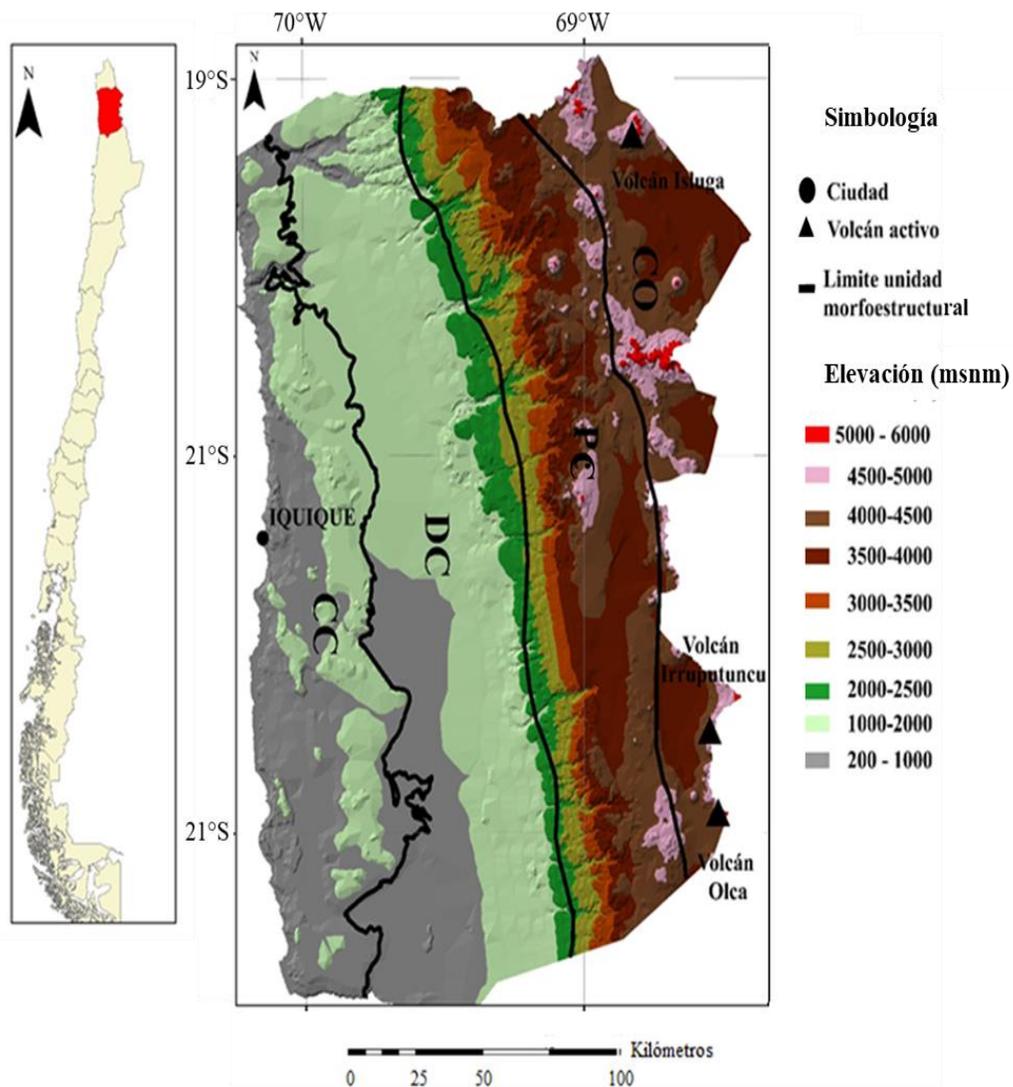


Figura 2.1: Unidades morfoestructurales indicadas sobre la elevación de terreno, Región de Tarapacá, norte de Chile. CC = Cordillera de la Costa, DC = Depresión central, PC = Precordillera, CO = Cordillera Occidental. Los límites de las unidades morfoestructurales están basados en: SERNAGEOMIN (2003); Pinto et al. (2004); Poblete (2020) y este trabajo.

2.2 Cordillera de la Costa (CC)

La CC corresponde a un cordón montañoso de orientación preferentemente N-S que presenta una altura máxima de 1200 msnm, y un ancho que varía entre los 20 y 40 Km. La CC limita al oeste con el Océano Pacífico, mientras que, al este, limita con la Depresión Central (DC).

En el borde occidental de CC se encuentra el gran Acantilado Costero (Quezada et al., 2010), que se extiende de forma casi continua entre Arica y Taltal. El acantilado costero alcanza un desnivel promedio de 1.000 m (Tolorza et al., 2009), y presenta segmentos que interactúan directamente con el mar (segmentos activos) entre Arica e Iquique (18,5°-20,3°S) y segmentos que no interactúan con el mar (segmentos inactivos) entre Iquique-Antofagasta (20,3°-23,5°S) (Quezada et al., 2010).

2.2.1 Geología de la Cordillera de la Costa (CC)

Las rocas aflorantes en CC corresponden principalmente a secuencias sedimentarias continentales, marinas y rocas intrusivas, todas ellas de edad Jurásico- Cretácico (ver figura 2.2).

Las secuencias y complejos volcánicos continentales corresponden a andesitas, brechas basálticas y piroclásticas, con escasas intercalaciones sedimentarias (Thomas, 1970), las cuales corresponden a: Formación Suca (Cretácico Inferior; Cecioni y García, 1960), Formación Atajaña (Cretácico Inferior, Sepúlveda y Vásquez, 2012), ambas Formaciones definidas por Cecioni y García (1960), y Formación Oficina Viz (Jurásico Inferior-Bajociano, Sepúlveda y Vásquez, 2012). Las secuencias volcánicas continentales y sedimentarias marinas, están representadas por andesitas-basaltos, calizas y areniscas marinas fosilíferas (Cecioni y García, 1960), las cuales corresponden a: Formación Cuya (Jurásico Medio, Fuentes et al., 2015), Formación Chiza (Jurásico Medio-Superior, SERNAGEOMIN, 2003) y la Formación Blanco (Cretácico Inferior, SERNAGEOMIN, 2003). Entre los 20°-21°S, el Grupo Huantajaya (Sepúlveda y Vásquez, 2012) incluye a las formaciones: Caleta Lígate (Bajociano) (Sepúlveda y Vásquez, 2012) descrita por Cecioni y García (1960), El Godo (Bajociano-Oxfordiano superior) y Santa Rosa (Oxfordiano superior) (Sepúlveda y Vásquez, 2012) descritas inicialmente por Cecioni

(1961) y redefinidas por Thomas (1970), y finalmente la Formación Estación Montevideo (Oxfordiano Superior?- Titoniano), este grupo se apoya concordantemente sobre las rocas volcánicas de la Formación Oficina Viz (Sinemuriano-Aeleniano) y subyace en discordancia angular con las rocas volcánicas de la Formación Punta Barranco (Sepúlveda y Vásquez, 2012). Estas Formaciones han sido interpretadas como una cuenca de trasarco, en donde las dos primeras son esencialmente marinas y las otras representan la somerización de la cuenca durante el Jurasico Superior (Sepúlveda y Vásquez, 2012). Los depósitos Cenozoicos corresponden principalmente a depósitos aluviales (Mioceno Medio-Superior) denominados Gravas de Atacama (SERNAGEOMIN, 2003), la cual consiste en sedimentos aterrazados, poco a medianamente consolidados, que incluye conglomerados de bolones, gravas, arenas y ripios, con intercalaciones limosas (Morelli, 2008) (ver figura 2.2).

Las rocas intrusivas varían entre dioritas-granodioritas-monzodioritas, como los batolitos Punta Negra Huara-Pozo Almonte (150-100 Ma), complejo Plutónico Cuya (164-157 Ma), Diorita cuarcífera Atajana (117 Ma), y el Intrusivo Pisagua (Jurásico Inferior) (SERNAGEOMIN, 2003).

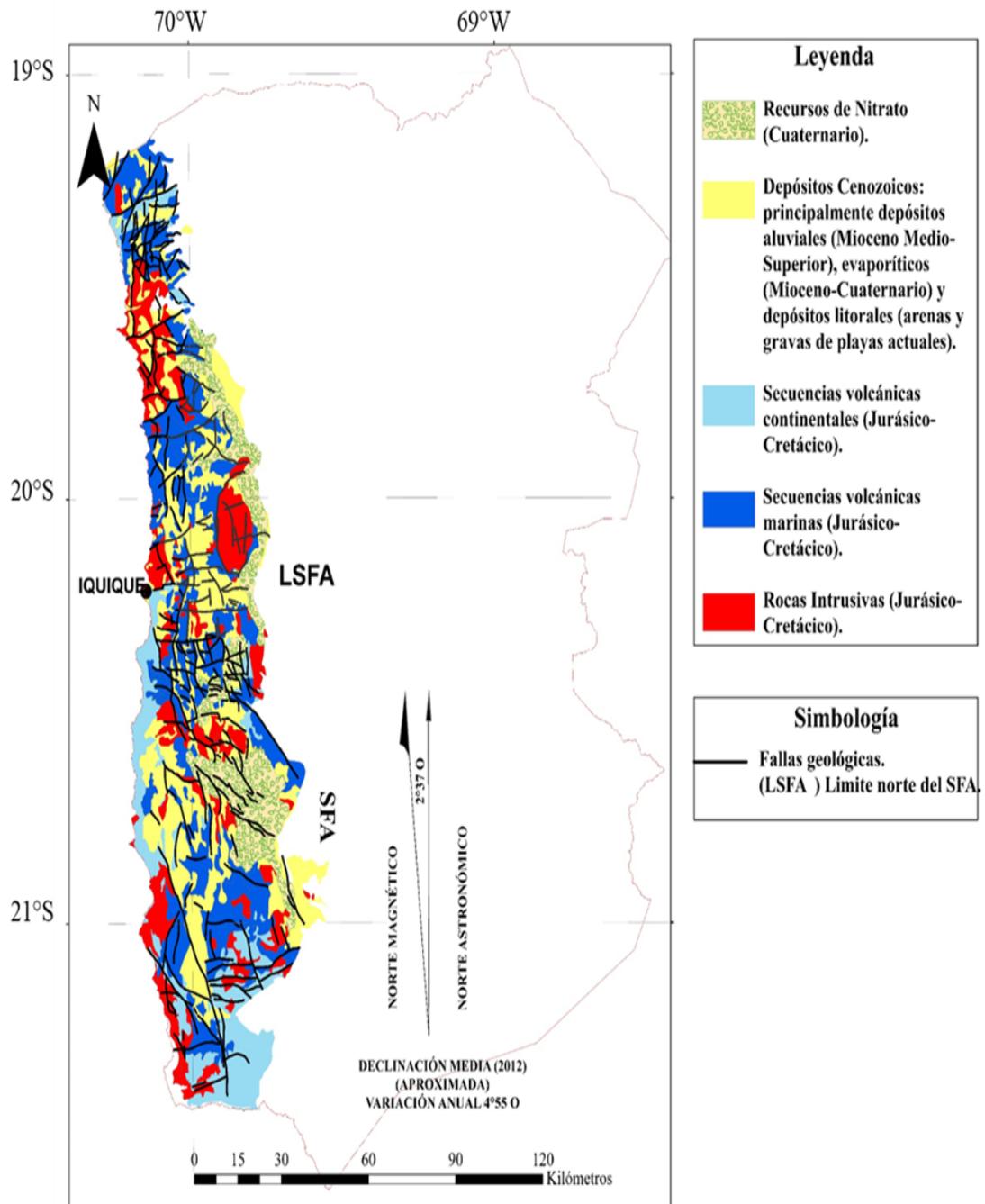


Figura 2.2: Mapa geológico de la Cordillera de la Costa, Región de Tarapacá. SFA = Sistema de Fallas de Atacama. Basado en SERNAGEOMIN (2003) y Walk et al. (2020).

2.2.2. Sistema de Fallas de Atacama

El SFA consiste en un conjunto de fallas, predominantemente de rumbo N-S, que se extiende por unos 1.100 Km en la Cordillera de Costa en el norte de Chile entre los 20°30' hasta 29°45'S (Nalpas et al., 2011). El SFA corta principalmente rocas intrusivas y volcánicas del Jurásico-Cretácico inferior, incluyendo extensas franjas de rocas miloníticas de aproximadamente 139 Ma (Hervé, 1987). La reactivación más reciente de estas estructuras se encuentra relacionada a fallamiento normal producto de la acomodación del alzamiento de la CC (Jensen, 2018) formando depósitos aluviales relacionados a escarpes de falla (González y Carrizo, 2003).

Este sistema estructural se asocia a un fallamiento de rumbo inicialmente sinistral que corta rocas plutónicas (200- 120 Ma) constituyentes del batolito costero, con una deformación plástica entre los 152-126 Ma y luego a una deformación frágil entre 125-106 Ma (Jensen, 2018) (ver figuras 2.3 y 2.4).

Se ha interpretado que los movimientos del SFA durante el Mesozoico se relacionaron a la convergencia oblicua de las placas tectónicas en el sistema de subducción en aquel período, con un vector de convergencia orientado en dirección NW-SE (Scheuber y Gonzalez, 1999), donde su actividad transcurrente tuvo lugar cerca de la culminación de la evolución del arco magmático Mesozoico (Hervé, 1987).

Para la evolución del arco magmático activo durante el Jurásico-Cretácico Temprano propuesto por Scheuber y Gonzalez (1999) (ver figura 2.3), considera 4 etapas en donde el arco experimenta procesos de deformación asociados a la convergencia de placas, en donde la deformación causada por la tectónica tuvo lugar al mismo tiempo que la actividad magmática, donde la corteza superior sufrió un debilitamiento termal donde se ubicaba el arco magmático (Scheuber y Reutter, 1991). La formación del SFA se formaría en donde existiría un mayor grado de acoplamiento entre las placas aproximadamente a los 125 Ma (Scheuber y Gonzalez, 1999).

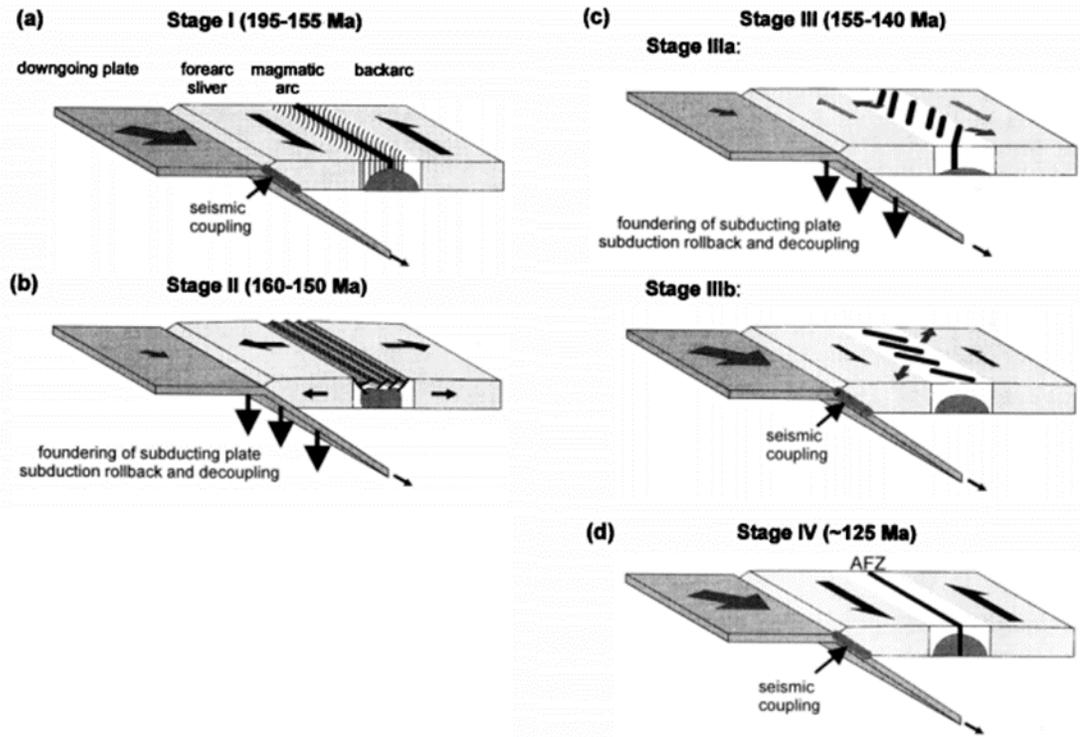


Figura 2.3: Modelo de evolución tectónica del Jurásico-Cretácico en el norte de Chile. (a) Etapa 1: Vulcanismo y plutones profundos con desplazamientos sinestrales. (b) Plutonismo intenso en niveles superficiales sin vulcanismo, extensión en el arco magmático en dirección normal a la fosa. (c) Dilatación oblicua al arco magmático, IIIa diques con tendencia NE-SW, IIIb intrusión de diques NW-SE. (d) Desplazamiento sinestral a lo largo del SFA (=AFZ en la figura). Extraído de Scheuber y González (1999).

Procesos tectónicos en la Cordillera de la Costa (18-24°S) que determinan procesos de deformación Neógeno-Cuaternario corresponden a: 1) alzamiento tectónico, interpretado como resultado de acortamiento tectónico a escala orogénica (20 Ma). 2) extensión E-W, proceso tectónico dominante interpretado como una combinación de procesos de erosión tectónica y deformación co-sísmica, resultante del rebote elástico de la corteza obductante inducido por terremotos de subducción que reactivaron el SFA a una cinemática normal, relacionado a un alzamiento de la zona litoral, en donde las estructuras NW-SE actuarían como fallas de traspaso con las estructuras N-S. 3) Acortamiento N-S, considerado como un proceso local ligado al desarrollo del oroclino Boliviano o subducción de la corteza oceánica en un margen curvo con fallas de orientación E-W que han tenido su actividad en la parte más joven del Pleistoceno (González et al., 2003).

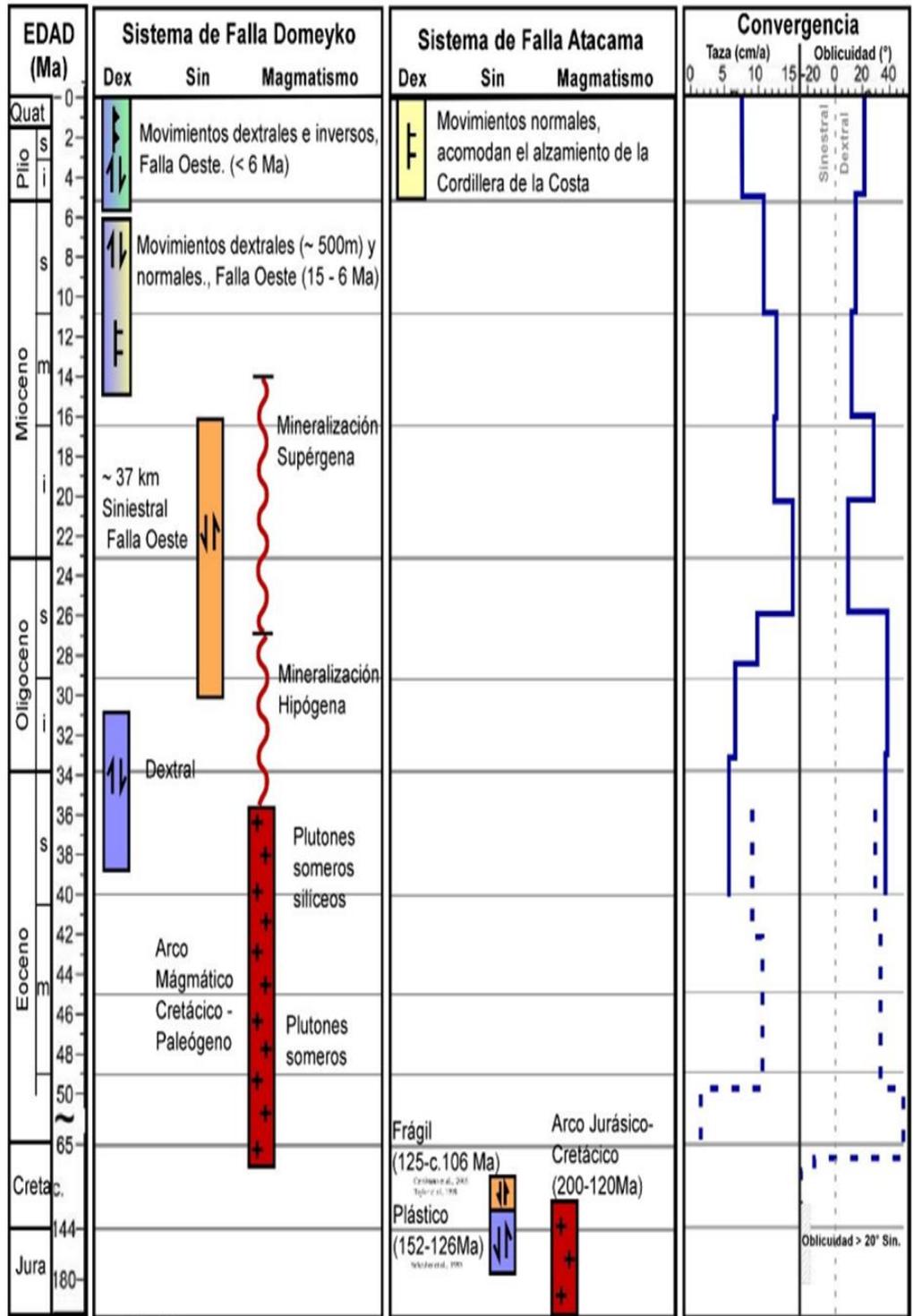


Figura 2.4: Esquema general de la actividad del SFA y SFD. Extraído de Jensen (2018).

2.3 Depresión Central (DC)

La DC corresponde a una superficie relativamente plana de 25-100 km de ancho que muestra un aumento gradual de altitud hacia el este de ~ 1000 hasta 1.600 msnm (Herrera et al., 2017), corresponde a una cuenca alargada endorreica, que presenta una tendencia Norte-Sur, entre el valle Tiliviche y el río Loa (Farías et al., 2005).

2.3.1 Geología de la Depresión Central (DC)

La DC se encuentra rellena por depósitos neógenos de 1000-1500 metros de espesor (Víctor et al., 2004), en donde el material erosionado del sector precordillerano se transporta a través de sus profundas quebradas hasta DC (Poblete, 2020). El arco volcánico Jurásico-Cretácico durante el Cretácico Temprano fue migrando hacia el Este, emplazándose durante el Cretácico medio (110-75 Ma) en la DC (Scheuber y Gonzales, 1999).

Entre Arica e Iquique la DC presenta un relleno neógeno conformado por depósitos subhorizontales sedimentarios (principalmente aluviales, fluviales y volcánicos) (Blanco et al., 2012). En la zona de Arica, la sucesión neógena incluye de base a techo (Pinto et al., 2004) a la Formación Azapa (Oligoceno), Formación Oxaya (Mioceno inferior-medio) y la Formación el Diablo (Mioceno Inferior–Mioceno Medio) (Blanco et al., 2012). En la zona de Pica, la sucesión neógena completa se le denomina Formación Altos de Pica (Víctor et al., 2004), cuya edad es restringida al Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (Labbé et al., 2018). Las unidades Pre-Mesozoicas corresponden a secuencias sedimentarias continentales y marinas (Carbonífero- Pérmico) las cuales se constituyen de areniscas, conglomerados, lutitas, calizas y mármoles (SERNAGEOMIN, 2003) (ver figura 2.5).

Las unidades intrusivas corresponden principalmente a granodioritas y dioritas del Cretácico Superior (90-65 Ma) mientras que las rocas intrusivas del Paleoceno corresponden principalmente a monzodioritas de piroxeno y biotita asociados a la mineralización tipo pórfido cuprífero de Cu-Mo, como por ejemplo en el depósito Cerro Colorado.

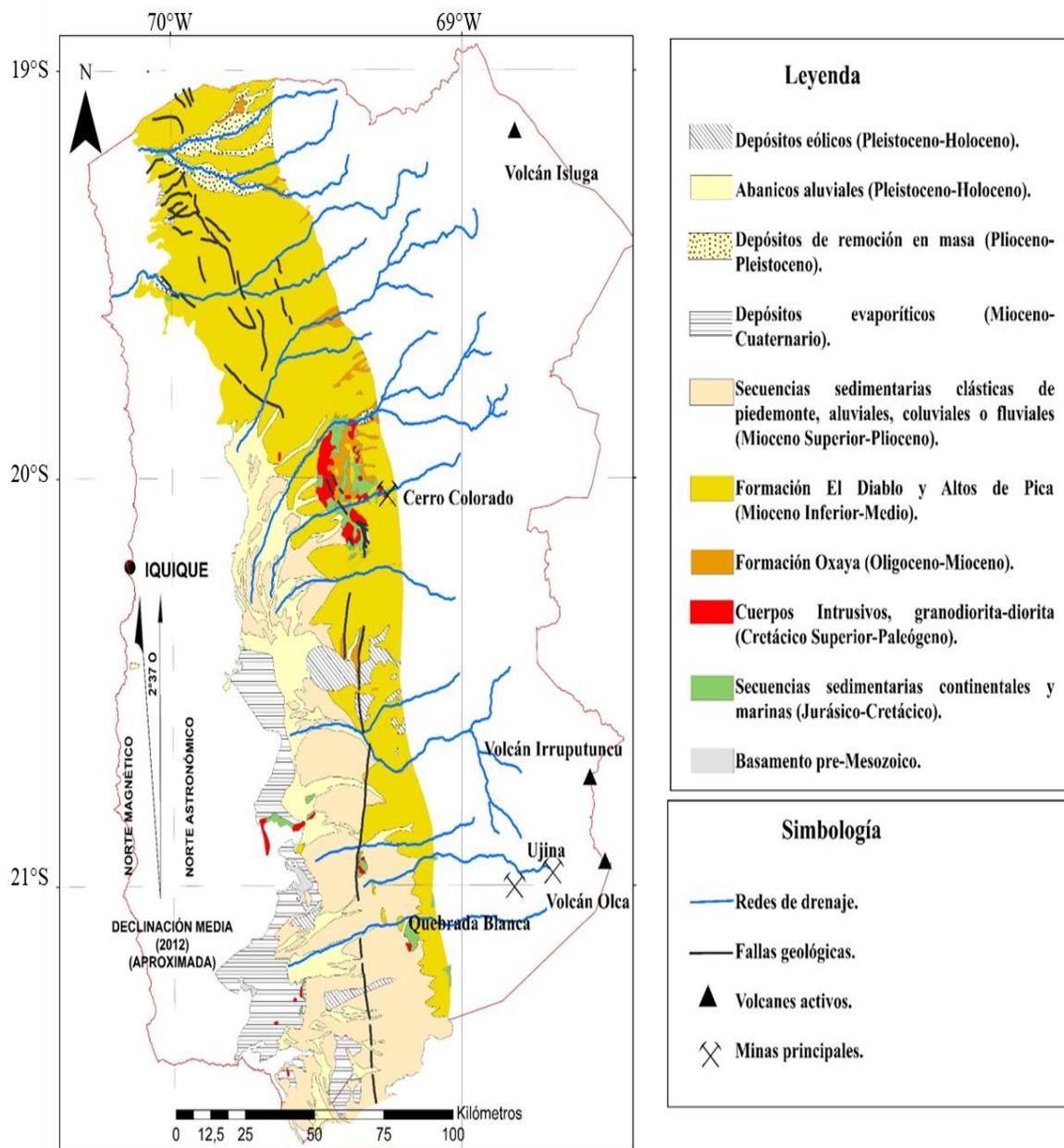


Figura 2.5: Mapa geológico de la DC, Región de Tarapacá. Basado en SERNAGEOMIN (2003). Limite unidad morfoestructural basado en Pinto et al. (2004) y Poblete (2020).

2.4 Precordillera (PC)

La PC corresponde a alto topográfico, con altitudes entre los 1500 y 3600 msnm (Farias et al., 2005). En su borde occidental presenta una transición de pendiente suave hacia la DC.

2.4.1 Geología Precordillera

En el extremo norte de la PC dentro del área de estudio está compuesta principalmente por volcanes y secuencias volcánicas (Mioceno Inferior-Plioceno) en su borde oriental y por secuencias piroclásticas-sedimentarias de abanicos aluviales, pertenecientes a las Formaciones Oxaya y El Diablo (Mioceno Inferior-Medio) en su borde occidental (ver figura 2.6).

En la parte central de la PC dentro del área de estudio está compuesta principalmente por rocas extrusivas y depósitos volcánicos (Ignimbritas Huasco y Tambillo, Mioceno Inferior-Medio), brechas-conglomerados e intercalaciones de yeso pertenecientes a la Formación Cerro Empexa (Cretácico Superior) y cuerpos intrusivos (Eoceno-Oligoceno) de composición granodiorita-diorita, mientras que en su borde occidental afloran rocas pertenecientes a las Formaciones Oxaya y El Diablo.

En el extremo sur del área de estudio en su borde occidental afloran principalmente las Formaciones Chacarilla y Majala (Jurásico- Cretácico Inferior), y en su borde oriental afloran secuencias sedimentarias del Carbonífero-Pérmico pertenecientes a la Formación Quipisca (SERNAGEOMIN, 2003).

En el borde occidental se encuentra un sistema de fallas que involucra rocas del Paleozoico-Oligoceno (Muñoz, 2017), este sistema de fallas entre los 19°S-18°,5'S orientado principalmente N-S es conocido como West Andean Thrust System (WTS) (Charrier y Muñoz, 1992), en donde la deformación está representada por pliegues y fallas inversas con vergencia hacia el oeste (Herrera et al., 2017), mientras que entre los 21°-27°S, es conocido como Sistema de Fallas Cordillera Domeyko (SFCD) con desplazamientos esencialmente de rumbo (Niemeyer y Urrutia, 2009).

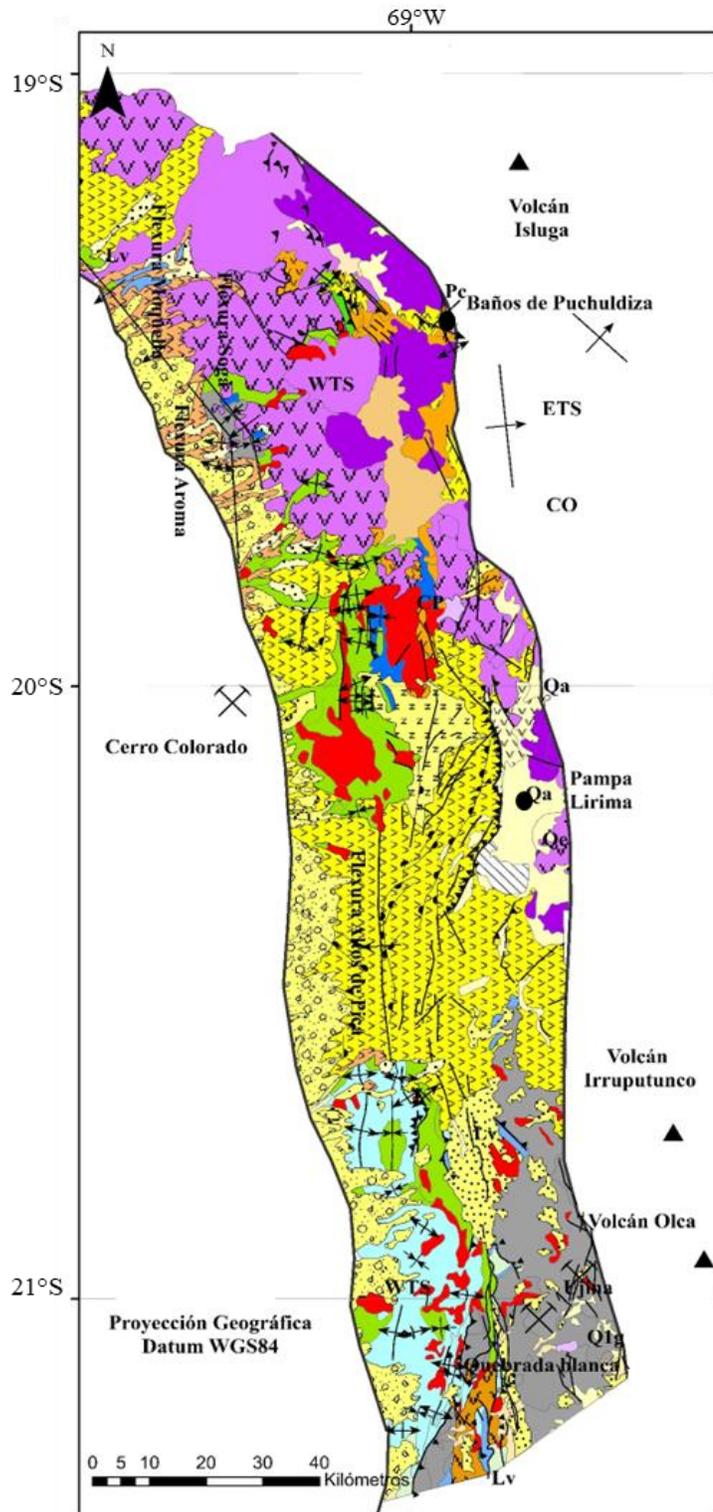
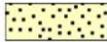
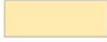
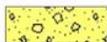
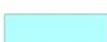


Figura 2.6: Mapa geológico Precordillera, Región de Tarapacá. Basado en Pinto et al. (2004); SERNAGEOMIN, (2003); Cortés et al. (2012a,b); Gallardo (2015); Muñoz (2017); Herrera et al. (2017); Labbé et al. (2018) y Poblete (2020).

Leyenda

	Depósitos aluviales, subordinadamente coluviales o lacustres (Qa). Depósitos cólicos (Qe) y morrénicos (Q1g) (Pleistoceno-Holoceno).
	Depósitos flujo piroclástico (Cuaternario).
	Depósitos de remoción en masa (Plioceno-Pleistoceno).
	Depósitos evaporíticos (Mioceno-Cuaternario).
	Ignimbrita Pampa Suna (Plioceno Inferior-Plioceno Superior).
	Volcanes y secuencias volcánicas (Plioceno).
	Formación Huaylas (Mioceno Superior-Plioceno).
	Ignimbritas (Mioceno Superior).
	Volcanes y secuencias volcánicas (Mioceno Superior).
	Formación Puchuldiza (Pc) (Mioceno Inferior-Mioceno Medio).
	Ignimbrita Huasco y Tambillo (Mioceno Inferior-Mioceno Medio).
	Volcanes y secuencias volcánicas (Mioceno Inferior-Mioceno Medio).
	Formación El diablo (Mioceno Inferior-Mioceno Medio) y la parte superior de la Formación Altos de Pica (Mioceno Inferior).
	Formación Oxaya (Mioceno Inferior-Mioceno Medio).
	Formación Utayane (Oligoceno Superior- Mioceno Inferior).
	Volcanes y secuencias volcánicas (Oligoceno-Mioceno).
	Formación Icanche (Eoceno Inferior-Eoceno Medio).
	Cuerpos intrusivos (Paleoceno-Oligoceno).
	Formación Cerro Empexa (Jurásico-Cretácico).
	Formación Chacarilla (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) y Formación Quechuita (Jurásico Superior-Cretácico Inferior).
	Formación Copaquire (Jurásico Superior) (CP) y Formación Livilcar (Jurásico-Neocomiano) (Lv).
	Basamento Pre-Mesozoico.

Simbología

	Falla observada		Traza de pliegue anticlinal
	Falla inversa		Traza de pliegue sinclinal
	Falla normal		Flexura monoclinal
	Ubicación sector		Volcán activo
	Minas principales		

Figura 2.6 (Continuación): Leyenda y simbología.

2.5 Cordillera Occidental (CO)

La CO representa el actual arco volcánico, con una topografía irregular que varía entre los 3.700-4.700 msnm, en algunos sectores superan los 5.300 msnm. donde están ubicados los volcanes neógenos y cuaternarios, y como ejemplo está el volcán Isluga y Cariquima (Herrera et al., 2017). La CO se encuentra limitada al este por el plateau de los Andes centrales, unidad conformada por el Altiplano y la Puna (Allmendinger et al., 1997)

2.5.1 Geología Cordillera Occidental (CO)

La CO está compuesta principalmente por centros y secuencias volcánicas (Oligoceno-Cuaternario) destacando la presencia de estratovolcanes y complejos volcánicos (Cuaternario), centros volcánicos (Plioceno), secuencias volcánicas del Mioceno pertenecientes a la Formación Puchuldiza y Condoriri definidas por Lahsen (1973), centros volcánicos y secuencias intermedios a ácidos (Oligoceno-Mioceno) (ver figura 2.7). La Formación Condoriri consiste en secuencias volcánicas compuestas por tobas riolíticas (Poblete, 2020) definida en el sector de Baños de Puchuldiza, esta Formación se encuentra sobreyaciendo a la Formación Puchuldiza (Poblete, 2020).

Los volcanes activos (Isluga, Irruputuncu y Olca) se encuentran sobre estratovolcanes y complejos volcánicos del Cuaternario compuestos de lavas basálticas a riolíticas (SERNAGEOMIN, 2003), de acuerdo a lo que menciona Lahsen (1974) estas secuencias volcánicas serían más las más propicias para entregar calor en profundidad a reservorios geotermales, ya que se encontrarían asociadas a un volcanismo reciente con cámaras magmáticas en proceso de enfriamiento.

En su borde oriental presenta pliegues y fallas inversas que presentan una vergencia hacia el este (Cortes et al., 2012a; Herrera et al., 2017) denominados en su conjunto East-Vergent Thust System (ETS) (Farías et al., 2005) con una orientación preferentemente Norte-Sur.

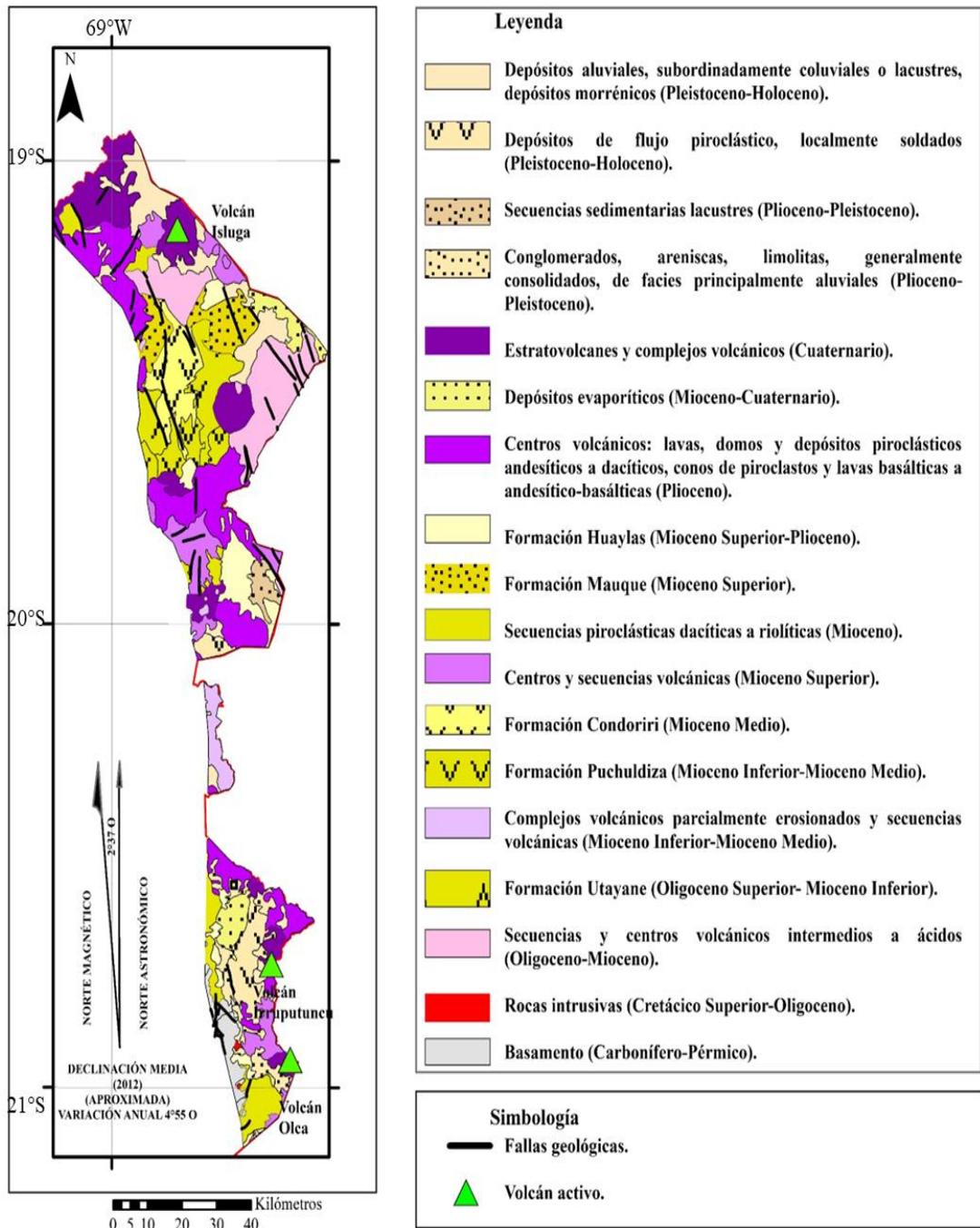


Figura 2.7: Mapa geológico Cordillera Occidental, Región de Tarapacá. Basado en SERNAGEOMIN (2003) y Poblete (2020).

2.6 Sistemas estructurales regionales

2.6.1 Sistema estructural WTS, ETS y Sistema de Fallas de Domeyko

El West Vergent Thrust System (WTS) (Muñoz y Charrier, 1996) comprende un sistema de fallas inversas y pliegues con vergencia al oeste y rumbo N-S presente de forma continua a lo largo de la PC (Kühn et al., 2014), desde los 18°S hasta la región de altos de Pica (20°-21°S) (Herrera et al., 2017), en este trabajo se considerará que el sistema WTS se presenta de forma continua a lo largo de PC. Las fallas inversas presentan alto ángulo, mientras que los pliegues se caracterizan por ser suaves y con una geometría predominantemente monoclinal. Según Farías et al. (2005), entre los 19°30´-21°S, la WTS acomoda deslizamiento de rumbo dextral, y 3 km de acortamiento N-S ocurrido en la Cordillera de la Costa (ver figura 2.8). Esta partición de la deformación probablemente es el resultado de una subducción ligeramente oblicua con fuerte acoplamiento dentro de la zona de interplaca (Farías et al., 2005). Sin embargo, dentro de la región de Aquine (19°-19°30´S), estos deslizamientos de rumbo en la Precordillera parecen ser algo dudosos (Herrera et al., 2017).

Entre los 21°-27°S se encuentra el Sistema de Fallas de Domeyko (SFD). El SFD se compone de fallas frágiles de rumbo e inversas de escala métrica a kilométrica localizadas a lo largo del eje de los arcos volcánicos del Cretácico Tardío-Eoceno (Jensen, 2018). La historia cinemática es compleja, con evidencias de fallamiento de rumbo inicial dextral según Reutter et al. (1991) entre los 38-31 Ma aproximadamente (Jensen, 2018) (ver figura 2.4). El desarrollo del SFD se asociaría a transpresión durante la orogenia Incaica (Niemeyer y Urrutia, 2009), que se podría relacionar a una baja oblicuidad en el ángulo de convergencia entre las placas (20°-45°). Este sistema estructural presenta evidencia de inversión de fallas normales (≈ 15 Ma) y dextral-inversa (≈ 5 Ma) (Jensen, 2018).

El East-Vergent Thust System (ETS) consiste en un sistema de pliegues y fallas inversas con vergencia hacia el este ubicado en la Cordillera Occidental, desde los 18°S hasta la región de Altos de Pica (Cortés et al., 2012b; Herrera et al., 2017). Entre los 19°15' y 19°30'S las rocas mesozoicas se encuentran muy deformadas por los sistemas estructurales WTS y ETS, constituyendo el substrato de la cobertura de las unidades del Oligoceno-

Neógeno, mientras que los edificios volcánicos post-Miocenos no se encuentran afectados por estos sistemas estructurales (Cortés et al., 2012a). En general los sistemas estructurales observados en la Precordillera estarían asociados a eventos de acortamiento E-W, desarrollando un levantamiento del basamento Paleozoico-Triásico a través de cabalgamientos sobre la cobertura Mesozoica y el plegamiento de las mismas para dar lugar a cinturones plegados (Amilibia et al., 2008).

Se ha interpretado que el WTS y ETS se formaron durante el Oligoceno Tardío- Mioceno Inferior, y que conformarían la manifestación superficial de una estructura tipo pop-up de escala cortical que acomodó la deformación Cenozoica en el flanco occidental del Altiplano Chileno (Herrera et al., 2017) (ver Figura 2.9), en donde el desarrollo de esta estructura tipo pop-up habría generado los depósitos sin-tectónicos (Oligoceno-Neógeno) asociados a estos sistemas estructurales, como por ejemplo los observados hacia el oeste del miembro 2 de la Formación Altos de Pica y de la Formación El Diablo (Cortés et al., 2012a) entre los 19°-21°S a lo largo de la PC (Fariás et al., 2005).

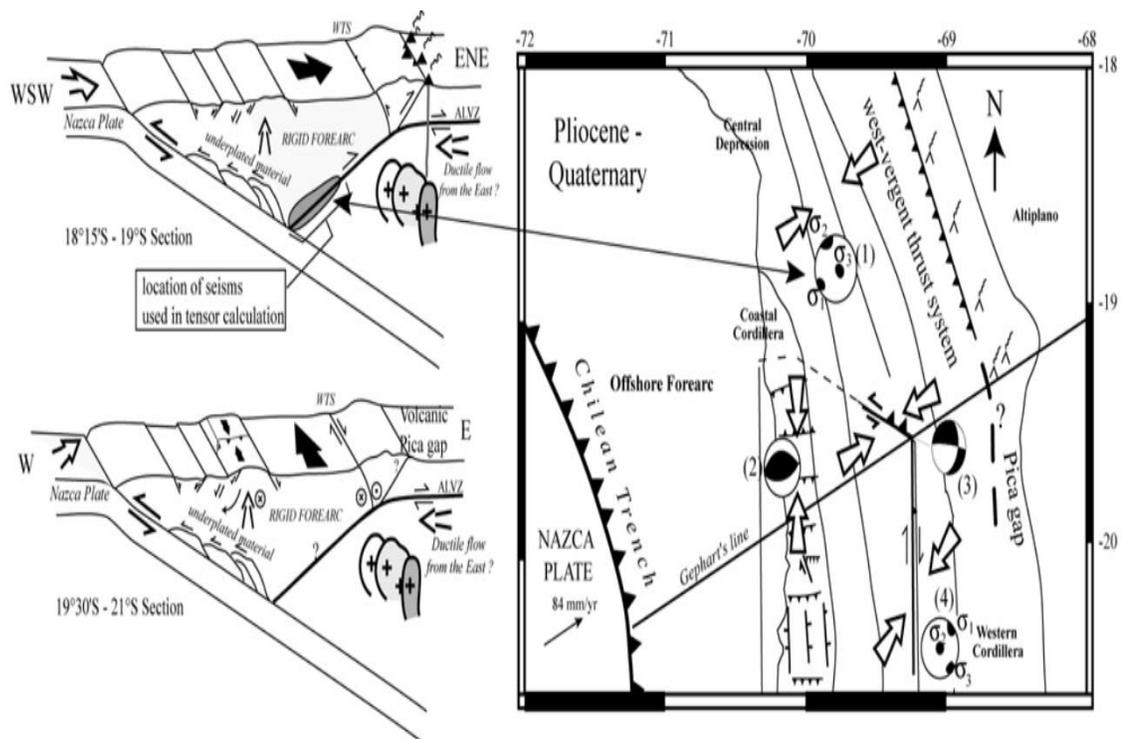


Figura 2.8: Régimen tectónico actual del flanco occidental del Altiplano en el norte de Chile. Extraído de Fariás et al. (2005).

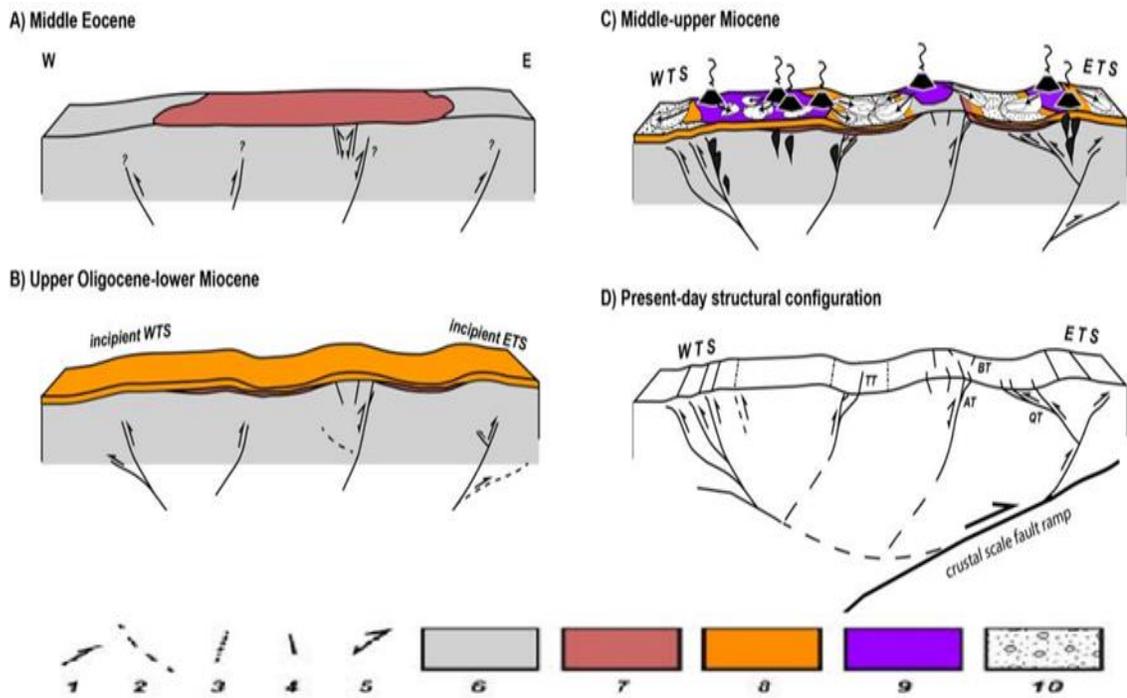


Figura 2.9: Modelo de evolución estructural Cenozoica en CO y PC. Simbología: 1. Falla inversa; 2. Estructura en profundidad inferida; 3. Traza de falla inferida; 4. Fallas y pliegues superficiales; Fallas normales reactivas a inversas; 6. Sustrato Mesozoico deformado; 7. Ignimbritas del Eoceno (Formación Icanche); 8. Ignimbritas del Oligoceno-Mioceno (Formaciones Oxaya y Utayane); 9. Lavas andesíticas del Mioceno; 10. Rocas sedimentarias del Mioceno. Extraído de Herrera et al. (2017).

3 Geología local

3.1 Rocas estratificadas

La distribución espacial de las rocas estratificadas se muestra en la figura 3.1.

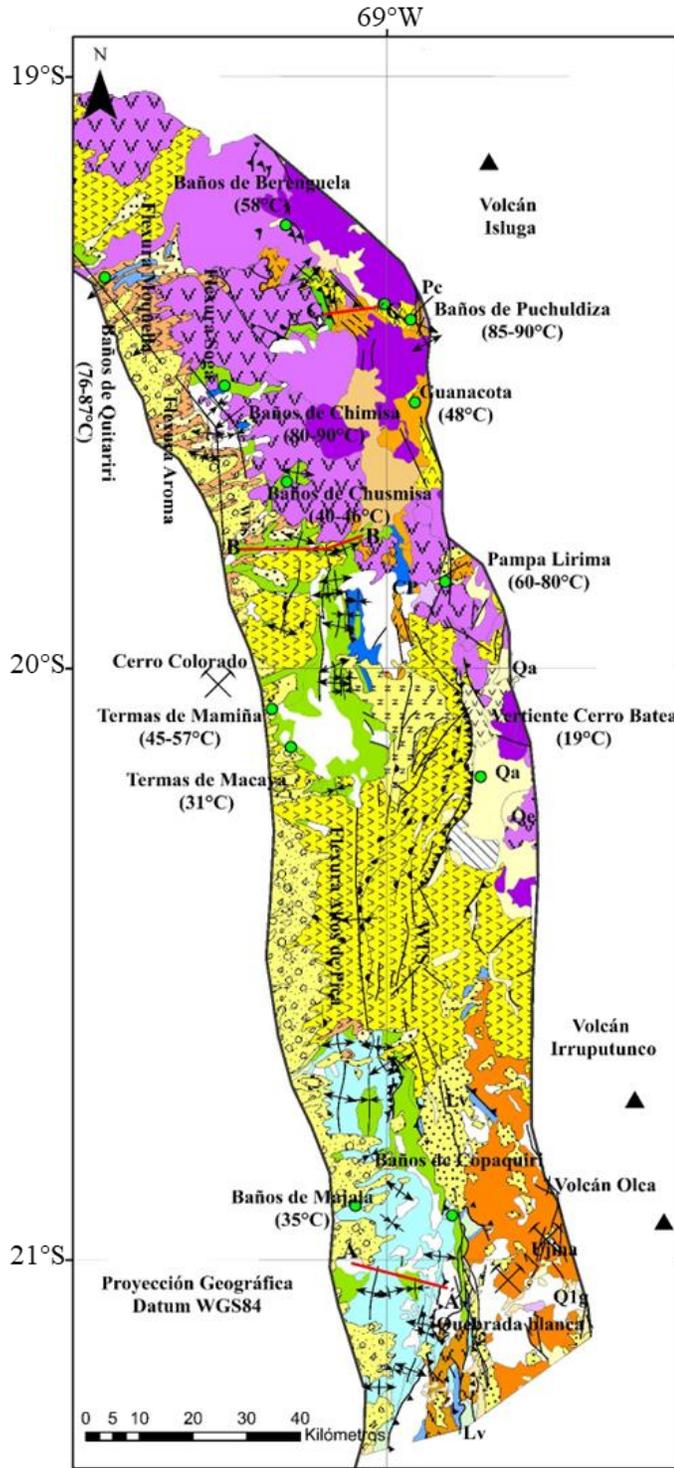
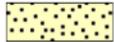
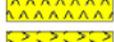
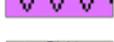
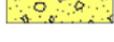


Figura 3.1: Distribución de las unidades estratificadas. Basado en Pinto et al. (2004); SERNAGEOMIN, (2003); Cortés et al. (2012a); Gallardo (2015); Muñoz (2017); Herrera et al. (2017); Labbé et al. (2018) y Poblete (2020). Las manifestaciones termales están basadas en Hauser (1997); Montenegro (2008); Tassi et al. (2010); Risacher et al. (2011) y Aravena et al. (2016).

Leyenda

	Depósitos aluviales, subordinadamente coluviales o lacustres (Qa). Depósitos eólicos (Qe) y morrénicos (Q1g) (Pleistoceno-Holoceno).
	Depósitos flujo piroclástico (Cuaternario).
	Depósitos de remoción en masa (Plioceno-Pleistoceno).
	Depósitos evaporíticos (Mioceno-Cuaternario).
	Ignimbrita Pampa Suna (Plioceno Inferior-Plioceno Superior).
	Volcanes y secuencias volcánicas (Plioceno).
	Formación Huaylas (Mioceno Superior-Plioceno).
	Ignimbritas (Mioceno Superior).
	Volcanes y secuencias volcánicas (Mioceno Superior).
	Formación Puchuldiza (Pc) (Mioceno Inferior-Mioceno Medio).
	Ignimbrita Huasco y Tambillo (Mioceno Inferior-Mioceno Medio).
	Volcanes y secuencias volcánicas (Mioceno Inferior-Mioceno Medio).
	Formación El diablo (Mioceno Inferior-Mioceno Medio) y la parte superior de la Formación Altos de Pica (Mioceno Inferior).
	Formación Oxaya (Mioceno Inferior-Mioceno Medio).
	Formación Utayane (Oligoceno Superior- Mioceno Inferior).
	Volcanes y secuencias volcánicas (Oligoceno-Mioceno).
	Formación Icanche (Eoceno Inferior-Eoceno Medio).
	Formación Cerro Empexa (Jurásico-Cretácico).
	Formación Chacarilla (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) y Formación Quechuita (Jurásico Superior-Cretácico Inferior).
	Formación Copaquire (Jurásico Superior) (CP) y Formación Livilcar (Jurásico-Neocomiano) (Lv).
	Formación Quipisca (Carbonífero-Permico).

Simbología

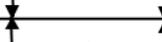
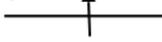
	Falla observada		Traza de pliegue anticlinal
	Falla inversa		Traza de pliegue sinclinal
	Falla normal		Flexura monoclinal
	Perfil geológico		Volcán activo
	Manifestaciones termales		Minas principales

Figura 3.1 (Continuación): Leyenda y simbología.

3.1.1 Formación Quipisca (Galli, 1968; Carbonífero-Pérmico)

Correspondiente a lavas, domos, tobas y brechas andesíticas a riolíticas con intercalaciones de areniscas, conglomerados y calizas, estas secuencias sedimentarias presentan un rango de edad designado entre el Carbonífero-Pérmico (SERNAGEOMIN, 2003). Su base no ha sido determinada, sin embargo, sobreyace en discordancia angular (Galli, 1968) a capas que contienen fósiles del Carbonífero Superior (Aedo, 2007).

3.1.2 Formación Copaquire (García, 1967; Jurásico Superior)

Secuencia sedimentaria compuesta por areniscas cuarcíferas, grauvacas, lutitas y subordinadamente calcáreas de ambiente marino somero (Gardeweg y Sellés, 2015). La unidad subyace de forma discordante a la Formación Icanche y Cerro Empexa. En la base de la secuencia se ha registrado una edad de 154 Ma (U/Pb en circones detríticos) (Sellés et al., 2016). Esta unidad es interpretada como ambiente de formación a plataforma marina somera (Blanco et al., 2012).

3.1.3 Formación Livilcar (Muñoz et al., 1988; Jurásico-Neocomiano)

Secuencias sedimentarias marinas compuestas por calizas, lutitas, areniscas calcáreas, para- conglomerados, niveles de yeso e intercalaciones volcánicas subordinadas presentando una edad Jurásico-Neocomiano (SERNAGEOMIN, 2003). Esta unidad sobreyace en contacto concordante y transicional a la Formación Majala y subyace en discordancia angular a la Formación Cerro Empexa (Cortés, 2017).

3.1.4 Formación Majala (García, 1967; Jurásico Superior-Medio)

Esta unidad está constituida principalmente por una potente secuencia de limonitas de color gris-verdoso con intercalaciones de lutitas silíceas y areniscas finas (García, 1967). Subyace concordantemente a la Formación Chacarilla, mientras que fuera del área de estudio en el sector de Pica, la Formación Majala sobreyace en contacto concordante a la Formación Longacho (Jurásico Inferior; Fuentes et al., 2018).

3.1.5 Formación Chacarilla (Galli y Dingman, 1962; Jurásico Superior-Cretácico Inferior)

Secuencias sedimentarias compuestas de areniscas, limolitas, lutitas y conglomerados rojos (SERNAGEOMIN, 2003). Se encuentra sobreyacida en discordancia de erosión por la Formación Cerro Empexa y subyace en contacto concordante con la Formación Majala (Fuentes et al., 2018). Esta unidad es interpretada como secuencias sedimentarias continentales aluviales, fluviales y eólicas, en parte transicionales (SERNAGEOMIN, 2003) o palustre de aguas dulces (Blanco et al., 2012).

3.1.6 Formación Cerro Empexa (Galli y Dingman, 1962; Cretácico Superior)

Corresponde a una secuencia volcánica (lavas andesíticas, domos y brechas basálticas a dacíticas) y sedimentaria (conglomerados, brechas, areniscas y limonitas rojas) continental del Cretácico Superior (SERNAGEOMIN, 2003). Sobreyace en discordancia angular a la Formación Copaquire (Gardeweg y Sellés, 2015), Formación Chacarilla, Formación Majala (Cortés, 2017) mientras que subyace en discordancia angular a la Formación Oxaya (García et al., 2013), Formación Icanche, Ignimbrita Tambillo, Ignimbrita Huasco y Formación El Diablo (Cortés, 2017). La Formación Cerro Empexa se interpreta como depositada en un ambiente de arco volcánico andesítico a riolítico, proximal a distal, subaéreo (García et al., 2013).

3.1.7 Formación Icanche (Maksaev, 1978; Eoceno Inferior-Eoceno Medio)

Secuencias y centros volcánicos continentales compuesta de lavas y brechas basálticas a andesíticas con intercalaciones de rocas piroclásticas y domos riolíticos (SERNAGEOMIN, 2003) con edades de U-Pb de $47,5 \pm 0,5$ Ma (Gardeweg y Sellés, 2013). Esta unidad se dispone en discordancia angular sobre las Formaciones Copaquire y Cerro Empexa, e igualmente en paraconcordancia con esta última (Poblete, 2020), además, la Formación Icanche subyace en discordancia angular a la Formación Utayane, las ignimbritas Tambillo y Huasco, Formación Puchuldiza y lavas del Mioceno Medio (Gardeweg y Sellés, 2013).

3.1.8 Volcanes y secuencias volcánicas (Oligoceno-Mioceno)

Secuencias asociadas a remanentes de edificios volcánicos erosionados, compuestas por lavas andesíticas a dacíticas, brechas piroclásticas andesíticas a riolíticas, domos y escasas rocas sedimentarias (SERNAGEOMIN, 2003). Estas se disponen discordantemente sobre la Formación Cerro Empexa, concordante sobre el miembro inferior de la Formación Condoriri (Poblete, 2020) (Formación ubicada fuera del área de estudio), hacia techo esta secuencia se encuentra cubierta mediante discordancia angular o paraconcordancia por la Ignimbrita Huasco, secuencias volcánicas de Mioceno Medio y contacto por falla con la Formación Utayane (Gardeweg y Sellés, 2013).

3.1.9 Formación Utayane (Lahsen, 1973; Oligoceno Superior-Mioceno Inferior)

Unidad definida inicialmente por Lahsen (1973) y posteriormente modificada por Cortés et al. (2014). Secuencia volcánica sedimentaria compuesta principalmente de tobas de ceniza y lapilli intercaladas con areniscas clásticas (Poblete, 2020) de edad Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (Gardeweg y Sellés, 2015). La Formación Utayane se dispone en discordancia angular sobre las formaciones Cerro Empexa, Copaquire e Icanche y de forma concordante bajo las lavas del Mioceno Medio-Superior y también bajo la Formación Puchuldiza, mientras que subyace a la Formación Condoriri con una relación de contacto paraconcordante (Poblete, 2020). Su ambiente de depositación se asocia a volcanismo explosivo y de forma subordinada a centros volcánicos efusivos (Sellés et al., 2016). Según lo que menciona Lahsen (1978) esta formación posee niveles de fracturamiento y lixiviación que permiten inferir una buena capacidad para albergar niveles acuíferos en profundidad.

3.1.10 Formación Oxaya (Montecinos, 1963; Mioceno Inferior-Medio)

Secuencia compuesta por tobas soldadas (ignimbritas) y capas aluviales intercaladas, de edad Mioceno inferior-medio (Blanco et al., 2012). Sobreyace a la Formación Azapa (Formación fuera del área del estudio, al norte del área de estudio) y subyace a la Formación El Diablo (Farias et al., 2005) en la región de Aroma. Estas secuencias piroclásticas dacíticas a riolíticas se encuentran asociadas a calderas de colapso (SERNAGEOMIN, 2003).

3.1.11 Formación El Diablo (Galli, 1957; Mioceno Inferior-Medio)

Secuencia sedimentaria formada por gravas, arenas y limos con ignimbritas intercaladas, de edad Mioceno Inferior-Medio (Blanco et al., 2012). Sobreyace en discordancia de erosión a la Formación Oxaya y Formación Altos de Pica, en la latitud de Arica y región de Aroma respectivamente (Farias et al., 2005) (ver figura 3.2). Se puede dividir en dos miembros, uno Inferior constituido principalmente por areniscas y conglomerados matriz soportados, y un miembro Superior conformado principalmente por conglomerados fluviales clasto soportados (Gallardo, 2015).

3.1.12 Formación Altos de Pica (Galli, 1957; Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano)

Secuencia conformada principalmente por alternancias entre ignimbritas y conglomerados volcanoclásticos (Fariás, et al., 2005) de edad (Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano) (Labbé et al., 2018). La Formación Altos de Pica sobreyace en discordancia angular y de erosión a sustratos mesozoicos y paleozoicos, se encuentra sobreyacido por depósitos y lavas desde el Mioceno Superior (Galli y Dingman, 1962). Esta unidad está representada por cinco miembros ubicados en la región de Altos de Pica (ver figura 3.2), el primer miembro (más antiguo) es correlacionado con la Formación Azapa (unidad fuera del área de estudio, ubicada en la región de Arica) y aflora región de Aroma, Camiña y a la latitud de Arica respectivamente. El miembro dos, tres y cuatro son correlacionados con la Formación Oxaya en la región de Aroma, Camiña y a la latitud de Arica, mientras que el miembro cinco (más nuevo) es correlacionado con la Formación El Diablo en las mismas localidades mencionadas anteriormente (Farias et al., 2005).

Central Depression-Precordillera

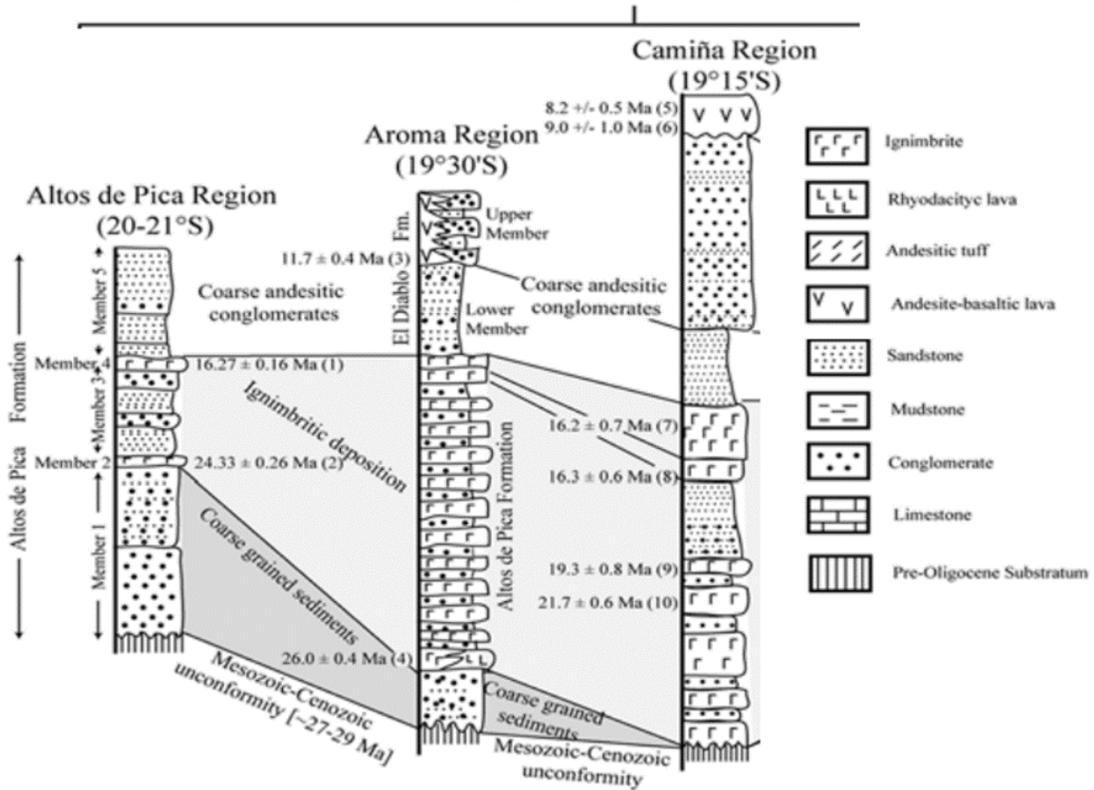


Figura 3.2: Correlación de unidades del Mioceno que afloran en la Depresión Central-Precordillera dentro del área de estudio, entre los 19°, 15'S-21° S en las localidades de Altos de Pica, Aroma y Camiña. Extraído de Placencia (2020), quien lo modifico de Farías et al. (2005).

3.1.13 Volcanes y secuencias volcánicas (Mioceno Inferior-Mioceno Medio)

Unidad compuesta de lavas, brechas, domos y rocas piroclásticas andesítico-basálticas a dacíticas (SERNAGEOMIN, 2003). Estas secuencias volcánicas se disponen de forma discordante sobre la Formación Cerro Empexa, hacia techo se encuentra cubierta por la Ignimbrita Huasco y secuencias volcánicas del Mioceno Medio mediante discordancia angular (Poblete, 2020), se encuentra en discordancia de erosión con la Formación Mauque y contacto por falla con la Formación Utayane (Gardeweg y Sellés, 2013). Esta unidad es interpretada como complejos volcánicos parcialmente erosionados y secuencias volcánicas (SERNAGEOMIN, 2003).

3.1.14 Ignimbrita Tambillo (Blanco et al., 2012; Mioceno Inferior)

Unidad definida inicialmente como Miembro Tambillo de la Formación Altos de Pica (Galli, 1968). Corresponde a una potente secuencia de tobas de ceniza riolíticas del Mioceno Inferior (Morandé et al., 2015), ricas en cristales, con un contenido variable en el grado de soldamiento y contenido de pómez (Poblete, 2020), sobreyace en discondancia a la Formación Icanche y unidades mesozoicas, intercalándose con la Formación Altos de Pica. La ignimbrita Tambillo hacia techo se encuentra cubierta por contacto de erosión o paraconcordancia por la Ignimbrita Huasco (Gardeweg y Sellés, 2013). Esta unidad representa depósitos de oleada piroclástica y flujos piroclásticos (Morandé et al., 2015).

3.1.15 Ignimbrita Huasco (Vergara y Thomas, 1984; Mioceno Inferior-Mioceno Medio)

Corresponde a secuencias piroclásticas dacíticas a riolíticas asociadas a calderas de colapso del Mioceno Inferior-Medio (SERNAGEOMIN, 2003), ricas en cenizas y cristales, comúnmente soldadas. Esta unidad sobreyace mediante en discordancia de erosión a la Ignimbrita Tambillo, mientras que sobreyace en contacto concordante a la Formación Puchuldiza y discordancia angular sobre la Formación Icanche y Copaquire (Poblete, 2020). La ignimbrita Huasco subyace en discordancia angular o paraconcordancia con rocas volcánicas del Mioceno Superior intercalándose con la Formación Altos de Pica (Gardeweg y Sellés, 2013).

3.1.16 Formación Puchuldiza (Lahsen, 1973; Mioceno Inferior-Mioceno Medio)

Secuencia volcánica y sedimentaria constituida por un miembro inferior compuesto de areniscas grises oscuras, cenizas volcánicas, dacitas negras vítreas y andesitas porfíricas asociadas a un reservorio geotermal de alta entalpía (Montenegro, 2008) con temperaturas estimadas mediante geotermómetros de sílice que van desde los 180°-200° C (Montenegro y Deckart, 2009) a una profundidad estimada de 600-700 metros (Aravena et al., 2016). El Miembro Superior se encuentra constituido principalmente por tobas soldadas fracturadas de color rosado a pardo violáceo con abundantes Fiammes asociadas a un reservorio geotermal de menor entalpía (Montenegro, 2008) con manifestaciones de aguas termales en superficie que presentan temperaturas que van desde los 83-87°C (Tassi et al.,

2010) que circulan en la horizontal (Montenegro, 2008) y alcanzarían la superficie mediante la intersección de diferentes estilos estructurales (Cortés et al., 2009). Esta Formación se deposita en discordancia angular sobre la Formación Cerro Empexa y de forma concordante sobre la Formación Utayane e Ignimbrita Huasco (Poblete, 2020), además, se encuentra sobreyacida mediante discordancia por secuencias volcánicas del Mioceno Superior. Esta unidad es interpretada bajo un contexto volcánico efusivo entre el Mioceno Inferior-medio (Sellés et al., 2016).

3.1.17 Volcanes y secuencias volcánicas del Mioceno superior (Mioceno Superior)

Centros y secuencias volcánicas, contiene lavas, domos y depósitos piroclásticos, andesíticos a dacíticos, con intercalaciones aluviales (SERNAGEOMIN, 2003). Esta unidad sobreyace de forma discordante a la Ignimbrita Huasco y contacto por erosión sobre las secuencias volcánicas del Mioceno (Poblete, 2020). Esta unidad está asociada a depósitos epitermales de Au-Ag (SERNAGEOMIN, 2003).

3.1.18 Ignimbritas del Mioceno Superior

Secuencia piroclástica compuesta de tobas brechosas, brechas piroclásticas (Poblete, 2020) que afloran al norte de la región de Tarapacá, dataciones de K-Ar en Biotita le asignan una edad de $6,99 \pm 0,33$ Ma (Argandoña, 1984). La unidad sobreyace en discordancia angular a la Formación Puchuldiza y en discordancia de erosión a las secuencias volcánicas del Mioceno Superior, mientras que subyace en discordancia erosiva a los productos volcánicos del Plioceno-Pleistoceno (Valenzuela et al., 2014). Ignimbritas dacíticas a riolíticas y depósitos piroclásticos asociados a estratovolcanes (SERNAGEOMIN, 2003) afloran al sur de la región de Tarapacá y se disponen en discordancia sobre el basamento Pre-Mesozoico.

3.1.19 Formación Huaylas (Salas et al., 1966; Mioceno Superior-Plioceno)

Secuencias sedimentarias compuestas de conglomerados, areniscas y limolitas de edad Mioceno Superior-Plioceno (SERNAGEOMIN, 2003), corresponde a depósitos sintectónicos y ligeramente plegados, donde los clastos presentes provienen del Complejo Metamórfico de Belén (Cortés, 2011) que presenta una edad de 1000 Ma (Steniano-

Toniano; Charrier y Muñoz, 1997). Esta unidad se encuentra en discordancia sobre la Formación Cerro Empexa y Oxaya. Estas secuencias de roca han sido interpretadas como secuencias sedimentarias clásticas de piedemonte, aluviales, coluviales o fluviales (SERNAGEOMIN, 2003) no consolidadas (Achurra et al., 2013).

3.1.20 Volcanes y secuencias volcánicas del Plioceno (Plioceno)

Centros volcánicos, lavas, domos, depósitos piroclásticos andesíticos a dacíticos, conos de piroclastos y lavas basálticas a andesítico-basálticas (SERNAGEOMIN, 2003). Sobreyacen en discordancia angular a la Formación Mauque, Utayane y Puchuldiza, esta unidad es cubierta por depósitos de las Ignimbritas Pampa Suna (Gardeweg y Sellés, 2013).

Lahsen (1974) menciona que por lo general el norte de Chile las áreas que presentan manifestaciones geotermales se ubican en la franja volcánica Plioceno-Cuaternario, suponiendo que la fuente de calor proviene de este magmatismo reciente. El volcanismo Plioceno-Cuaternario se encuentra asociada a una fase tectónica extensiva (E-W) generando elevaciones diferenciales a lo largo de fallas que presentan una tendencia N-S, NW-SE y NE-SW, en donde las manifestaciones geotermales se encuentran asociados a estos sistemas estructurales, como es el caso de Puchuldiza (Lahsen et al., 2010).

3.1.21 Ignimbrita Pampa Suna (Plioceno Inferior-Superior)

Correspondiente a una potente secuencia de rocas volcánicas compuesta mayoritariamente de tobas de ceniza y cristales de color rosáceo, débil a medianamente soldada, maciza, con una disposición horizontal y con abundantes pómez, formada entre los 2,1-3,8 Ma (Polanco & Gardeweg, 2000). Sobreyace de forma discordante a rocas del Mioceno Medio como la Formación Altos de Pica, Formación Cerro Empexa, Formación Icanche (Poblete, 2020) y subyace a lavas del Plioceno (Polanco y Gardeweg, 2000). La unidad correspondiente a la Ignimbrita Pampa Suna fue depositada en un ambiente piroclástico por un flujo piroclástico de tipo 'surge' (Valenzuela et al., 2014).

3.1.22 Secuencias sedimentarias (Cuaternario)

Compuesta principalmente de gravas, arenas y limos correspondientes a depósitos aluviales, subordinadamente coluviales o lacustres, seguido de brechas polimícticas con matriz de arena/limo en proporción variable, de flujo o deslizamiento gravitacional interpretadas como depósitos de remoción en masa (SERNAGEOMIN, 2003). En una escala reducida se encuentran depósitos eólicos, evaporíticos (sulfato, carbonatos, borax y/o litio) y depósitos de flujo piroclástico (SERNAGEOMIN, 2003).

3.2 Rocas Intrusivas (Paleoceno-Oligoceno)

3.2.1 Cretácico Superior-Cenozoico Inferior

Granodioritas, dioritas y pórfidos graníticos (SERNAGEOMIN, 2003) (ver figura 3.3), intruyendo a la Formación Cerro Empexa y Chacarilla mientras que sobreyacido por la Ignimbrita Huasco y secuencias volcánicas del Mioceno.

3.2.2 Paleoceno (65-53 Ma)

Granodioritas y granitos de hornblenda y biotita (SERNAGEOMIN, 2003) que afloran en un sector muy reducido dentro del área de estudio del borde occidental del área de estudio (ver figura 3.3), donde intruyen a las rocas de las Formación Cerro Empexa (ver figura 3.3). Asociado a un cuerpo intrusivo donde se observa mineralización del tipo pórfido cuprífero en el sector de la mina Cerro Colorado (SERNAGEOMIN, 2003).

3.2.3 Eoceno (52-33 Ma)

Unidad compuesta de granodioritas, tonalitas y dioritas cuarcíferas de hornblenda y biotita, dioritas y monzodioritas de piroxeno y biotita (SERNAGEOMIN, 2003). Estos cuerpos de roca intruyen a la Formación Chacarilla, Cerro Empexa y Formación Copaquire (ver figura 3.3 y 3.4).

3.2.4 Eoceno-Oligoceno (42-31 Ma)

Pórfidos granodioríticos, monzoníticos, dioríticos, dacíticos y riolíticos de biotita y hornblenda, portadores de mineralización de tipo 'Pórfido cuprífero gigante' donde se

encuentran las minas El Abra y Ujina distrito Coyahuasi (SERNAGEOMIN, 2003), aflorando en el borde sur-oriental del área de estudio e intruyendo a rocas pre- mesozoicas (ver figura 3.3).

3.2.5 Oligoceno (33-24 Ma)

Granodioritas, monzogranitos, tonalitas, dioritas de hornblenda y biotita (SERNAGEOMIN, 2003). En la Precordillera es conocido como complejo intrusivo Yabricoya (Blanco et al., 2012), estos cuerpos intrusivos presentan contacto por falla con la Formación Cerro Empexa. La unidad es sobreyacida por la Ignimbrita Tambillo, Ignimbrita Huasco y la Formación Altos de Pica (Blanco y otros, 2012).

3.3 Rocas metamórficas

3.3.1. Complejo Ígneo - Metamórfico Sierra de Moreno (Cámbrico – Silúrico)

Constituido por esquistos micáceos grises a negros, anfibolitas y migmatitas asociadas al periodo Cámbrico-Silúrico (Muñoz, 2017) junto con granitos, granodioritas, tonalitas y dioritas, de hornblenda y biotita, localmente de muscovita (SERNAGEOMIN, 2003) que lo cortan, con edades K-Ar en anfibola del Ordovícico-Silúrico (Tomlinson et al., 2001). Representa la sedimentación clástica que tuvo lugar en el Proterozoico Medio-Cámbrico la cual fue sometida a metamorfismo regional durante el Cámbrico- Silúrico (Muñoz, 2017).

3.3.2 Formación Quebrada Aroma (Silúrico -Pérmico Inferior)

Correspondiente a secuencias sedimentarias de origen marino (SERNAGEOMIN, 2003) que presentan un bajo metamórfico e intensa deformación, compuesta principalmente de mataareniscas, metalutitas, filitas y esquistos cuarzo micáceos (Mellado, 2015). Esta unidad es interpretada como un gran sistema acrecionario desarrollado desde el Silúrico hasta el Pérmico Inferior, y que incluso podría haberse extendido hasta el Triásico (Mellado, 2015).

3.4. Geología estructural del área de estudio

Estudios paleomagnéticos destacan la rotación de rocas que van desde el Paleozoico hasta el Mioceno en sentido horario de hasta 30° en la PC, relacionada a la rotación bloques durante la formación de la curvatura oroclinal durante el Eoceno-Oligoceno (Peña y Arriagada, 2013). Las estructuras que destacan en extensión corresponden a la flexura de Moquilla, Aroma y Altos de Pica que presentan una vergencia hacia el oeste y se incluyen dentro del sistema estructural WTS (Farías et al., 2005). Las fallas y pliegues presentan una orientación principalmente N-S con una vergencia hacia el oeste en donde la deformación de estos rasgos estructurales está representada en su mayoría por pliegues y fallas inversas de alto ángulo que deforman principalmente las unidades estratificadas correspondientes a las Formaciones Cerro Empexa, Majala, Chacarilla, Copaquire, Livilcar, Utayane, Puchuldiza y Formación Icanche (ver figura 3.3 y 3.4).

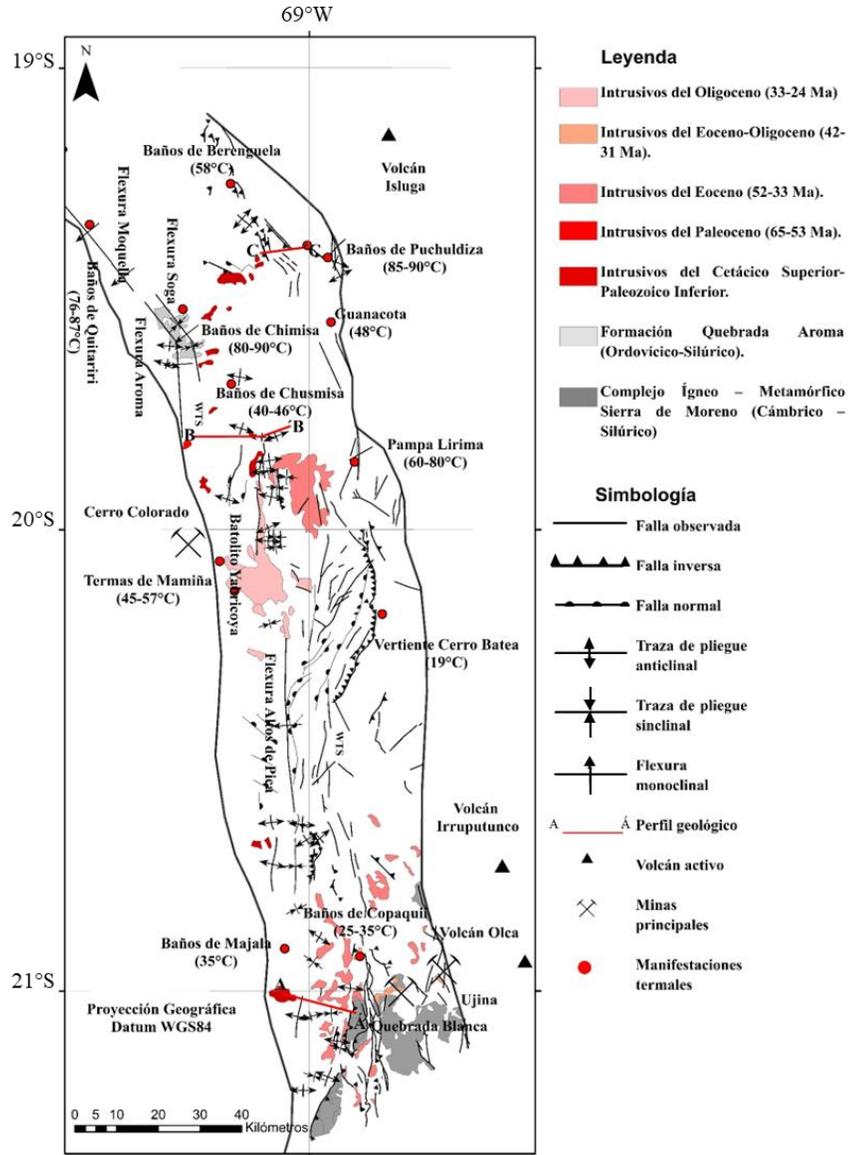
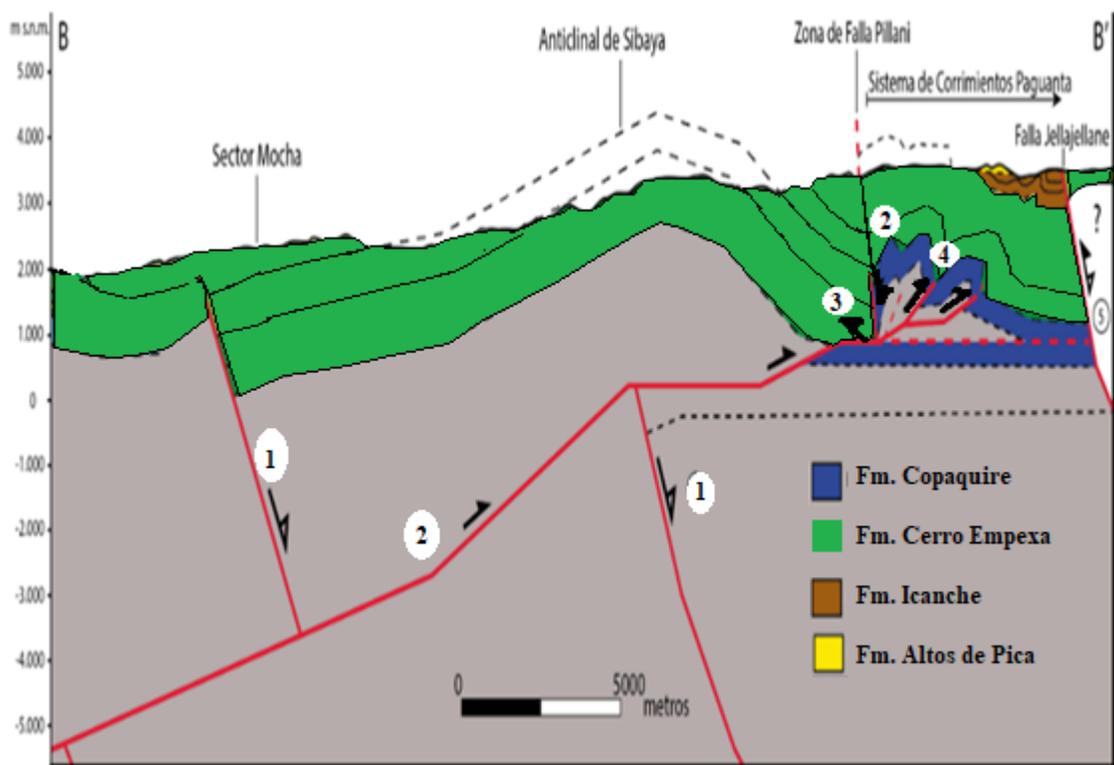
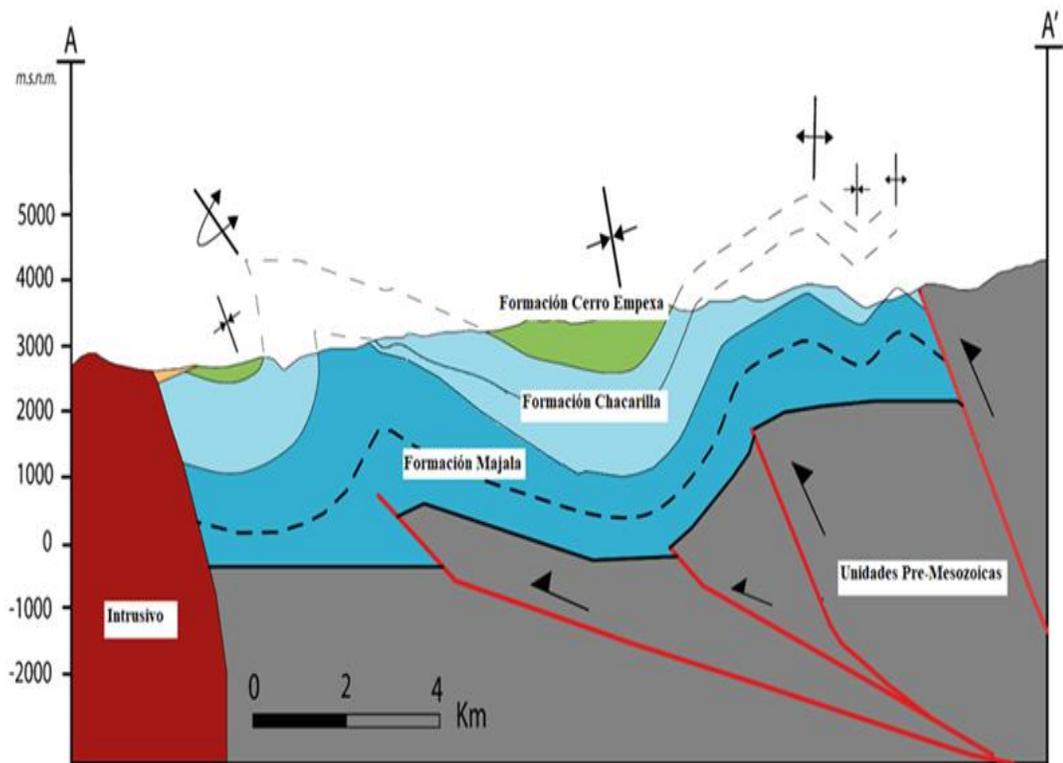


Figura 3.3: Distribución espacial de las unidades intrusivas y metamórficas en la PC. Las litologías y estructuras geológicas están basadas en Pinto et al. (2004); SERNAGEOMIN, (2003); Cortés et al. (2012a); Gallardo (2015); Muñoz (2017); Herrera et al. (2017); Labbé et al. (2018) y Poblete (2020). Las manifestaciones termales están basadas en Hauser (1997); Montenegro (2008); Tassi et al. (2010); Risacher et al. (2011) y Aravena et al. (2016).



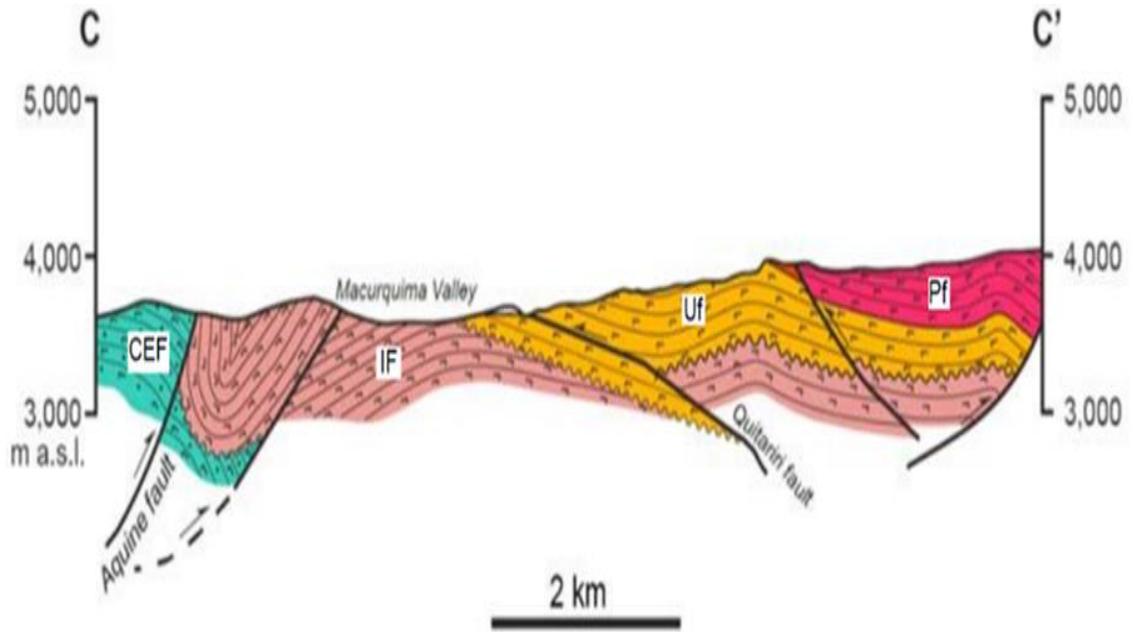


Figura 3.4: Perfiles geológicos indicados en las figuras 3.1 y 3.3. (A) Perfil geológico sección A-Á de oeste a este, rocas fuertemente deformadas y plegadas (Formación Livilcar, Cerro Empexa, Basamento Pre Mesozoico) modificado de Muñoz (2017) y adaptado a este trabajo. (B) Sección estructural balanceada de oeste a este, los números encerrados en un círculo representan el orden temporal en que se generó movimiento en cada falla, de más antiguo a más reciente (Gallardo, 2015). (C) Perfil geológico sector Baños de Puchuldiza donde CEF=Formación Cerro Empexa, IF=Formación Icanche, Uf= Formación Utayane y Pf= Formación Puchuldiza. (Herrera et al., 2017).

4. Marco Teórico

4.1 Geotermia

Se conoce como “geotermia” a la rama científica y tecnológica que trata sobre la prospección, explotación y utilización de los recursos geotérmicos (Nasjuan, 1974). Los recursos geotérmicos se pueden clasificar como recursos naturales renovables y consisten en la utilización del vapor y/o agua calentada por efecto del calor interno de la Tierra, que circula bajo la superficie terrestre a través de rocas permeables, para utilizarse en: generación de energía eléctrica, energía calórica, turismo, producción de agua potable, recuperación de sales minerales (Cs, Li y MgCl₂) y otros usos más específicos (Nasjuan, 1974).

4.2 Sistemas geotermiales

Según Trujillo (1998), la existencia de un campo geotérmico requiere de tres condiciones geológicas fundamentales:

- 1) Existencia de una fuente de calor a una baja profundidad que entregue energía constantemente al sistema.
- 2) Capas que presenten una permeabilidad primaria o secundaria que permita la circulación de estos fluidos. Además, estas capas deberían estar confinadas entre capas impermeables para que restrinja su circulación.
- 3) Existencia de una zona de recarga hídrica que aporte fluidos al sistema.

4.3 Guías de exploración Geotérmica

Como las tres condiciones geológicas anteriormente mencionadas generalmente no se identifican en superficie, se suele utilizar ciertos rasgos como estimadores o guías de exploración para inferir la presencia de estas condiciones. La tabla 4.1 compila algunos rasgos interpretados como guías de exploración para cada condición geológica, información basada principalmente en Lindsey et al. (2021).

Condiciones Geológicas	Estimadores o proxies	Técnicas o métodos utilizados para identificar estimadores o proxies
CALOR	Manifestaciones termales	Recopilación bibliográfica de las temperaturas de aguas geotermales en superficie o estimación de la temperatura del reservorio geotermal mediante geotermometría.
	Zonas de baja resistividad eléctrica	Utilización del mapa magnetotelúrico de Kühn et al. (2014) y definir áreas potenciales de calor según su cercanía con centros volcánicos.
	Rocas volcánicas	Utilización del mapa geológico escala 1:1.000.000, recopilación bibliográfica de trabajos a escala regional para identificar secuencias volcánicas no identificadas.
	Alteraciones hidrotermales	Utilización de imágenes Aster aplicando combinación matemática de bandas espectrales para identificar anomalías en los valores de reflectividad.
PERMEABILIDAD	Zonas de baja resistividad eléctrica	Utilización del mapa magnetotelúrico de Kühn et al. (2014) y definir áreas potenciales de calor según su cercanía con centros volcánicos.
	Tipo de litología	Utilización del mapa geológico escala 1:1.000.000, recopilación bibliográfica de trabajos a escala regional para la definición de unidades geológicas permeables e impermeables.
	Manifestaciones termales	Recopilación bibliográfica de las temperaturas de aguas geotermales en superficie o estimación de la temperatura del reservorio geotermal mediante geotermometría.
	Arreglo estructural	Identificación de intersección de planos de falla utilizando el shape de geología y fotointerpretación de lineamientos volcánicos.
	Fallas geológicas	Utilización del mapa geológico escala 1:1.000.000, revisión bibliológica de trabajos estructurales a escala regional.
	Calderas y centros volcánicos	Fotointerpretación geológica.
	Alteraciones hidrotermales	Utilización de imágenes Aster aplicando combinación matemática de bandas espectrales para identificar anomalías en los valores de reflectividad.

Fluidos	Manifestaciones termales	Recopilación bibliográfica de las temperaturas de aguas geotermales en superficie o estimación de la temperatura del reservorio geotermal mediante geotermometría.
	Zonas de baja resistividad eléctrica	Utilización del mapa magnetotélúrico de Kühn et al. (2014) y definir áreas potenciales de calor según su cercanía con centros volcánicos.
	Masas de agua	Recopilación bibliográfica de del tipo de evidencias de aguas (superficial y subterránea).
	Alteraciones hidrotermales	Utilización de imágenes Aster aplicando combinación matemática de bandas espectrales para identificar anomalías en los valores de reflectividad.

Tabla 4.1: Condiciones geológicas (calor, permeabilidad y fluidos) para la existencia de un reservorio geotermal y los estimadores utilizados en este trabajo para cada condición.

A continuación, se describen factores favorables que se suelen utilizar como guías de exploración para la prospección de sistemas geotermales.

4.3.1 Estimadores de presencia de calor

4.3.1.1 Surgencia de aguas termales

Las manifestaciones termales en superficie son la fuente de información más certera en la búsqueda de reservorios geotermales ya que se encontrarían asociadas a sistemas geotérmicos en profundidad (Lemus et al., 2015). Las temperaturas de estos fluidos en superficie son utilizadas como indicadores de proporcionalidad de confianza para estimar el potencial geotérmico en profundidad (Lindsey et al, 2021).

4.3.1.2 Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal es un término genérico que incluye cambios mineralógicos, texturales y químicos en las rocas, producto de la circulación de fluidos calientes, vapor o gases (Pirajno, 2009). Estos cambios incluyen la formación de nuevos minerales, disolución y/o precipitación, y reacciones químicas de intercambio iónico entre los fluidos hidrotermales y los minerales constituyentes de la roca, donde la temperatura del fluido y el pH del mismo son los factores más relevantes en la determinación de la nueva asociación mineralógica que es más estable a las nuevas condiciones de presión, temperatura y composición de fluidos (Maureira, 2013). La circulación de fluidos

geotérmicos comúnmente da como resultado alteraciones hidrotermales y estas pueden utilizarse como guías de exploración geotérmica, ya que podrían indicar la circulación actual o pasada de fluidos geotermales (Lindsey et al., 2021).

4.3.1.3 Proximidad a centros volcánicos activos o recientes

Lindsey et al. (2021) considera las rocas y centros volcánicos como indicadores de una posible fuente potencial de calor remanente, considerando la edad, tipo de roca volcánica y su distancia general con la cámara magmática. Dependiendo de la edad del volcanismo, las cámaras magmáticas pueden aun conservar calor, hallarse en proceso de enfriamiento (calor residual) o encontrarse totalmente frías (Asato et al., 2020). De esta manera, las rocas volcánicas asociadas a un volcanismo reciente pueden utilizarse como indicadores de favorabilidad para el desarrollo de sistemas geotermales (Lemus et al., 2015) con excepción de rocas piroclásticas, ya que estas pueden derivarse de centros eruptivos que se encuentran a varios kilómetros del centro de origen (Lindsey et al., 2021).

4.3.1.4 Zonas de baja resistividad eléctrica o altamente conductoras

El método magnetotelúrico es una técnica geofísica utilizada para caracterizar la conductividad eléctrica a profundidades que pueden llegar hasta el manto litosférico. La conductividad eléctrica (o su recíproco la resistividad eléctrica) es un parámetro físico muy sensible a la presencia de fluidos, fases minerales conductoras (p. ej: grafito) y a la presencia de fundidos parciales (Pous y Marcuello, 2003). Considerando lo anterior, estudios magnetotelúricos destacan la presencia de zonas eléctricamente conductoras en la corteza superior que se correlacionan espacialmente con el sistema estructural WTS (rasgos *F* y *G* en Figura 4.1) (Brasse et al., 2002; Kühn et al., 2014; Araya Vargas et al., 2019). Estos trabajos han interpretado estas zonas conductoras como una acumulación de fluidos posiblemente controlados por el sistema estructural WTS (Kühn et al., 2014). Basado en lo anterior, en esta tesis se consideró que los resultados de Kühn et al. (2014) deben ser utilizados como guías de exploración geotérmica, incorporando esta información como estimadores de presencia de calor, permeabilidad y fluidos en el subsuelo.

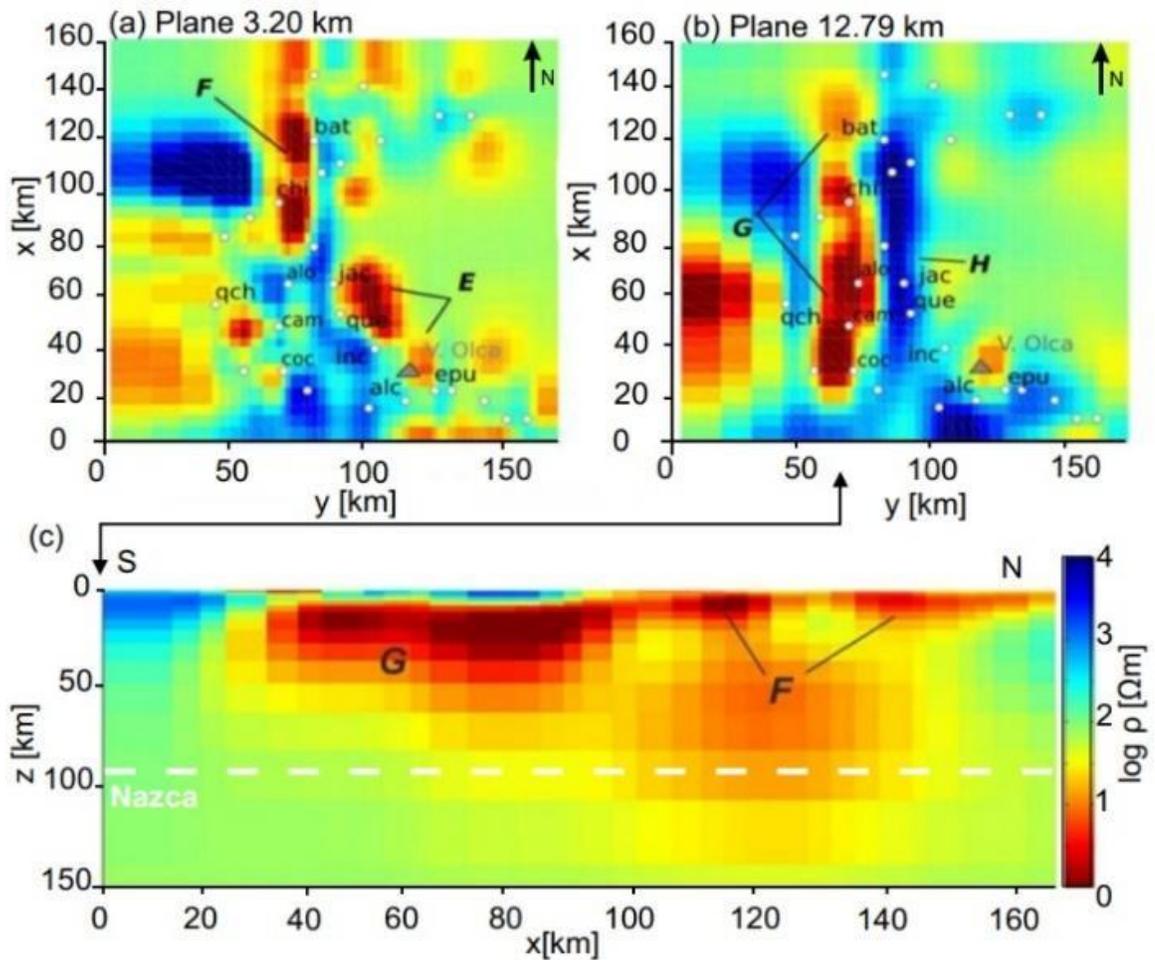


Figura 4.1: (a) y (b) Plantas de resistividad eléctrica a 3,2 km y 12,79 km de profundidad del modelo de Kühn et al. (2014), respectivamente. Los colores rojos indican zonas de baja resistividad eléctrica o altamente conductoras, que han sido interpretadas por estudios previos como posible acumulación de fluidos o magmas. *F* y *G* indican zonas de baja resistividad que coinciden espacialmente con el sistema estructural WTS. *E* indica zonas de baja resistividad posiblemente relacionadas a cámaras magmáticas. c) Sección norte-sur mostrando que el sector norte del área de estudio presenta zonas de baja resistividad eléctrica o altamente conductoras a profundidades más someras. Extraído de Kühn et al. (2014).

4.3.2 Estimadores de permeabilidad favorable

4.3.2.1 Arreglo estructural y fallas geológicas

Las estructuras geológicas son zonas de debilidad que pueden permitir la circulación de fluidos dentro de la corteza superior (régimen frágil) entregando a las unidades geológicas existentes una permeabilidad de carácter secundario (Lemus et al., 2015). A su vez, las

zonas que presentan una mayor complejidad estructural suelen tener un mayor potencial geotérmico (Mpodozis, 2006). Es importante considerar la cinemática-geometría de las fallas presentes en el área de estudio y su relación con los esfuerzos regionales y locales, ya que la migración de fluidos geotermales estaría vinculada con el esfuerzo principal medio (σ_2), en donde las fallas de rumbo y zonas transpresivas facilitarían la migración de fluidos geotermales en la vertical (ver figura 4.2). Según Lindsey et al. (2021), buenos indicadores de permeabilidad estructural secundaria que facilitarían la migración de fluidos geotermales serían las zonas de cuencas pull-apart asociadas a transtensión y la intersección de planos de falla (considerando su cinemática y edad) junto con lineamientos estructurales.

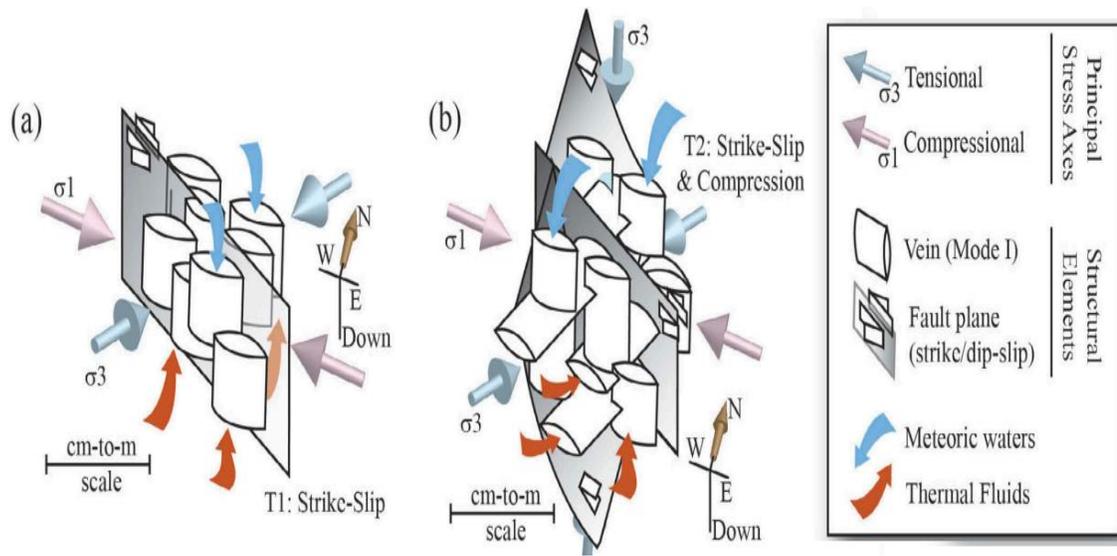


Figura 4.2: Diagrama esquemático que muestra la orientación de fracturas relacionadas al tipo de falla, la orientación de los ejes de los esfuerzos principales y la ruta de migración de fluidos geotermales (flecha roja) y meteóricas (flecha azul). (a) Fallamiento de rumbo, (b) intersección de planos de falla asociado a transpresión. Extraído de Veloso et al. (2020).

4.3.2.2 Litología

La permeabilidad primaria de las rocas describe la capacidad que tiene un medio poroso para permitir la circulación de fluidos a través de las rocas (Pedroza et al., 2015). Lemus et al. (2014) mencionan que las unidades geológicas que presentan una mayor permeabilidad primaria son aquellas que presentan mejores condiciones hidráulicas para alojar fluidos hidrotermales y que podrían utilizarse como guías de exploración

geotérmica ya que presentan un potencial mayor para albergar reservorios geotérmicos. Según Custodio y Llamas (2001), Lemus et al. (2015) y Toro (2015) las rocas intrusivas, metamórficas y ignimbritas presentan una poca o nula importancia hidrogeológica (permeabilidad primaria) a menos que presenten una permeabilidad secundaria considerable (Custodio y Llamas, 2001). Las secuencias volcánicas (p.ej. andesitas) presentan permeabilidad algo mayor que las rocas mencionadas anteriormente (Custodio y Llamas, 2001), mientras que las secuencias volcano-sedimentarias presentan una permeabilidad mayor que las rocas volcánicas (Custodio y Llamas, 2001) ya que presentan una combinación de rocas permeables (sedimentarias) e impermeables (volcánicas). Las rocas sedimentarias clásticas típicamente presentan una buena permeabilidad primaria (Custodio y Llamas, 2001) mientras que los depósitos clásticos no consolidados a semiconsolidados son aquellos que presentan una excelente permeabilidad primaria (Segovia, 2015). En la tabla 4.2 se hace un resumen de lo descrito anteriormente.

Tipo de roca	Grado de permeabilidad primaria
Depósitos no consolidados a semiconsolidados	Altamente permeable
Secuencias de rocas sedimentarias clásticas	Media a alta
Secuencias volcano-sedimentarias	Media
Secuencias volcánicas	Baja
Rocas intrusivas, metamórficas y ignimbritas	Nula

Tabla 4.2: Permeabilidad primaria en diferentes tipos de roca. Basado en Custodio y Llamas (2001), Lemus et al. (2015), Toro (2015) y Sevogia (2015).

4.3.2.3 Calderas y centros volcánicos

Las calderas volcánicas corresponden a estructuras de colapso generadas por el desalojo de cámaras magmáticas durante una erupción. Durante el episodio de colapso se generan fallas normales con geometría anular que delimitan el área deprimida que incluso pueden alcanzar la cámara magmática o bien los bordes estructurales de las calderas pueden contener fallas escalonadas que reparten el desplazamiento normal (Assato et al., 2020). Según lo anterior, las calderas volcánicas corresponden a estructuras extensionales que aumentan una permeabilidad secundaria y que deben incluirse como un estimador de

permeabilidad favorable (Assato et al., 2020; Lindsey et al., 2021). Los centros volcánicos corresponden a sitios donde se expulsan materiales de la cámara magmática hacia la superficie, a su vez, los lineamientos volcánicos corresponden a rasgos morfológicos generados como respuesta a un fuerte control estructural (Assato et al., 2020).

4.3.3 Estimadores para presencia de fluidos

4.3.3.1 Manifestaciones termales

Los fluidos geotermales que se presentan en superficie con una temperatura superior a 15° C o mayor a 75°C para reservorios geotérmicos profundos (estimados mediante geotermometría) es un indicador directo de la presencia de fluidos geotermales que circulan bajo el subsuelo y por lo tanto deben incluirse en la exploración de recursos geotérmicos (Lindsey et al., 2021).

4.3.3.2 Alteración hidrotermal

El factor de alteración hidrotermal puede utilizarse para la condición geológica de calor (circulación actual o pasada de fluidos geotermales) como se había mencionado anteriormente, además, puede utilizarse como un indicador de fluido y/o permeabilidad ya que se requiere de un fluido que circule a través de las rocas (Lindsey et al., 2021) ya sea por una permeabilidad primaria o secundaria para alterar las rocas.

4.3.3.3 Masas de agua

Los salares se incluyen dentro del modelo de fluidos ya que dan una indicación del nivel freático actual que podría estar cerca de la superficie (2 a 3 m bajo la superficie) al igual que las lagunas, ya que esta última es una medida directa de la ubicación del nivel freático, por este motivo Lindsey et al. (2021) menciona que es importante incluir estos parámetros ya que indican la presencia de fluidos subterráneos.

Si bien Lindsey et al. (2021) considera los manantiales como zonas de descarga de fluidos que deben incluirse dentro de un modelo de exploración geotérmica, no considera la presencia de ríos cercanos a centros geotérmicos. En la tabla 3 se muestra una síntesis de los principales centros geotérmicos en el norte de Chile, y se puede observar que por lo

general los principales sistemas geotérmicos se ubican próximos a ríos, por lo que en este trabajo se decidió incluir este parámetro como una guía de exploración geotérmica.

4.4 Sistemas geotermales en el norte de Chile

La exploración geotérmica en el cinturón volcánico de los Andes Centrales (15°-28°S) (CAVZ) comenzó en 1921 por un grupo italiano perforando pozos de hasta 80 metros de profundidad en el campo geotérmico El Tatio (Aravena et al., 2016). La exploración geotérmica del CAVZ se reanudó entre 1968 y 1981 por un Proyecto de la Corporación Chilena de Fomento (CORFO) y el Programa de Desarrollo de las Naciones Unidas (PNUD) centrándose en el sector de Puchuldiza y El Tatio (Montenegro, 2008). Entre los años 1979 y 1981 la Japanese International Cooperation Agency (Jica) aportó en la búsqueda de recursos geotérmicos en el sector de Puchuldiza (Aravena et al., 2016), hasta que las autoridades de época cerraron el proyecto por problemas de financiamiento (Montenegro, 2008). Entre las décadas de los 80 y 2.000, se han realizado estudios esporádicos de exploración, perforación y viabilidad a lo largo del país, estudios liderados principalmente por la Universidad de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) y la Compañía Nacional de Petróleo (ENAP) (Aravena et al., 2016). En el año 2000 el gobierno de Chile promulgó la ley n° 19.657 sobre concesiones de exploración y explotación para energía geotérmica, incentivando y apoyando monetariamente el negocio energético (Montenegro, 2008). En el año 2011 se inició el Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA) el cual es un proyecto Fondap-Conicyt que tuvo el objetivo de mejorar el conocimiento geotérmico y promover su uso en países Andinos (Aravena et al., 2016).

Chile se encuentra en una zona de subducción donde convergen las placas de Nazca, Sudamericana y Antártica, contexto donde se originan procesos tectónicos y magmáticos propicios para el desarrollo de numerosos ambientes termales a lo largo del país (Hauser, 1997). En la región de Tarapacá no se tiene evidencias de actividad volcánica pleistocena o reciente entre los volcanes Isluga y Irruputuncu (Correa, 2011), segmento del arco que ha sido denominado “Gap de Pica” o “Gap Volcánico de Pica” (Wörner et al., 1994). Wörner y Harmon (1992) han sugerido en base a la composición de isótopos de Pb, que al norte del “Gap de Pica” se encontraría un basamento (Terreno Arequipa-Antofalla) con

bajas cantidades de isótopos radiogénicos de Pb, mientras que al sur se encontraría un basamento más joven (Paleozoico-Mesozoico) enriquecido en isótopos radiogénicos de Pb, interpretando el “Gap de Pica” como una zona transicional inclinada hacia el sur entre los basamentos. Por otro lado, Rosenbaum et al., (2005) propone que el origen del “Gap de Pica” se asociaría a la subducción de la dorsal asísmica de Iquique bajo este segmento del margen andino. Sin embargo, flujos calóricos altos se pueden también encontrar en zonas que se encuentran alejadas de centros volcánicos (Plioceno-Cuaternario), donde es posible que existan intrusivos hipabisales en proceso de enfriamiento que aporten calor al sistema, en donde los magmas ácidos o intermedios ricos en sílice tendrían más probabilidad de encontrarse a profundidades someras, además, la viscosidad de estos magmas permitiría que se mantenga una conexión entre la cámara magmática y el centro de emisión incluso después de haber cesado la actividad volcánica (Lahsen, 1976). Lahsen (1974) menciona que por lo general en el norte de Chile las áreas que presentan manifestaciones geotermales (fumarolas, geiseres y aguas calientes) se ubican en la franja volcánica del Plioceno-Cuaternario, suponiendo que la fuente de calor proviene de este magmatismo reciente, donde alrededor del 7% de las fuentes a lo largo de Chile se encuentran entre los 18°-20°S (Hauser, 1997).

A continuación, se describen las características de los principales sistemas geotérmicos en el norte de Chile.

4.4.1 Sistema geotermal El Tatio-La Torta

Los campos geotérmicos El Tatio y La Torta, se encuentran separados por 10 km (norte-sur) y se encuentran ubicados en la Región de Antofagasta, aproximadamente 160 km al sur del área de estudio. De acuerdo a Muñoz-Saez et al. (2018) existirían dos reservorios geotermales asociados a los campos geotérmicos El Tatio y La Torta, uno profundo y otro somero (reservorios A y B en figura 4.3, respectivamente). El reservorio A tiene temperaturas mayores a 200° C, se ubica a una profundidad aproximada de 500 m, y está almacenado en la parte inferior de lavas dacíticas y dentro de ignimbritas que presentan fracturas subhorizontales que permitirían la circulación de fluidos geotermales (Letelier et al., 2021). El reservorio B tiene temperaturas menores a 200°C, se ubica a una profundidad aproximada de 250 m, donde la columna de agua se encontraría en fase

líquida (Letelier et al., 2021), y se encontraría confinado por la Ignimbrita Tatio que se encuentra alterada a minerales de arcilla. La alteración de la Ignimbrita Tatio actuaría como un clay cap generando un mayor tiempo de confinamiento y residencia de los fluidos geotermales (Seguel, 2020). Los fluidos del reservorio principal ascienden a superficie aprovechando estructuras que presentan una orientación NNE, producto de la barrera impermeable que ofrece el intrusivo subvolcánico Copacoya (ver figura 4.3) (Seguel, 2020). La cuenca de drenaje Tocarपुरi corresponde a la parte superior de una caldera y se piensa que corresponde a la principal zona de recarga que alimenta a los sistemas geotermales El Tatio- La Torta mientras que el Río El Salado corresponde a la principal vía fluvial que pasa por este sistema geotérmico (Letelier et al., 2021). La fuente de calor para estos reservorios geotérmicos podría estar vinculado a un vulcanismo Pleistoceno-Holoceno en áreas cercanas al campo geotérmico El Tatio-La Torta manifestándose en superficie a través de aguas termales, geiseres y fumarolas que alcanzan temperaturas de hasta 86°C (temperatura de ebullición en este sector) principalmente en depósitos lacustres Pleistoceno-Holoceno (Letelier et al., 2021).

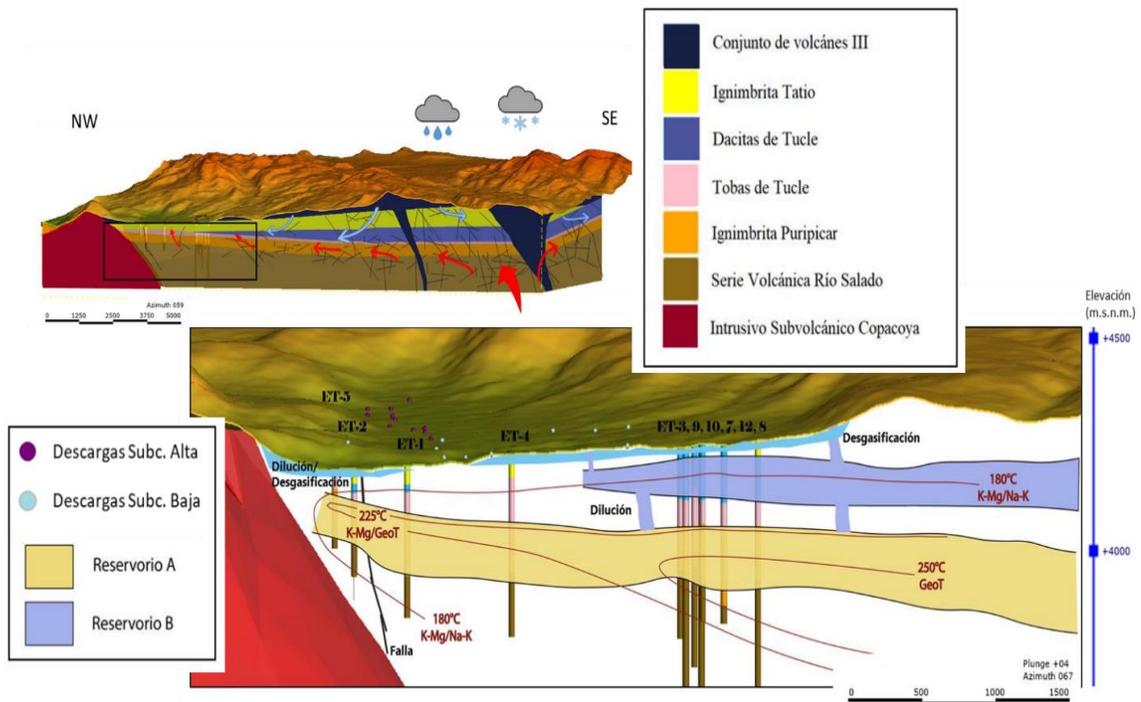


Figura 4.3: Modelo conceptual del sistema geotermal el Tatio-La Torta. Extraído de Seguel (2020) quien lo modificó de Muñoz-Sáez et al. (2018).

En la figura 4.4 se puede observar que las manifestaciones geotermales se ubican principalmente en la ignimbrita El Tatio (unidad PLt1 en la Fig. 4.4) y fallas geológicas que presentan una orientación NW-SE, estas fallas según Veloso et al., (2020), presentarían una cinemática de rumbo sinistral, permitiendo el ascenso de fluidos geotermales hacia la superficie (ver figura 4.2 y 4.5)

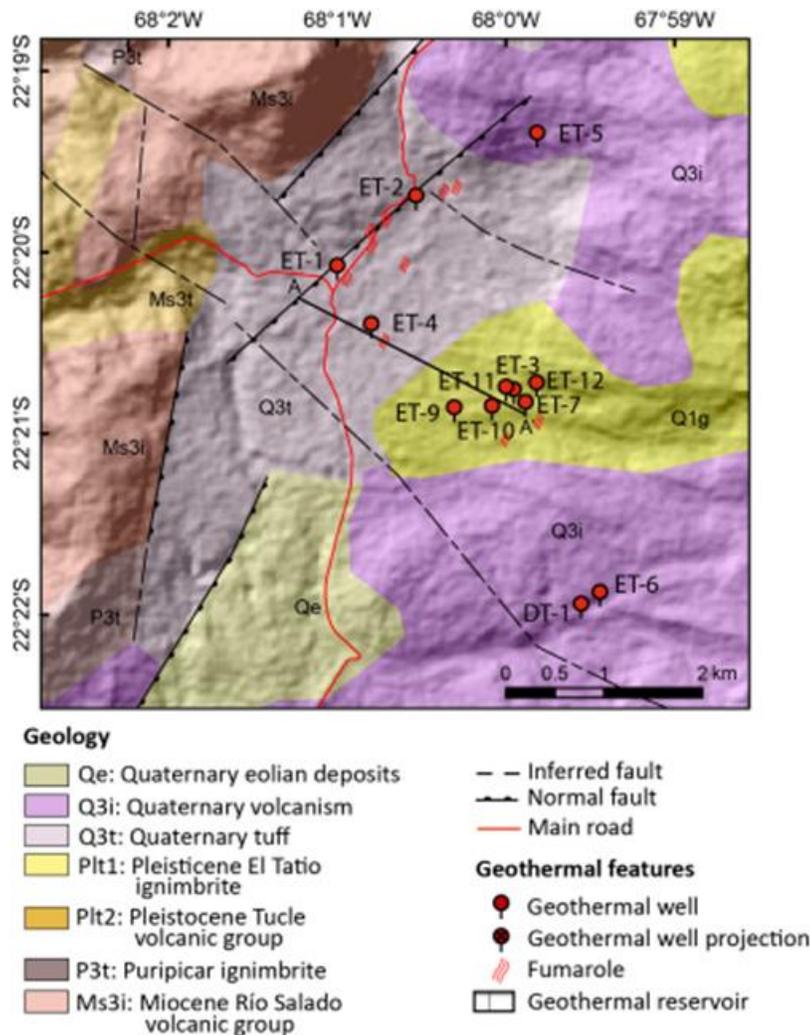


Figura 4.4: Mapa geológico para el sector de El Tatio. Extraído de Aravena et al. (2016).

En el sistema El Tatio-La Torta, el reservorio y migración de fluidos geotermales estaría controlado por un contexto estructural asociado a transpresión (Veloso et al., 2020; Letelier et al., 2021). La migración de fluidos geotermales desde la cuenca de la Torta hacia la cuenca del Tatio estaría controlada por fallamiento inverso asociado a un esfuerzo medio subhorizontal orientado N-S. En la cuenca del Tatio, a su vez, la migración

ascendente de los fluidos termales estaría controlado por la intersección de fallas inversas orientadas N-S y fallas de rumbo sinistral que presentan una orientación NW-SE (Letelier et al., 2021) (ver figura 4.5).

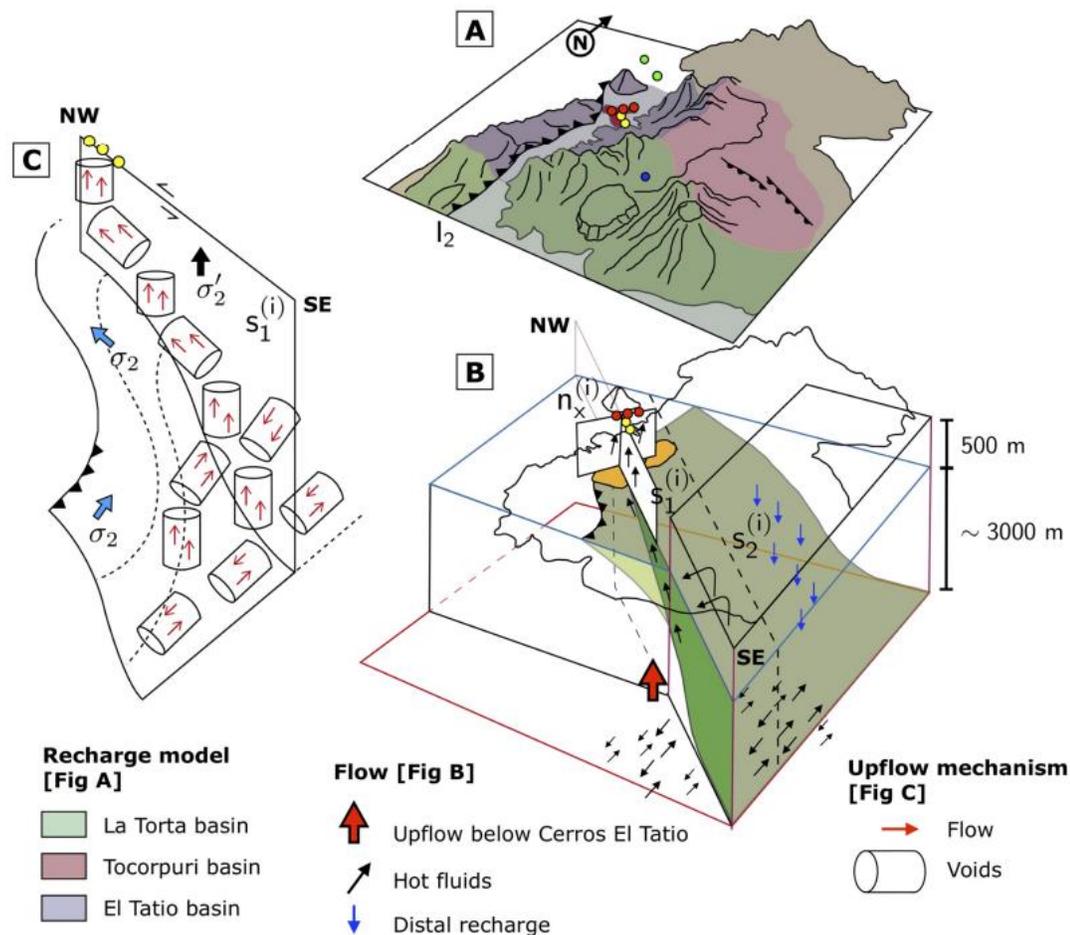


Figura 4.5: Modelo estructural para el campo geotérmico El Tatio y La Torta. A) Cuencas hidrográficas. B) estructura del yacimiento a campo lejano, donde los fluidos geotermales pueden migrar en la subhorizontal debajo la Torta. C) Migración de fluidos desde la Torta hacia el Tatio, donde el ascenso de fluidos geotermales en la vertical estaría asociado a fallamiento de rumbo sinistral. Tomado de Letelier et al. (2021).

4.4.2 Sistema geotermal Cerro Pabellón

Cerro Pabellón es la única planta geotérmica de alta entalpía activa en América del Sur. Cerro Pabellón se ubica 120 km al NE de la ciudad de Calama, aproximadamente 100 km al sur del área de estudio. El sistema geotérmico Cerro Pabellón se encuentra alojado en un graben alargado en dirección NW-SE de aproximadamente 4 km de ancho (Gaben Pabelloncito, ver figura 4.6) relacionado a una fase de extensión local (fallas normales

convergentes NW-SE) (Morata et al., 2020). El graben Pabelloncito está relleno por domos dacíticos del Pleistoceno (Pabellón, Chac-Inca) (Morata et al., 2020) y depósitos glaciares y aluviales-coluviales de edad Holocena (Maza et al., 2021) (ver figura 4.6). Los cerros que rodean el graben consisten principalmente en lavas andesíticas a dacíticas del Plioceno-Pleistoceno (Maza et al., 2021).

Las manifestaciones termales observadas en Cerro Pabellón consisten en fumarolas de vapor (temperaturas de 88°-118° C) ubicadas en los cerros Aguilucho y Apacheta (ver Figura 4.7a). La composición geoquímica de los gases de las fumarolas sugeriría temperaturas de hasta 250°C para el reservorio geotérmico (Urzúa et al., 2002). El reservorio en Cerro Pabellón se encontraría entre 500 m y 2 km de profundidad (Maza et al., 2018).

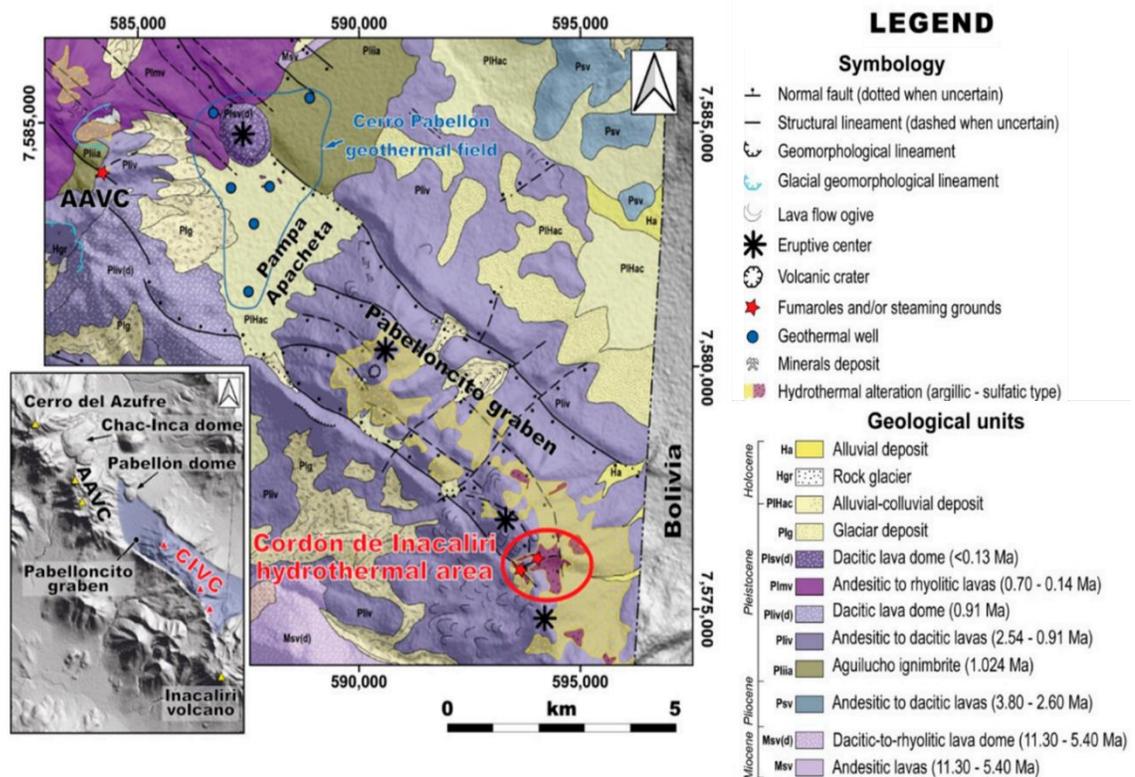


Figura 4.6: Mapa geológico donde se encuentra ubicado el graben Pabelloncito y el campo geotermal Pabellón. Tomado y modificado de Maza et al. (2021).

En los primeros 170 metros de profundidad, las rocas que componen el sistema geotermal Cerro Pabellón corresponden principalmente a sedimentos no consolidados y secuencias

volcánicas que se encuentran inalteradas (Román et al., 2019) (ver figura 4.7c) en donde la alteración hidrotermal se encuentra en sectores puntuales relacionada al sistema geotérmico activo, la cual se compone principalmente de arcillas y azufre nativo (Urzua et al., 2002). Entre los 165-490 m la alteración hidrotermal está dominada por minerales de arcilla (transformación de esmectita a illita y clorita) (Morata et al., 2020) alterando principalmente a secuencias de rocas compuestas de brechas volcánicas (Román et al., 2019). Esta capa impermeable definiría el (clay cap) del sistema, el cual puede tener un espesor de ≈ 300 m sobre el reservorio geotérmico mientras que en sectores periféricos puede alcanzar un espesor de 1 km. El clay cap actúa posiblemente como una capa sello que impediría la migración de fluidos geotermales a superficie otorgándole la característica de reservorio geotermal ciego de alta entalpia (Morata et al., 2020). Debajo de las 490 m de profundidad probablemente se encuentra la parte superficial del reservorio geotérmico con temperaturas superiores a 200°C , caracterizado por alteración propilítica (Morata et al., 2020) afectando a rocas andesíticas (Román et al., 2019).

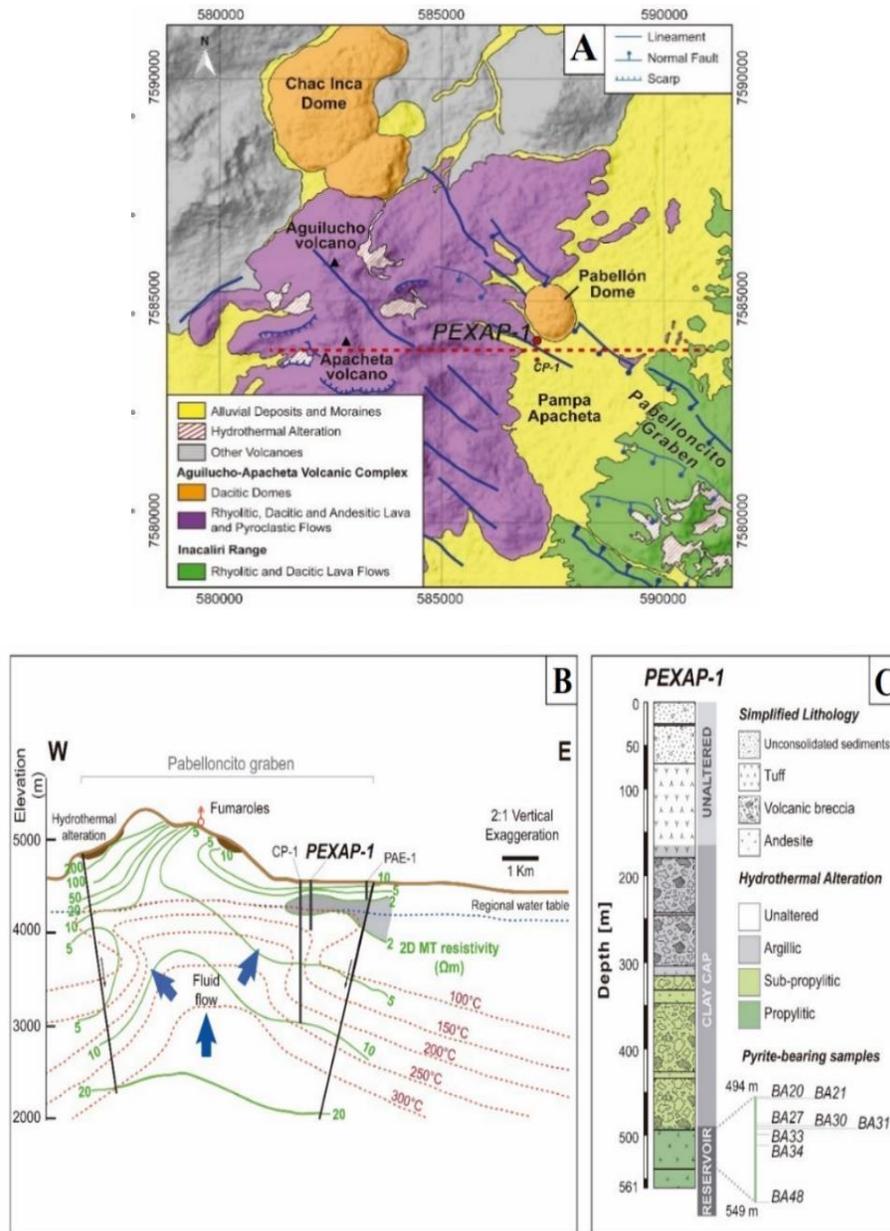


Figura 4.7: Características generales del campo geotérmico en Cerro Pabellón. A) Mapa geológico simplificado del entorno del campo geotérmico de Cerro Pabellón. B) Sección E-W que atraviesa el reservorio geotermal, se indican isothermas y curvas de iso-resistividad eléctrica interpretadas de estudios magnetotelúricos. C) Perfil geológico simplificado del pozo PEXAP-1 que intercepta cerca del centro del sistema geotermal (ver ubicación en Fig 4.7b). Se indica la alteración hidrotermal y zonas del reservorio geotermal. Tomado de Román et al. (2019), quien se basó de Maza et al. (2018) y Urzúa et al. (2002).

La principal fuente de calor de este sistema geotérmico podría corresponder al Cuerpo magmático del Altiplano-Puna (APMB, por sus siglas en inglés; Morata et al., 2020). El APMB consiste en una zona de fundidos parciales ubicado bajo 20 km de profundidad,

interpretado por varios estudios geofísicos (p.ej. Ward et al., 2014; Cormeau et al., 2015). El APMB coincide en proyección hacia superficie con el Complejo Volcánico Altiplano-Puna (APVC) (ver figura 4.8) el cual se interpreta como una provincia volcánica-tectónica generada por la fusión parcial de la corteza continental (de Silva, 1989).

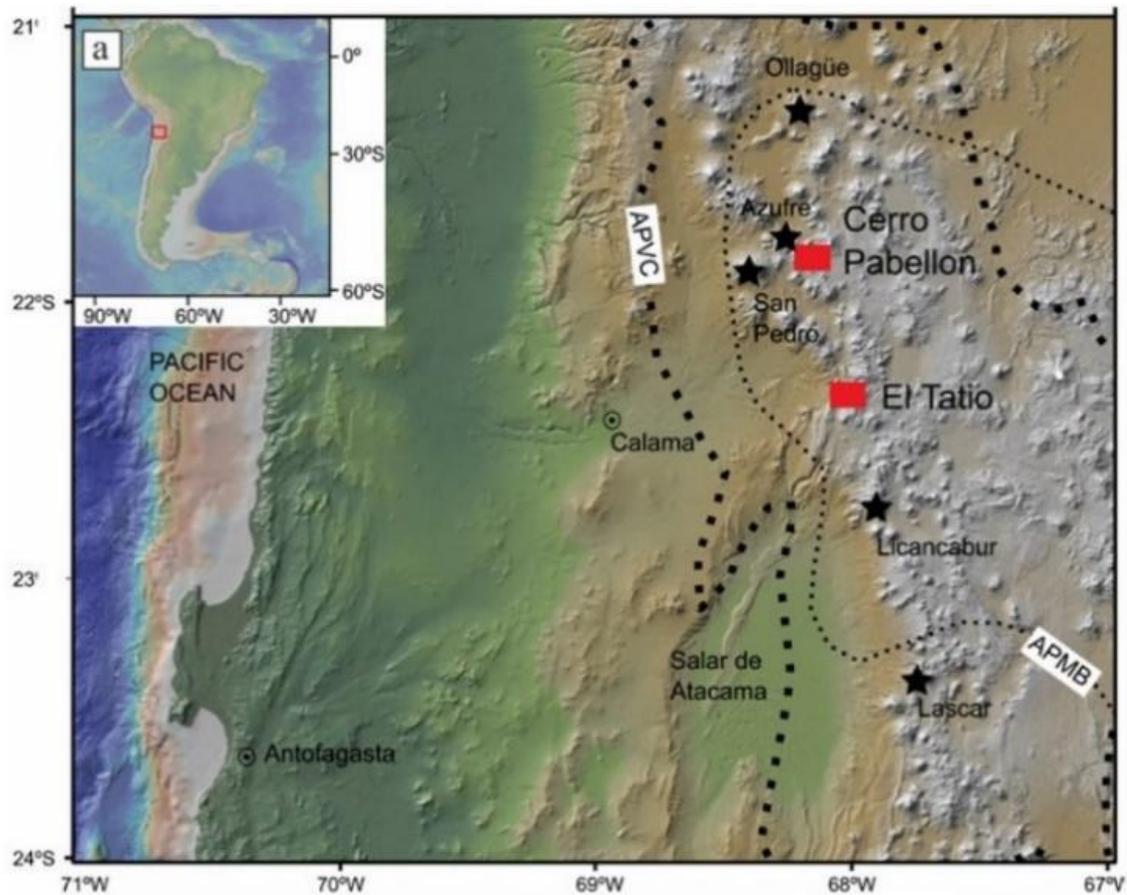


Figura 4.8: Mapa de ubicación de los sistemas geotermales El Tatio y Cerro Pabellón. APVC= Complejo Volcánico Altiplano-Puna y APMB= Cuerpo Magmático Altiplano Puna Tomado de Maza et al. (2018).

4.5 Antecedentes geotérmicos en el área de estudio

Se pueden distinguir dos dominios en la distribución y temperatura de las manifestaciones geotermales presentes en la Precordillera de la región de Tarapacá (figura 4.9). Las manifestaciones geotermales de la parte central y norte presentan temperaturas en un rango de 19°-90°C, donde se puede visualizar una tendencia de decrecimiento de las temperaturas hacia el oeste, salvo en el sector de Baños de Quitariri y Chimisa, donde se registran temperaturas cercanas a los 90° C. En contraste, en la parte sur del área de estudio

se registran pocas manifestaciones geotermales, con temperaturas menores a 35°C (ver figura 4.9). En la tabla 4.3 se resumen las principales manifestaciones geotermales a lo largo del área de estudio indicando el tipo de manifestación, ubicación y sus temperaturas máximas registradas.

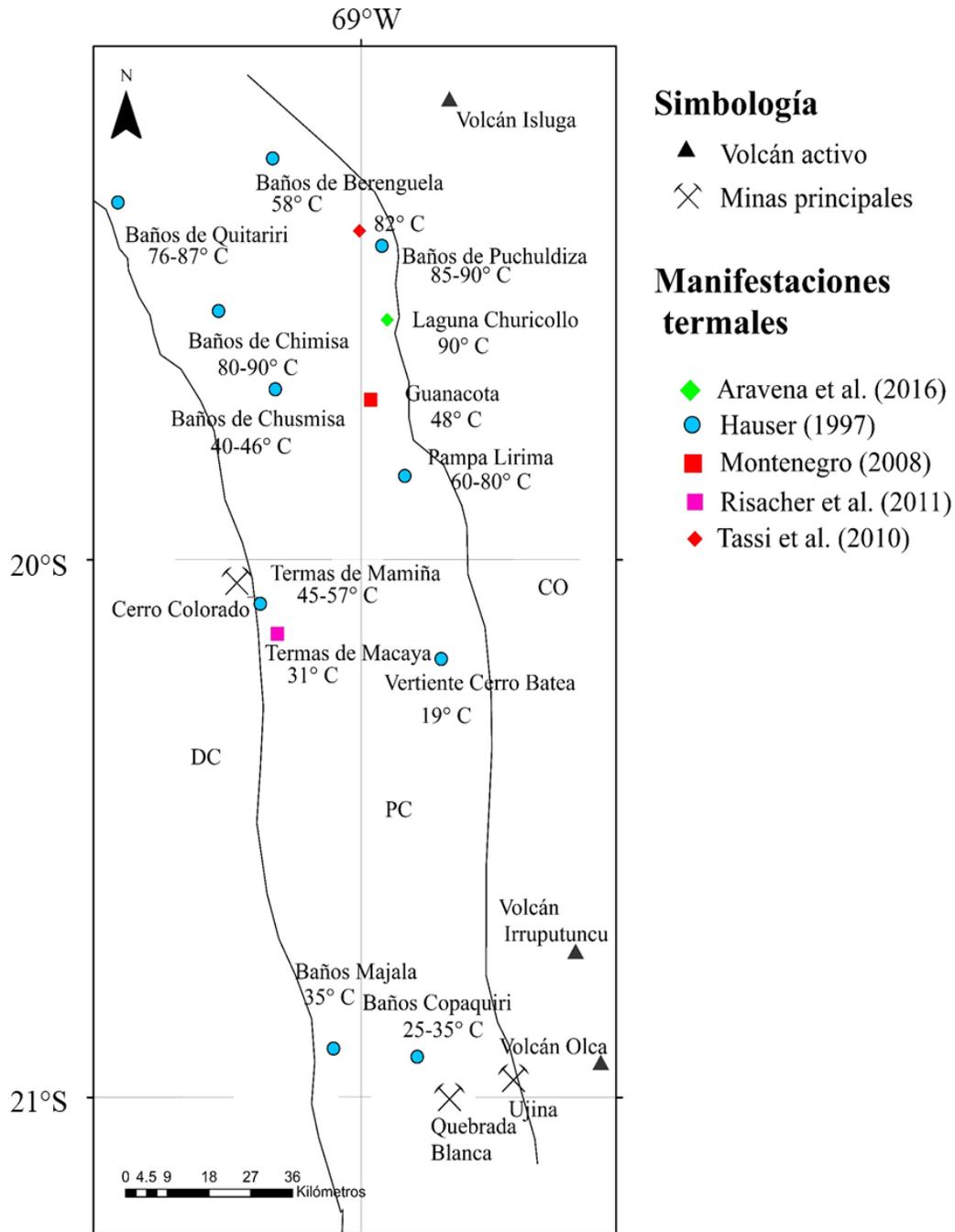


Figura 4.9: Manifestaciones geotermales y sus respectivas temperaturas presentes en el área de estudio.

Nombre del sector	Tipo de manifestación	Ubicación en coordenadas U.T.M.	Temperaturas máximas	Referencias
Baños de Berenguela	Manantiales termales	Norte: 7.871.473 Este: 480.732	58° C	Hauser (1997)
Baños de Quitariri	Manantiales	Norte: 7.862.187 Este: 447.478	76-87° C	Hauser (1997)
Baños Copaquiri	Aguas termales	Norte: 7.686.195 Este: 512.005	25-35° C	Hauser (1997)
Baños Majala	Aguas termales	Norte: 7.688.050 Este: 494.030	35° C	Hauser (1997)
Baños Chusmisa o Chismisa	Termas y manantiales	Norte: 7.824.015 Este: 481.310	40-46° C	Hauser (1997)
Baños de Chimisa	Termas y manantiales	Norte: 7.840.010 Este: 481.310	80-90° C	Hauser (1997)
Baños de Puchuldiza	Aguas termales, fumarolas, piscinas burbujeantes	Norte: 7.850.450 Este: 500.358	85-90° C	Hauser (1997) Procesi (2014)
Guanacota	Aguas termales	Norte: 7.821.351 Este: 502.099	48° C	Montenegro (2008)
Laguna Churicollo	Aguas termales	Norte: 7.838.302 Este: 505.037	90° C	Aravena et al. (2016)
Termas de Mamiña	Aguas termales	Norte: 7.780.050 Este: 478.030	45-57° C	Hauser (1997)
Termas de Macaya	Aguas termales	Norte: 7.774.277 Este: 481.887	31° C	Risacher et al. (2011)
Vertiente cerro Batea	Manantial	Norte: 7.768.194 Este: 517.415	19° C	Hauser (1997)
Vertiente termal Pampa Lirima	Piscinas con burbujeo de bajo flujo y manantiales de aguas calientes	Norte: 7.805.780 Este: 509.815	60-80° C	Tassi et al. (2010) Achurra et al. (2013) Hauser (1997)

Tabla 4.3: Características de las manifestaciones geotermales presentes en el área de estudio.

A continuación, se detallan los antecedentes que se tienen para los sectores de Puchuldiza y Pampa Lirima, que constituyen los sistemas geotermales más estudiados de la Precordillera de la región de Tarapacá.

4.5.1 Puchuldiza

El área de Puchuldiza se encuentra ubicada dentro del área de estudio, distante 27 km al SO del volcán activo Isluga. Localmente se localiza en una cuenca volcano-tectónica controlada por un sistema de fallas de rumbo-normal NNE-SSW (Tassi et al., 2010) rodeada por volcanes extintos del Plioceno-Pleistoceno (Lahsen, 1978). La extensión interpretada del sistema hidrotermal es de 10 Km², área delimitada a partir de pozos exploratorios con una profundidad inferior a 600 metros (Aravena et al., 2015). Superficialmente existe una gran cantidad de manifestaciones termales de alta temperatura que pueden llegar hasta los 85°-90° C (Hauser, 1997) (ver figura 4.10). Las manifestaciones termales están asociadas a aguas termales, fumarolas, y piscinas burbujeantes (Procesi, 2014), en donde la temperatura de ebullición del agua a 4200 msnm es 86°C (Montenegro y Deckart, 2009). Las áreas que presentan actividad termal se encuentran relacionadas a fallas geológicas e intensa alteración hidrotermal (Montenegro, 2008). La alteración hidrotermal observada corresponde a silicificación, clorita, montmorillonita, zeolitas, calcita y hematita (Lahsen, 1974), con depósitos de sinter que marcan toda el área de emisión (Tassi et al., 2010) relacionadas a la actividad geotermal y volcánica del Cuaternario-Pleistoceno (Amberg, 2011).

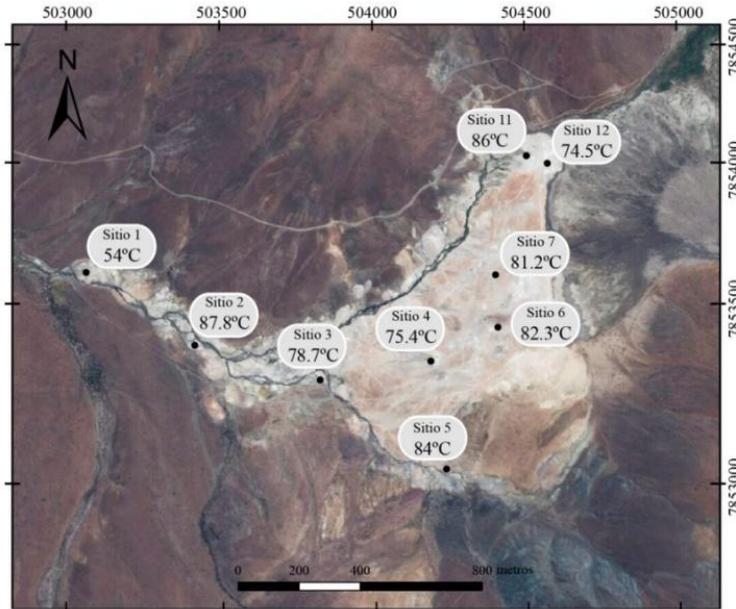


Figura 4.10: Distribución de las manifestaciones geotermales en Puchuldiza. Tomado de Sánchez (2016).

Montenegro (2008) interpretó que la fuente de calor de este campo geotérmico proviene de la intrusión de magmas ácidos del Plioceno a una baja profundidad sobre una posible caldera erodada. En este contexto, la fuente de calor aportaría significativamente elementos químicos a los acuíferos subterráneos mediante fallas profundas (orientación N-S) conectando las aguas subterráneas con aguas magmáticas, o bien encontrarse al sur del campo geotérmico, específicamente hacia el Volcán Guallane donde se han registrado surgencias de aguas termales en sus costados (ver figura 4.11). En contraposición mientras que Ortiz et al. (2008) menciona que la fuente de calor del sistema se ha relacionado a calor relicto de cuerpos subvolcánicos ligados a la actividad Pleistocena del Complejo Latarani-Macurquima.

GEOLOGÍA SECTOR PUCHULDIZA

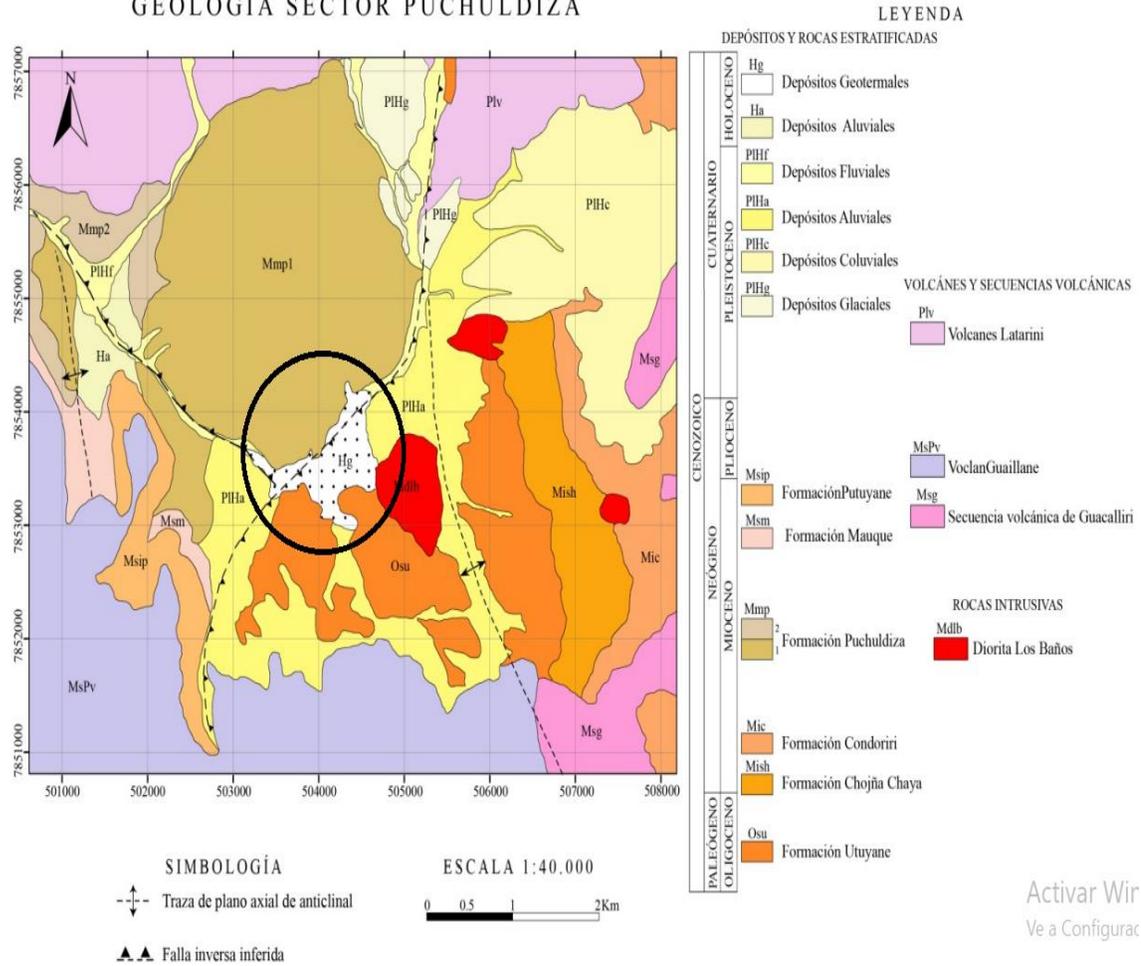


Figura 4.11: Mapa geológico sector de Puchuldiza. Tomado de Sánchez (2016). Circulo negro indica la ubicación de la fig. 4.10.

En Puchuldiza se ha propuesto que existirían dos reservorios geotermales, uno superior de menor entalpía y uno inferior de mayor entalpía (Montenegro, 2008). El reservorio geotérmico profundo de alta entalpía se encontraría hospedado en la Ignimbrita Utayane y unidades andesíticas pertenecientes a la Formación Puchuldiza (Procesi, 2014; Montenegro, 2008) a una profundidad estimada de 600-1000 metros (Aravena et al., 2016). El reservorio más somero y de menor entalpía se encontraría en tobas fracturadas y areniscas que presentan alteración argílica, posiblemente ligadas a la Formación Condoriri (Montenegro, 2008) en donde la circulación de fluidos termales sería predominantemente en la horizontal, a través de capas permeables (tobas ácidas no soldadas y areniscas) (Montenegro, 2008). El nuevo modelo propuesto por Montenegro

(2008) menciona que existirían diferentes acuíferos someros calentados por fluidos de origen magmático que ascienden a través de las fallas geológicas (ver figura 4.12). La temperatura estimada para este reservorio geotérmico varía entre los 200-212°C (Na/K) y 180-200°C (geotermómetros de sílice) (Montenegro y Deckart, 2009).

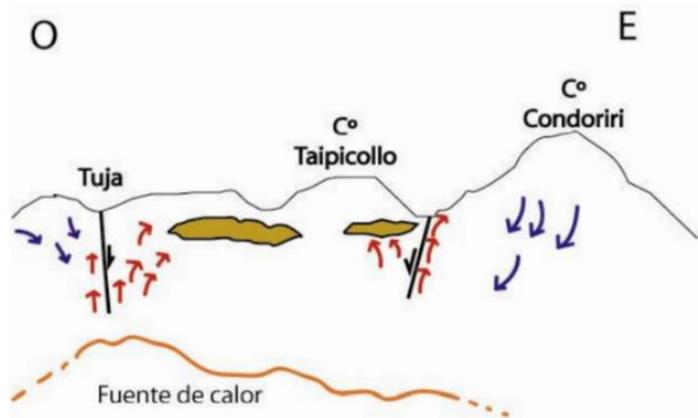


Figura 4.12: Esquema simplificado del modelo geotérmico para el sector de Puchuldiza. En rojo, los fluidos geotérmicos profundos; en azul la recarga de agua; en café claro, acuíferos someros calentados por la acción de los fluidos profundos. Tomado de Montenegro (2008).

El control estructural jugaría un papel importante en la migración de fluidos geotermiales en la vertical (Cortés et al., 2009). La configuración estructural presente en Puchuldiza habría posibilitado la movilidad de fluidos profundos de gran entalpia con una fuerte componente magmática (Montenegro, 2008). El desarrollo del sistema geotermal para el sector de Puchuldiza estaría asociado a un régimen transpresión (Velooso et al., 2020) (ver figura 4.13).

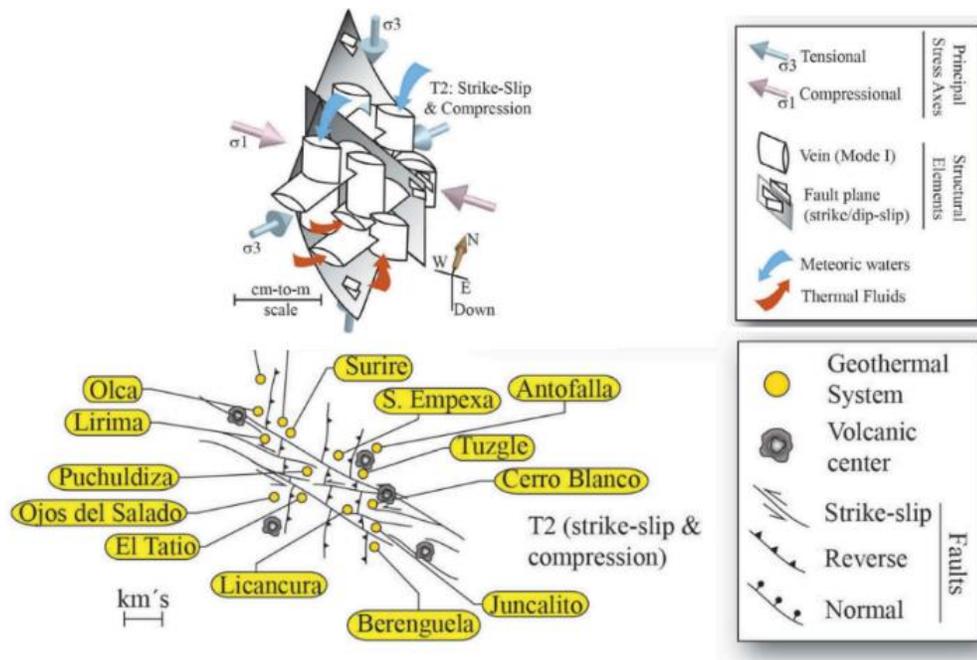


Figura 4.13: Esquema estructural de los ambientes de transpresión donde se emplazarían algunos de los sistemas geotermales del norte de Chile, dentro de los cuales se incluiría Puchuldiza. Tomado de Veloso et al. (2020).

4.5.2 Pampa Lirima

La cuenca de Lirima se encuentra ubicada en el Altiplano, entre los 4000 y 5800 msnm (ver figura 4.14). Este lugar presenta piscinas con burbujeo de bajo flujo (Tassi et al., 2010) y manantiales de aguas calientes asociadas con alteración argílica (illita, esmectita), fílica y argílica avanzada (Legault et al., 2012). En el sector noreste de Pampa Lirima los manantiales presentan una composición de aguas sulfatadas cálcico-sódicas con temperaturas de hasta 60°C (baños San Andrés) asociado a un acuífero encontrado en lavas dacíticas del Mioceno Superior. En el extremo suroeste de Pampa Lirima se encuentran manantiales de composición clorurada-sulfatada sódica (Baños Pampa Lirima) aflorando en depósitos no consolidados (Plioceno-Holoceno) que se asociarían a otro acuífero almacenado en Ignimbritas del Mioceno Inferior con temperaturas en superficie de hasta 80°C (Achurra et al., 2013). Geológicamente los sistemas geotérmicos de Pampa Lirima y San Andrés estarían vinculados con el río Coscaya (Legault et al., 2012) (ver figura 4.14).

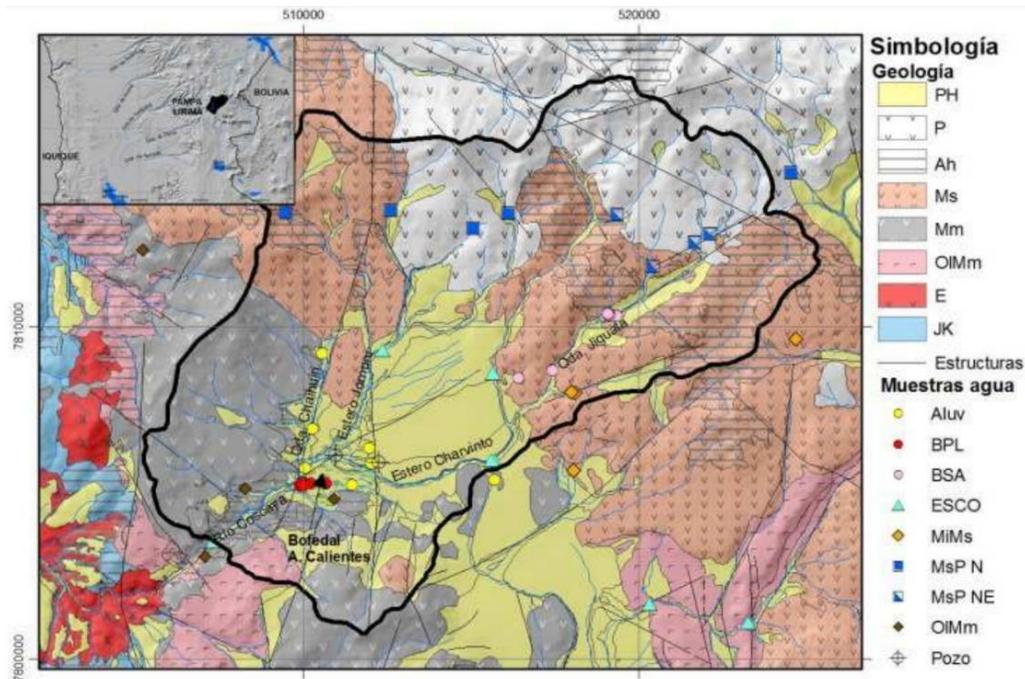


Figura 4.14: Mapa geológico del sector Pampa Lirima. PH: Depósitos no consolidados del Plioceno-Holoceno, P: Lavas dacíticas del Plioceno, Ms: Lavas dacíticas del Mioceno Superior, Mm: Lavas del Mioceno Medio, OIMm: Ignimbritas y lavas del Mioceno Medio, E: Plutón Eoceno, JK: Basamento Jurásico-Cretácico, Ah: Alteración hidrotermal. Muestras de agua; BSA: Baños San Andrés y Qda Jiguata, BPL: Baños Pampa Lirima, Aluv: Depósitos aluviales, MsP: Mioceno Superior-Plioceno, MiMs: Mioceno Inferior-Mioceno Superior, OIMm: Oligoceno-Mioceno Medio, ESCO: escorrentía. Tomado de Achurra et al. (2013).

A partir de estudios magnetotelúricos se interpretó la presencia de un cuerpo intrusivo a una profundidad superior a 2 km, el cual podría ser la fuente de calor que alimenta el sistema geotérmico, y una capa de arcilla conductora (clay cap) entre los 500-1000 m de profundidad, interpretado como alteración argílica producida por el reservorio geotérmico (Legault et al., 2012). A su vez, la capa conductora se encuentra interrumpida en el centro por una zona de resistividad más alta, la cual se interpreta que correspondería al centro del reservorio geotérmico (Legault et al., 2012). Las temperaturas estimadas para el reservorio en base al de geotermómetro de Na-K son de hasta 240°C (Achurra, 2010). Según Veloso et al. (2020) la migración de fluidos estaría controlado por un ambiente tectónico transpresivo, en donde las estructuras que presentan una orientación NW-SE asociadas a fallamiento de rumbo, favorecerían la migración de fluidos en la vertical.

En la tabla 4.4 se resume las principales características de los sistemas geotermiales incorporados en este trabajo de investigación.

	Atributo	Puchuldiza	Pampa Lirima	El Tatio- La Torta	Cerro Pabellón
C a l o r	Temperatura geotermal en superficie	85-90° C	66-80° C	40-80° C	88-118° C
	Temperatura estimada del reservorio	180-212° C	180-240° C	Reservorio principal 225-250° C	200-250° C
	Fuente de calor	Centros volcánicos Plioceno-Cuaternario	Cuerpo parcialmente fundido a profundidad mayor de 2 km	Cuerpo Magmático Altiplano Puna	Cuerpo Magmático Altiplano Puna
	Alteración hidrotermal en el reservorio	?	?	?	Alteración propilitica
	Alteración hidrotermal borde externo del reservorio	Alteración argílica	Alteración argílica	Alteración argílica	Alteración argílica y subpropilitica
P e r m e a b i l i d a	Ambiente tectónico-geotermal	Transpresión	Transpresión	Transpresión	Extensión local, graben orientado NW-SE
	Expresión superficial (litología)	Secuencias volcánicas y sedimentarias	Secuencias sedimentarias no consolidadas	Depósitos lacustres no consolidados	Secuencias volcánicas
	Litología y profundidad del reservorio	Andesitas entre los 600-1000 m	Ignimbritas entre los 700-800 m	Reservorio principal (A) en ignimbritas fracturadas (500 m) y reservorio	Unidades andesíticas entre los 500- 2000 de prof.

				secundario (B) hospedado en ignimbritas (200 m)	
	Capa sello o clay cap	Alteración argílica	Alteración argílica	Alteración argílica avanzada	Alteración argílica avanzada
F l u i d o s	Características del fluido	Aguas termales y fumarolas	Manantiales termales	Geiseres, fumarolas y manantiales termales	Fumarolas de vapor
	Masas de agua cercanas	Río Puchuldiza	Río Coscaya	Río El salado. Caldera Tocopuru posible zona de recarga	?
	Alteración hidrotermal en superficie terrestre	Argílica, fílica	Argílica y fílica	Alteración argílica y silicificación	Alteración argílica y azufre

Tabla 4.4: Síntesis de las principales características de los sistemas geotérmicos Puchuldiza, Pampa Lirima, El Tatio-La Torta y Cerro Pabellón. Basada en la información recopilada en el marco teórico.

5. Metodología

Para identificar cuáles son los sectores con mayor potencial de encontrar un sistema geotermal en la Precordillera de la región de Tarapacá, en este trabajo se realizó un análisis geoespacial de la información geológica y geofísica disponible (sección 5.1). Este análisis consistió en integrar y comparar la distribución espacial de elementos considerados como estimadores de condiciones favorables para la ocurrencia de un sistema geotermal (ver sección 4.3 del Marco Teórico). Para identificar zonas con mayor potencial de manera cuantitativa, se analizó de manera integrada todas las capas de información utilizando un método de ponderación que proviene de la exploración en la industria del petróleo (sección 5.2). A continuación, se detallará la metodología utilizada para este trabajo de investigación:

5.1 Recopilación de la información

La información utilizada para el análisis de este trabajo consistió en:

5.1.1 Geología

En primer lugar, se recopiló información de las unidades y estructuras geológicas presentes a lo largo de la Pc basado principalmente en el mapa geológico a escala 1:1.000.000 de Chile (Sernageomin, 2003) complementada con trabajos regionales tomados de Pinto et al. (2004); Cortés et al. (2012a); Gallardo (2015); Muñoz (2017); Labbé et al. (2018) y Poblete (2020). Esta información se digitalizó y compiló mediante el software ArcGis (10.3), obteniendo un mapa geológico compilado en formato shape. En segundo lugar, se recopiló información sobre las manifestaciones geotermales presentes en la Pc con sus respectivas temperaturas y búsqueda de reservorios geotermales en donde se han estimado sus temperaturas mediante geotermometría. En tercer lugar, se compilaron las características geológicas presentes en los principales sistemas geotermales en el norte de Chile, principalmente de atributos relacionados a factores favorables para la ocurrencia de sistemas geotermales, tales como rocas que albergan el reservorio, características estructurales, temperatura y profundidad estimada del reservorio, manifestaciones geotermales en superficie con sus respectivas temperaturas, alteraciones hidrotermales en superficie y dentro del reservorio, posibles zonas de recarga,

fuentes de calor posibles y el control estructural que facilita la migración de fluidos en la vertical para la zona de estudio.

5.1.2 Geofísica

Como se explicó en la sección 4.3.1.4 del Marco Teórico, las zonas de baja resistividad eléctrica pueden interpretarse como condiciones favorables de calor, permeabilidad o fluidos. Se utilizó el mapa de resistividad eléctrica a una profundidad de 3.30 Km (ver figura 4.1a) interpretado por el estudio de Kühn et al. (2014). En este mapa se seleccionaron las áreas que presentan una baja resistividad eléctrica (menores a $1 \Omega\text{m}$) en polígonos formato shape. El mapa de Kühn et al. (2014) solo cubre parcialmente el área de estudio, al sur de los (19.5°S). Para extender el análisis al norte de los 19.5°S , se interpretó que las zonas de baja resistividad eléctrica se proyectan hacia el norte siguiendo el mismo patrón (N-S) de forma continua, ya que Kühn et al. (2014) mencionan que el sistema estructural WTS es continuo a lo largo de la Pc (ver letra *F*, figura 4.1a).

5.1.3 Imágenes satelitales

Para estimar la presencia de alteración hidrotermal se realizó análisis espectral de imágenes satelitales. Se utilizaron 14 imágenes satelitales ASTER, descargadas través de la plataforma online EarthData¹ (ver tabla 1 en Anexo). La cantidad de imágenes descargadas está basada en la cantidad imágenes necesarias para cubrir toda el área de estudio. El criterio utilizado para descargar cada imagen satelital se basó en el porcentaje de nubosidad ($<10\%$) y que tuvieran las 14 bandas espectrales, incluidos los sensores OLI y TIRS. A cada imagen satelital se le aplicó una corrección atmosférica (DOS1) en el software QGIS para tener una mejor interacción entre los sensores del satélite y eliminar defectos propios de la atmósfera. Para la identificación de la alteración argílica se utilizó la combinación de bandas espectrales (B4/B5, B4/B6, B4/B7) utilizando el software ArcGIS 10.3, en donde los minerales de arcilla se pueden identificar ya que toman tonalidades de color blanco (Pérez et al., 2010).

¹ <https://www.earthdata.nasa.gov/>

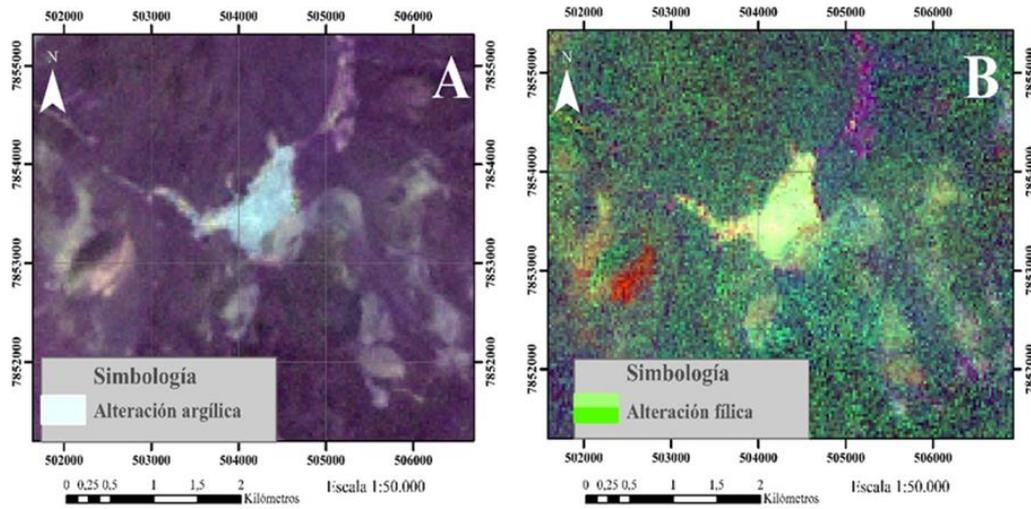
Para la identificación de alteración fílica se utilizó la combinación (B4/B6, B5/B6, B5/B8), donde los colores verdes claros representan dicha alteración y las tonalidades rojas representan la alteración argílica avanzada (Khosroshahizadeh et al., 2015). Una vez creadas las combinaciones de bandas espectrales para identificar los dos tipos de alteración, las zonas donde la intensidad de cada uno de estos colores sugería la presencia de las respectivas alteraciones fueron encerradas mediante polígonos, generando un archivo en formato shape.

Los sistemas geotermales recientes están caracterizados por alteraciones hidrotermales del tipo propilítica, argílica, fílica y silicificación (Maza et al., 2019; Lindsey et al., 2021). La presencia de estas alteraciones puede utilizarse como guías de exploración geotérmica. En este trabajo solo se consideraron zonas con alteración argílica y fílica ya que se pueden encontrar de forma rápida utilizando imágenes satelitales, además, representan las partes altas de un sistema geotermal que puede estar todavía presente y activo en profundidad (Lindsey et al., 2021). Zonas de alteración propilítica no se consideraron, ya que las rocas que afloran y presentan esta alteración comúnmente representa núcleos de sistemas geotérmicos extintos y erosionados. Tampoco se consideraron zonas silicificadas, porque la identificación de silicificación utilizando imágenes satelitales puede presentar problemas, ya que se puede asociar a rocas ricas en sílice como cuarcitas y areniscas (Lindsey et al., 2021). Utilizando las imágenes satelitales se verificó la existencia de zonas con alteraciones (argílica y fílica) en los sectores de Puchuldiza y Pampa Lirima (ver figura 5.1), lo cual es consistente con las descripciones de alteración para estos sectores (Lahsen, 1974; Legault et al., 2012).

5.1.4 Fotointerpretación geológica

En este apartado se utilizan las imágenes satelitales descargadas para fotointerpretar la presencia de calderas y centros volcánicos, a partir de las cuales se obtuvieron polígonos compilados en un archivo shape. Los centros volcánicos que presentaban tendencias lineales se unieron mediante líneas (shape) definiendo de esta forma los lineamientos volcánicos.

Sector de Puchuldiza



Sector de Pampa Lirima

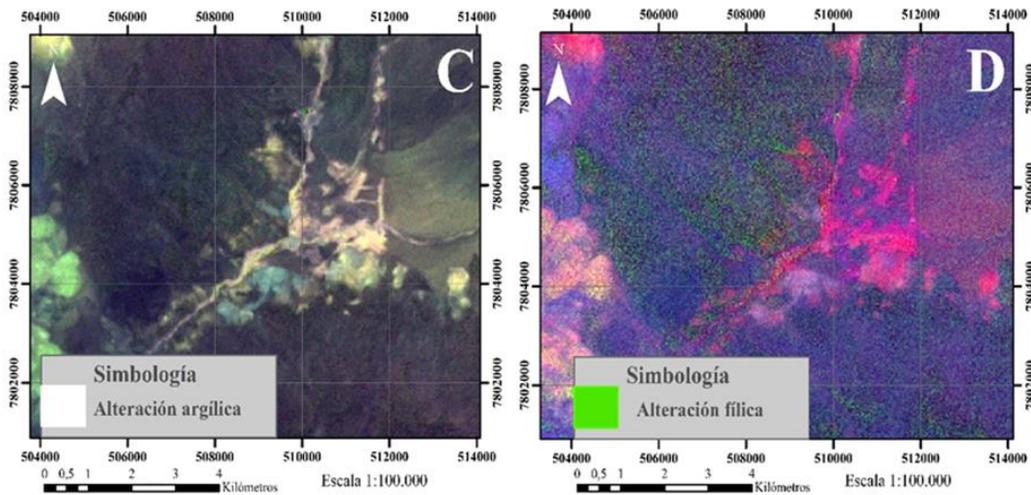


Figura 5.1: Ejemplo de zonas donde se interpretó presencia de alteración argílica y filica mediante el análisis de imágenes satelitales. Se muestran los sectores de Puchuldiza y Pampa Lirima, donde estudios geológicos reportan la presencia de estas alteraciones.

5.2 Método de superposición ponderada (Weighed Overlay)

Para identificar los sectores donde se encuentran mayor cantidad de factores favorables para la ocurrencia de un sistema geotermal, se utilizó el método de superposición ponderada (p.ej. Lindsey et al., 2021), utilizando la herramienta Weighed Overlay en el software ArcGis versión 10.3. Este método se aplica por separado sobre cada una de las condiciones geológicas necesarias para tener un sistema geotermal (calor, permeabilidad

y fluidos). Cada una de estas condiciones presenta estimadores (atributos), a los cuales se les asigna un peso que va desde 0 a 10 según el grado de confianza de la información (ver tabla 5.1). Por ejemplo, en la tabla 5.2 se muestran los atributos que componen un modelo de una condición geológica con sus respectivos pesos. En este ejemplo, la suma total de los pesos es igual a 28, entonces para calcular el porcentaje de relevancia de cada atributo dentro de un modelo (ponderación del atributo), se calcula el porcentaje que ocupa cada peso en relación la suma total.

Grado de confianza del atributo	Peso	Grado de confianza del subatributo	Peso
Certero	10	Certero	100
Media alta	8	Media alta	80
Media	6	Media	60
Media baja	4	Media baja	40
Baja	2	Baja	20
Nula	0	Nula	0

Tabla 5.1: Forma de cuantificar el grado de confianza de los atributos y subatributos utilizados en este trabajo.

Atributos	Grado de confianza del atributo	Peso	Ponderación del atributo (%)
A	Certero	10	36
C	Muy alto	8	29
D	Media	6	21
B	Media baja	4	14
Suma total		28	100

Tabla 5.2: Peso entregado a cada atributo que forma parte de un modelo con sus respectivas ponderaciones de atributo (%). Basado en Lindsey et al. (2021).

Cada atributo que forma parte de un modelo a su vez contiene subatributos que se le asignan pesos de 0-100 según su grado de confianza (ver tabla 5.1).

La superposición ponderada consiste en como la probabilidad de que en un sector estén presentes las condiciones de aporte calor, permeabilidad o fluidos necesarios para que exista un reservorio geotermal, considerando los atributos y subatributos que componen cada modelo. En la figura 5.2 se muestra un ejemplo que considera los atributos y subatributos que componen un modelo y se calcula la superposición ponderada. Utilizando el resultado final de superposición ponderada para cada modelo, se podrá estimar la

potencialidad que presenta cada sector (ver tabla 5.3). Todos los pesos de los atributos y subatributos utilizados en este trabajo están basados en Lindsey et al. (2021), salvo que se indique lo contrario.

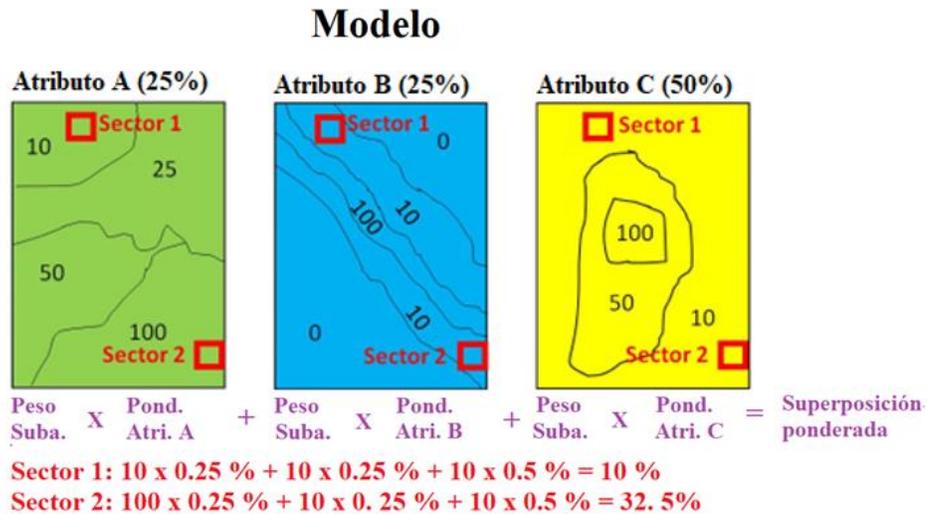


Figura 5.2: Ejemplo del método de superposición ponderada. Se ilustra la forma de cómo se calcula la probabilidad de encontrar las condiciones favorables para un sistema geotermal en dos sectores, considerando los atributos y subatributos que componen un modelo.

Modelo final	Potencialidad	Superposición ponderada %
A	Muy Favorable	80-100
	Favorable	60-80
	Medianamente favorable	50-60
	Medianamente desfavorable	30-50
	No favorable	0-30

Tabla 5.3: Potencialidad que presenta un sector considerando el resultado final de la superposición ponderada para cada modelo.

5.3 Modelo de calor

Como se explicó en la sección 4.3.1 del Marco Teórico, para estimar la presencia de fuentes de calor se consideró la ocurrencia de los siguientes atributos: manifestaciones termales, rocas volcánicas, zonas de baja resistividad eléctrica en la corteza superior y alteraciones hidrotermales (ver tabla 5.4). Se interpreta que la ponderación final calculada para este modelo indica la favorabilidad de encontrar fuentes que aporten calor a un eventual sistema geotermal. El flujo de trabajo utilizado para crear el modelo de calor se detalla en la tabla 5.5.

Modelo de calor			
Atributos	Grado de confianza del atributo	Peso	Ponderación del atributo (%)
Manifestaciones termales	Certero	10	38
Zonas de baja resistividad eléctrica	Muy alto	8	31
Rocas volcánicas	Media	6	23
Alteración hidrotermal	Media baja	2	8
	Suma total	26	100

Tabla 5.4: Peso entregado a cada atributo que forma parte del modelo de calor y sus respectivas ponderaciones de atributo (%). Basado principalmente en Lindsey et al. (2021).

MODELO DE CALOR							
PASO 1		PASO 2		PASO 3		PASO 4	
Ubicación de las temperaturas máximas de las manifestaciones y reservorios geotermiales. Cada punto tiene un radio de influencia de 2 km		Transformación de los puntos en formato shape a formato raster.		Reclasificación de los raster asignando un peso de 0-100		Ponderación de atributo (38 %)	Resultado final
Zonas de baja resistividad eléctrica. Utilización del mapa magnetotélurico de Kühn et al. (2014).		Zonas de baja resistividad eléctrica encerradas en polígonos.		Reclasificación de los raster asignando un peso de 0-100		Ponderación de atributo (31%)	
Las rocas volcánicas fueron separadas según litología y edad.		Transformación de los polígonos a formato raster.		Reclasificación de las capas raster (edad y tipo de roca volcánica) asignando un peso de 0-100		Modelo final Combinando la capa de roca volcánica y edad de las rocas volcánicas con un peso del 50% para cada capa. Ponderación de atributo (23%)	
Utilización de imágenes satelitales ASTER para distinguir zonas con alteración argílica y filica. Para cada alteración las zonas favorables se encerraron en polígonos diferentes.		Para cada alteración los polígonos (formato shape) se convirtieron a formato raster.		Reclasificación de las capas raster (alteración argílica y filica) asignando un peso de 0-100		Modelo final combinando las capas alteración argílica y filica con un peso del 50% para cada capa. Ponderación de atributo (8 %)	
Para los polígonos, puntos, conversiones de formato, reclasificación y combinación de bandas espectrales en las imágenes satelitales ASTER se utilizó el software ArcGis 10.3		Utilización de la herramienta Polygon to Raster con un Tamaño de pixel de 30 metros.		Utilización de la herramienta Reclassify, espacios vacíos se rellenaron con un peso de 0, mientras que los sitios más favorables tienen un peso de 100		Utilización de la herramienta Weighted Overlay para los modelos de alteración hidrotermal y rocas volcánicas.	
						Utilización de la herramienta Weighted Overlay para combinar y ponderar las 6 capas de información	

Tabla 5.5: Flujo de trabajo para completar el modelo de calor.

5.3.1 Manifestaciones termales

Este atributo corresponde a la evidencia más clara de que un reservorio geotermal se encuentra en el subsuelo, por lo que se le asigna un peso de 10 (ver tabla 5.4). Los subatributos que componen el atributo de fluidos calientes están basados en el rango de temperaturas de las manifestaciones geotermales y/o temperaturas estimadas para los reservorios geotermales con pesos que van desde 0 a 100 (ver tabla 5.6), escogiendo el peso más alto para cada zona, ya sea para la temperatura superficial de las manifestaciones geotermales o la temperatura estimada del reservorio geotermal. En base a las profundidades estimadas para las fuentes de calor ($\approx 3\text{km}$ de profundidad) y los reservorios geotérmicos ($\approx 1\text{km}$ de profundidad) se dio para cada punto un radio de influencia de 2 km (distancia aproximada entre la fuente de calor y el reservorio geotérmico), este criterio para el radio de influencia de cada punto termal se basa en la metodología utilizada por Lindsey et al. (2021).

Temperatura superficial de las manifestaciones termales	Temperatura estimada del reservorio geotermal	Peso
$70^{\circ}\text{C} >$	$150^{\circ}\text{C} >$	100
$50^{\circ} < 70^{\circ}\text{C}$	$120^{\circ} < 150^{\circ}\text{C}$	80
$30^{\circ} < 50^{\circ}\text{C}$	-	60
$20^{\circ} < 30^{\circ}\text{C}$	$75^{\circ} < 120^{\circ}\text{C}$	20
$< 20^{\circ}\text{C}$	$< 75^{\circ}\text{C}$	0

Tabla 5.6: Subatributos que conforman el atributo de manifestaciones termales con sus respectivos pesos. Basado en Lindsey et al. (2021).

5.3.2 Zonas de baja resistividad eléctrica

Como se explicó en la sección 4.3.1.4 y 5.1.1, esta información puede utilizarse como evidencia de una posible fuente de calor. A este atributo se le asignó un peso medio alto (8, ver tabla 5.4), ya que estudios magnetotelúricos interpretan acumulación de fluidos hidrotermales controlados por el sistema estructural WTS (Brasse et al., 2002; Kühn et al., 2014; Araya Vargas et al., 2019).

El atributo de zonas de baja resistividad eléctrica se dividió en dos subatributos (ver tabla 5.7). Las zonas con resistividad $\leq 1 \Omega\text{m}$ contenidas dentro del mapa de Kühn et al. (2014) se le asignó un peso de 100. Las zonas de baja resistividad eléctrica interpretadas en esta tesis al norte de los $19,5^\circ\text{S}$ (ver sección 5.1.2) se les asignó un peso de 60, ya que se tiene menos certidumbre de su presencia.

Subatributo	Peso
Zonas menores $1 \Omega\text{m}$	100
Zonas de baja resistividad interpretadas al norte de $19,5^\circ\text{S}$	60

Tabla 5.7: Subatributos considerados para zonas de baja resistividad eléctrica.

5.3.3 Rocas volcánicas

A este atributo se le asignó un peso medio (6, ver tabla 5.4), ya que Lahsen (1974) menciona que posiblemente la fuente de calor provenga de rocas volcánicas, por lo que se pueden considerar como evidencias de presencia de sistemas magmáticos cercanos que pueden actuar como fuentes de calor. La distribución de rocas volcánicas se obtuvo a partir del shape de geología. La edad y el tipo de rocas volcánicas corresponden a los subatributos (ver tabla 5.8) que componen el atributo de rocas volcánicas. Cada uno de estos subatributos pesa un 50%, de igual manera como lo utilizó Lindsey et al. (2021). Los pesos asignados a la edad de las rocas volcánicas están basados en Lahsen (1974), el cual menciona que posiblemente la fuente de calor proviene de secuencias volcánicas del Plioceno. Los pesos asignados al tipo de rocas volcánicas están basados en Lindsey et al. (2021).

Edad roca volcánica (50%)	Peso
Cuaternario	80
Plioceno	60
Mioceno	20
Más antiguo que el Mioceno	0
Tipo de roca volcánica (50%)	Peso
Intermedia	100
Piroclástica	0

Tabla 5.8: Peso entregado para rocas volcánicas según su edad y tipo. Basado parcialmente en Lindsey et al. (2021).

5.3.4 Alteración hidrotermal

Si bien Lindsey et al. (2021) le entrega a la alteración hidrotermal un peso de 6 (de un máximo de 10), en este trabajo se decidió entregarle un peso de 2 (ver tabla 5.4), ya que no se dispone de información del tipo de alteración hidrotermal ni de sus respectivas edades. Además, las zonas con alteración hidrotermal se estimaron del análisis de imágenes satelitales, ocurrencias que no han sido verificadas con evidencia de terreno. El atributo de alteración hidrotermal se dividió en dos subatributos: el tipo de alteración hidrotermal y la edad de la roca donde se ubica cada zona de alteración (ver tabla 5.9). Cada uno de estos subatributos tiene 50% de influencia en el producto final del atributo de alteración hidrotermal (basado en Lindsey et al., 2021). El peso entregado a los subatributos es de 20, ya que la edad de las rocas no es un indicador confiable de la edad de las alteraciones hidrotermales, ya que puede existir el escenario que rocas muy antiguas puedan estar afectadas en la actualidad por un sistema geotermal. Solo se le asignó un peso de 100 a aquellas zonas donde se sabe por literatura que estas alteraciones son actuales (por ej.: Puchuldiza y Pampa Lirima).

Alteración hidrotermal	Edad de la roca alterada	Peso	Alteración hidrotermal	Edad de la roca alterada	Peso
fílica (50%)	Actual	100	argílica (50%)	Actual	100
	Mioceno-Cuaternario	20		Mioceno-Cuaternario	20
	Pleistoceno-Holoceno	20		Pleistoceno-Holoceno	20
	Pleistoceno	20		Pleistoceno	20
	Plioceno-Pleistoceno	20		Plioceno-Pleistoceno	20
	Plioceno	20		Plioceno	20
	Mioceno	20		Mioceno	20
	Más antiguo que el Mioceno	20		Más antiguo que el Mioceno	20

Tabla 5.9: Peso entregado según el tipo y edad de las alteraciones hidrotermales. Basado parcialmente en Lindsey et al. (2021).

5.4 Modelo de permeabilidad

Como se explicó en la sección 4.3.2 del Marco Teórico, para estimar la presencia de permeabilidad necesaria para la existencia de un sistema geotermal se consideró la ocurrencia de los siguientes atributos: zonas de baja resistividad eléctrica en la corteza superior, tipo de litología, manifestaciones termales, arreglo estructural, fallas geológicas, calderas y centros volcánicos, alteraciones hidrotermales (ver tabla 5.10). Se interpreta que el valor final entregado por la superposición ponderada de estos pesos estima la probabilidad de encontrar una permeabilidad favorable para albergar reservorios geotérmicos en profundidad. El flujo de trabajo se detalla en la tabla 5.11. Para forzar a que la suma de la ponderación de todos los atributos suma 100%, los valores de algunos atributos se aproximaron al número entero más alto (zonas de baja resistividad eléctrica, tipo de litología, manifestaciones termales, arreglo estructural y

fallas geológicas), mientras que la ponderación de los restantes atributos se aproximó al número entero más bajo (alteración hidrotermal, calderas y centros volcánicos).

Modelo de permeabilidad			
Atributo	Grado de confianza del Atributo	Peso	Ponderación del atributo %
Zonas de baja resistividad eléctrica	Muy alto	8	24
Tipo de litología	Media	6	18
Manifestaciones termales	Media	6	18
Arreglo estructural	Media	6	18
Fallas geológicas	Media baja	4	12
Calderas y centros volcánicos	Baja	2	5
Alteración hidrotermal	Baja	2	5
	Total	34	100

Tabla 5.10: Peso entregado a cada atributo que forma parte del modelo de calor y sus respectivas ponderaciones de atributo (%). Basado principalmente en Lindsey et al. (2021).

MODELO DE PERMEABILIDAD				
PASO 1	PASO 2	PASO 3	PASO 4	Resultado final
Utilización del raster de zonas de baja resistividad eléctrica obtenido en el modelo de calor (ver Tabla 5.5).	-	-	Ponderación de atributo (24%)	
Utilización del shape de geología para identificar los tipos de roca presentes en el área de estudio	Según el tipo de litología se definió la permeabilidad primaria	Reclasificación de las capas raster asignado valores de 0-100	Ponderación de atributo (18%)	
Utilización del raster de manifestaciones termales obtenido en el modelo de calor (ver tabla 5.5)	-	-	Ponderación de atributo (18%)	
Identificación de intersección de planos de falla utilizando el shape de geología. Interpretación de lineamientos volcánicos	Creación de puntos (shape) en zonas de intersección de planos de falla. Digitalización de líneas (shape) para lineamientos volcánicos.	Reclasificación del raster asignando un peso de 0-100	Ponderación de atributo (18%)	
Identificación de las fallas geológicas presentes en el área de estudio utilizando el shape de geología.	Asignación de ponderaciones de subatributo según cinemática	Reclasificación del raster asignando un peso de 0-100	Ponderación de atributo (12%)	
Identificación de calderas y centros volcánicos mediante fotointerpretación		Reclasificación del raster asignando un peso de 0-100	Ponderación de atributo (5%)	
Utilización del raster de alteración hidrotermal obtenido en el modelo de calor (ver tabla 5.5)	-	-	Ponderación de atributo (5%)	
Se utilizó el software ArcGis 10.3 para los polígonos, puntos, conversiones de formato, reclasificación y combinación de bandas espectrales en las imágenes satelitales ASTER.	Utilización de la herramienta Euclidean distance para asignar el ancho de la zona de influencia a las estructuras lineales. Utilización de la herramienta Polygon to Raster.	Utilización de la herramienta Reclassify, espacios vacíos se rellenaron con un peso de 0, mientras que los sitios más favorables tienen un peso de 100.	Utilización de la herramienta Weighted Overlay para combinar las 7 capas de información.	

Tabla 5.11: Flujo de trabajo para completar el modelo de permeabilidad.

5.4.1 Zonas de baja resistividad eléctrica

Como se explicó en la sección 4.3.1.3 del Marco Teórico las zonas de baja resistividad eléctrica corresponden a un parámetro físico sensible a la presencia de fluidos, fases minerales conductoras y presencia de fusión parcial de las rocas, indicando algún tipo de permeabilidad, por este motivo, se le asignó un peso medio alto (8, ver tabla 5.10).

5.4.2 Tipo de litología

A este atributo se le asignó el peso medio (6, ver tabla 5.10), ya que litologías con permeabilidad favorable son fundamentales para la acumulación y almacenamiento de fluidos geotermales, pero típicamente las rocas son afectadas por diferentes factores geológicos externos (erosión, meteorización, eventos de deformación, etc.) otorgándole una permeabilidad secundaria.

Los subatributos considerados corresponden al tipo litológico predominante descrito para las unidades geológicas presentes en el área de estudio (ver tabla 5.12). Los pesos asignados a las unidades geológicas están basados en una estimación gruesa y cualitativa de la permeabilidad primaria que típicamente se espera para este tipo de litologías. Los depósitos clásticos no consolidados a semiconsolidados son aquellos que presentan la mayor permeabilidad primaria (ver tabla 4.2), por lo que se le asignó un peso de 100. A las secuencias volcano-sedimentarias se le asignó un peso de 80, ya que al contener rocas permeables facilitaría la circulación de fluidos geotermales, mientras que las rocas impermeables podrían facilitar el almacenamiento de fluidos geotermales bajo el subsuelo. Las secuencias sedimentarias clásticas al poseer una permeabilidad media se le asignó un peso de 60. Las secuencias de rocas volcánicas se le asignó un peso de 40, ya que presentan una permeabilidad baja (Lemus et al., 2015). Las rocas intrusivas, metamórficas e ignimbritas se le asignó un peso de 20, ya que típicamente presentan una permeabilidad primaria muy baja.

Unidades geológicas (subatributo)	Peso
Depósitos clásticos no consolidados a semiconsolidados	100
Rocas y secuencias volcano-sedimentarias	80
Rocas y secuencias sedimentarias clásticas	60
Rocas y secuencias volcánicas.	40
Rocas intrusivas, metamórficas e Ignimbritas.	20

Tabla 5.12: Subatributos que componen el atributo tipo de litología. Basado en Custodio y Llamas (2001) y Lemus et al. (2015).

5.4.3 Arreglo estructural

Como se explicó en la sección 4.3.2.1 del Marco Teórico, el arreglo estructural tiene influencia en la permeabilidad que facilita la circulación de fluidos. A este atributo se le asignó un peso medio (6, basado en Lindsey et al., 2021) ya que reúne las características estructurales favorables para la circulación de fluidos geotermales (ver tabla 5.10), pero parte de esta información es fotointerpretada.

Los subatributos se muestran en la tabla 5.13. La intersección de planos de falla corresponde a zonas donde existe un aumento de la permeabilidad secundaria (zona de daño) y se le asignó un peso de 100, con el mismo ancho de la zona de influencia que las fallas geológicas. A los lineamientos volcánicos se le asignó un peso de 20, ya que corresponde a estructuras interpretadas, con un ancho en la zona de influencia de 1 km ya que corresponden a rasgos morfológicos generados como respuesta a un fuerte control estructural (Assato et al., 2020).

Subatributos arreglo estructural	Peso	Ancho de influencia
Intercepción de planos de falla	100	500 metros
Lineamientos volcánicos	20	1 kilometro

Tabla 5.13: Subatributos considerados dentro del atributo arreglo estructural.

5.4.4 Fallas geológicas

Se interpretó que los sectores donde se han descrito o infieren fallas representan zonas favorables para encontrar permeabilidad adecuada para el transporte y acumulación de fluidos geotermales. A este atributo se le asignó un peso relativamente bajo (4, ver tabla 5.10), ya que no se dispone de la edad de las fallas presentes en el área de estudio, y por lo tanto no se tiene información sobre su grado de actividad. A cada falla se le asignó un ancho de influencia de 500 metros. La asignación de este ancho de influencia busca incluir como potencial zona favorable los entornos de estas estructuras, donde se puede tener la presencia de permeabilidad adecuada en la zona de daño.

Los subatributos considerados se muestran en la tabla 5.14. A las flexuras identificadas en el borde occidental de la Precordillera (p.ej. flexura Aroma; Farías et al., 2005) se le asignó un ancho en la zona de influencia de 1 km (zona de daño), ya se relaciona a una mayor zona de daño que las fallas geológicas, además, según lo que menciona Veloso et al. (2020) este tipo de estructuras facilitarían la acumulación de fluidos en el subsuelo, por estos motivos se le asignó un peso de 100. A las fallas de rumbo, se le asignó un peso de 60, ya que facilitarían el movimiento de fluidos tanto meteóricos como geotermales en la vertical (Veloso et al., 2021), además, se relaciona a una menor zona de daño (500 m) que las flexuras (1 km). Los ejes de pliegue y fallas inversas se consideran estructuras que favorecerían la acumulación de fluidos en el subsuelo (Oyarzun y Lillo, 2012; Veloso et al., 2020) por lo que se le asignó un peso de 40, además, el ancho de influencia en los ejes de pliegue es el mismo utilizado en las fallas geológicas (500 m). Según lo que menciona Lindsey et al. (2021), la mayoría de los centros geotérmicos en el mundo están vinculados a fallas normales, lo que no se correlaciona con lo descrito dentro del área de estudio, además, no favorecería la acumulación de fluidos geotermales en el subsuelo, por este motivo se le asignó un peso de 20, al igual que a las fallas que no tienen descripción de su cinemática.

Subatributo (cinemática de fallas)	Peso	Zona de influencia
Flexuras	100	1 Kilómetros
Fallas de rumbo	60	500 metros
Fallas inversas y pliegues	40	500 metros
Fallas normales y sin información cinemática.	20	500 metros

Tabla 5.14: Subatributos considerados dentro del atributo fallas geológicas.

5.4.5 Calderas volcánicas y centros volcánicos.

A este atributo se le asignó un peso relativamente bajo (2, ver tabla 5.10), ya que la identificación de calderas y centros volcánicos se basó en fotointerpretación geológica. El flujo de trabajo de este atributo se detalla en la tabla 5.11. Los subatributos utilizados se detallan en la tabla 5.15. A las calderas volcánicas se le asignó un peso de 80, ya que corresponden a estructuras fotointerpretadas y posiblemente generadas por el desalojo de cámaras magmáticas durante una erupción volcánica. Los centros volcánicos se le asignó un peso de 20, ya que, si bien son expresiones de erupciones volcánicas, aún pueden contener cámaras magmáticas en proceso de enfriamiento, además, se le asignó un radio de influencia de 500 metros para captar entornos estructurales favorables.

Subatributo	Peso	Ancho de influencia
Calderas volcánicas	80	Limitada por los bordes de la calderas volcánica en superficie
Centros volcánicos	20	500 metros

Tabla 5.15: Subatributos considerados para el atributo calderas y centros volcánicos.

5.4.6 Alteraciones hidrotermales

Como la generación de zonas de alteración hidrotermal requiere de la interacción entre rocas y fluidos, se interpretó que la presencia de alteración hidrotermal indicaría condiciones favorables de permeabilidad en el subsuelo. A este atributo se le asignó un peso bajo de 2 (ver tabla 5.10), ya que la identificación de zonas de alteración hidrotermal se realizó mediante un método indirecto (análisis de imágenes satelitales, ver sección 4.1). Además, no se tiene información sobre la edad de las zonas de alteración hidrotermal identificadas, y por lo tanto no se conoce la antigüedad de la eventual condición favorable de permeabilidad que indicarían estas zonas.

5.5 Modelo de fluidos

Como se explicó en la sección 4.3.1 y 4.3.3 del Marco Teórico, para estimar la presencia de fluidos se consideró la ocurrencia de los siguientes atributos: manifestaciones termales, zonas de baja resistividad eléctrica en la corteza superior, masas de agua y alteraciones hidrotermales (ver tabla 5.16). Se interpreta que el resultado final de este modelo (calculado con el método de superposición ponderada) estima la probabilidad de encontrar en el subsuelo un volumen de fluidos que puede contribuir a la generación de un reservorio geotermal. El flujo de trabajo para crear el modelo de fluidos se detalla en la tabla 5.17.

Modelo de fluidos			
Atributos	Grado de confianza del atributo	Peso	Ponderación del atributo (%)
Manifestaciones termales	Certero	10	38
Zonas de baja resistividad eléctrica	Muy alto	8	31
Masas de agua	Media	6	23
Alteración hidrotermal	Muy baja	2	8
	Suma total	26	100

Tabla 5.16: Peso entregado a cada atributo que forma parte del modelo de fluidos y sus respectivas ponderaciones de atributo (%). Basado en Lindsey et al. (2021).

MODELO DE FLUIDOS					
PASO 1	PASO 2		PASO 3	PASO 4	Resultado final
Utilización del raster de la capa de información (manifestaciones termales) obtenido en el modelo de calor (ver tabla 5.5).	-		-	Ponderación de atributo (38%)	
Utilización del raster de (zonas de baja resistividad eléctrica) obtenido en el modelo de calor (ver tabla 5.5).	-		-	Ponderación de atributo (31%)	
Ubicación de las masas de agua.	Masas de agua encerradas en polígonos y transformación a formato raster.		Reclasificación de los raster asignando un peso de 0-100	Ponderación de atributo (23%)	
Utilización del raster de (alteraciones hidrotermales) obtenido en el modelo de calor (ver tabla 5.5)				Ponderación de atributo (8%)	
Se utilizó el software ArcGis 10.3 para obtener los polígonos, puntos, conversiones de	Utilización de la herramienta Polygon to		Utilización de la herramienta Reclassify, espacios vacíos se	Utilización de la herramienta Weighted Overlay para	

formato, reclasificación y combinación de bandas espectrales en las imágenes satelitales ASTER.	Raster con un Tamaño de pixel de 30 metros.	rellenaron con un peso de 0, mientras que los sitios más favorables tienen un peso de 100.	combinar y ponderar las 4 capas de información.
---	---	--	---

Tabla 5.17: Flujo de trabajo para completar el modelo de fluidos.

5.5.1 Manifestaciones termales

Como se explicó en la sección 4.3.3.1, este atributo es una evidencia directa de la presencia de fluidos calientes en profundidad. A este atributo se le asignó el máximo peso (10, ver tabla 5.16), ya que corresponde a un indicador directo de la presencia de fluidos termales en el subsuelo. La ubicación de las manifestaciones termales se obtuvo de la misma capa de información que se utilizó en el modelo de calor y permeabilidad.

5.5.2 Zonas de baja resistividad eléctrica

A este atributo se le asignó un peso relativamente alto (8, ver tabla 5.16), ya que estudios magnetoteléuticos han interpretado la presencia acumulación de fluidos hidrotermales en la Precordillera posiblemente siendo controlados por el sistema de falla estructural WTS (Brasse et al., 2002; Kühn et al., 2014; Araya Vargas et al., 2019). Estas zonas se obtuvieron de la misma capa de información que se utilizó en el modelo de calor.

5.5.3 Masas de agua

Como se explicó en la sección de 4.3.3.3, este atributo corresponde a evidencias de aguas superficiales y subterráneas, encerradas en polígonos formato shape. A este atributo se le asignó un peso medio (6, ver tabla 5.16), ya que da cuenta de la presencia de fluidos superficiales cuya temperatura es probablemente cercana a la temperatura atmosférica. En el caso de las aguas subterráneas, su peso medio se debe a que la extensión y profundidad de estas masas de agua no se encuentran bien definidas.

Los subatributos se detallan en la tabla 5.18. Los puntos de muestreo de aguas subterráneas se le asignó el mismo radio de influencia que las manifestaciones termales (2 Km) para poder captar entornos geológicos favorables, mientras que a los ríos se le dio un radio de 1 Km ya que corresponde a evidencias de aguas superficiales. Los shape de pozos de agua, acuíferos (acuíferos protegidos y SHAC) y lagunas se obtuvieron de

la Dirección General de Aguas (DGA)². En el sector de Pampa Lirima solo se utilizó el shape de acuíferos protegidos, ya que se consideró más representativo por tener una menor extensión del área en comparación al shape SCHAC. Los shape de ríos se obtuvieron del mapa vectorial de la Biblioteca del Congreso Nacional de Chile (BCN)³ y los salares del shape de geología. Al subatributo pozos de agua se le asignó un peso de 100, ya que corresponde a una evidencia directa de fluidos bajo el subsuelo. A los acuíferos se les asignó un peso de 60, ya que su distribución espacial no es del todo confiable. Las manifestaciones termales corresponden a evidencias superficiales de aguas subterráneas, por lo que se le asignó un peso de 40. A las lagunas se le asignó un peso de 40, ya que corresponde a aguas estacionarias que podrían aportar una mayor cantidad de fluidos bajo el subsuelo. Los ríos y salares se le asignó un peso de 20, ya que corresponde a evidencias de aguas superficiales.

Atributo	Subatributo	Peso
Masas de agua	Pozos de agua	100
	Acuíferos	60
	Manifestaciones termales y lagunas	40
	Ríos y salares	20

Tabla 5.18: Subatributos que componen el atributo de masas de agua con sus respectivos pesos. Basado parcialmente en Lindsey et al. (2021).

5.5.4 Alteración hidrotermal

Como se explicó en la sección 4.3.3.2, la alteración hidrotermal implica que fluidos calientes circularon en algún momento por las rocas afectadas. A este atributo se le asignó un peso bajo (2, ver tabla 5.16), por el grado de incertidumbre de la edad de la alteración hidrotermal (y por lo tanto los fluidos que alteraron pueden ser pasados o actuales), y además porque estas zonas se interpretaron mediante imágenes satelitales.

² <https://dga.mop.gob.cl/estudiospublicaciones/mapoteca/Paginas/Mapoteca-Digital.aspx>

³ https://www.bcn.cl/siit/mapas_vectoriales/index_html

La ubicación de las zonas de alteración hidrotermal se obtuvo de la misma capa de información que se utilizó en el modelo de calor y permeabilidad.

5.6 Modelo combinado

Una vez terminados los modelos de calor, permeabilidad y fluidos, se combinaron como si fueran ponderaciones de atributo. Los subatributos que componen cada modelo son el resultado (%) de cada modelo. La combinación de los 3 modelos (calor, permeabilidad y fluidos) entregó el resultado final para interpretar la favorabilidad geotérmica. Se probaron 2 escenarios (ver tabla 5.19): el primer escenario se obtuvo utilizando la ponderación de capas utilizada por Lindsey et al. (2021), y el segundo escenario se obtuvo asignando una ponderación casi equitativa para los tres modelos. En el segundo escenario, se asignó una ponderación de 34% al modelo de calor, ya que el software no puede trabajar con ponderaciones de atributo que presenten decimales.

	Ponderaciones de atributo	
Modelo	Escenario 1	Escenario 2
Calor	47 %	34 %
Permeabilidad	18 %	33 %
Fluidos	35 %	33 %
Suma	100 %	100 %

Tabla 5.19: Ponderaciones de atributo para modelo.

6. Resultados

A continuación, se muestran los resultados obtenidos del modelo de calor, permeabilidad, fluidos y el modelo combinado entre ellos.

6.1 Resultados modelo de calor

Las figuras 6.1 A-C muestran los resultados para cada uno de los atributos del modelo de calor, obtenidos utilizando los pesos asignados indicados en la tabla 5.4. Las figuras 6.1 D y 6.2 muestran el resultado final del modelo de calor, obtenido mediante superposición ponderada de los atributos presentados en las figuras 6.1 A-C.

Los valores de superposición ponderada más altos para el modelo de calor se obtuvieron en el sector de Pampa Lirima (80-89 %, zonas muy favorables, ver figuras 6.1 D y 6.2). Destacan también valores de 60-80% (zonas favorables) en un área a 6 km al NW de Puchuldiza, en el sector de Puchuldiza y en el sector de Guanacota. Los alrededores del sector de Pampa Lirima, el sector de Laguna Churicollo, Baños de Berenguela, Baños de Quitariri y Baños de Chimisa presentan valores entre 40-60%, lo que corresponden a zonas medianamente favorables (ver tabla 5.3).

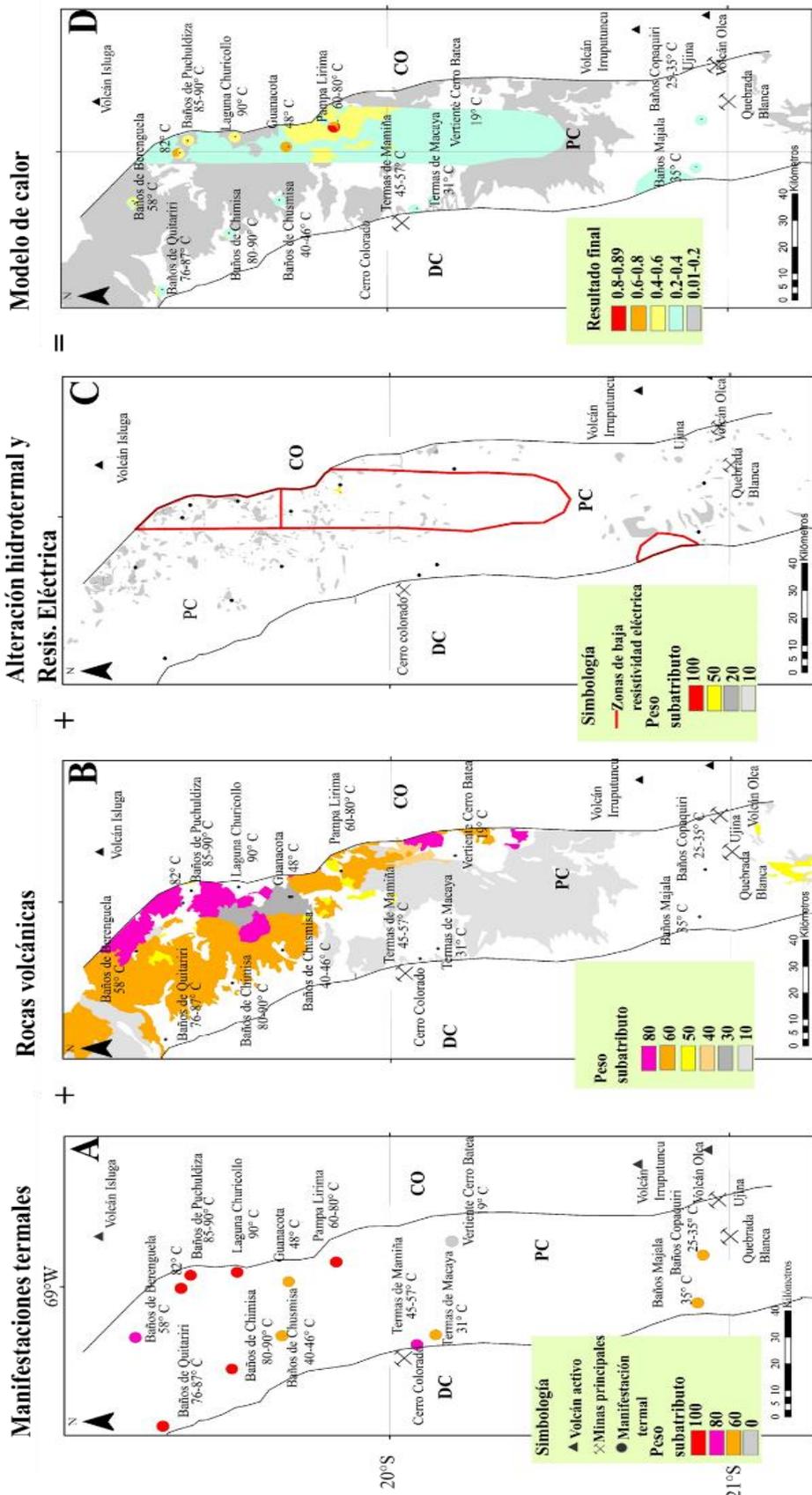


Figura 6.1: Resultado modelo de calor. A) Resultado atributo manifestaciones termales. B) Resultado atributo rocas volcánicas. C) Resultado atributo zonas de baja resistividad eléctrica y alteraciones hidrotermales, cabe notar que las únicas áreas con un peso de 100 fueron obtenidas en las inmediaciones de Pampa Lirima y Puchulidza (área roja muy pequeña a la escala de este mapa. D) Resultado modelo de calor.

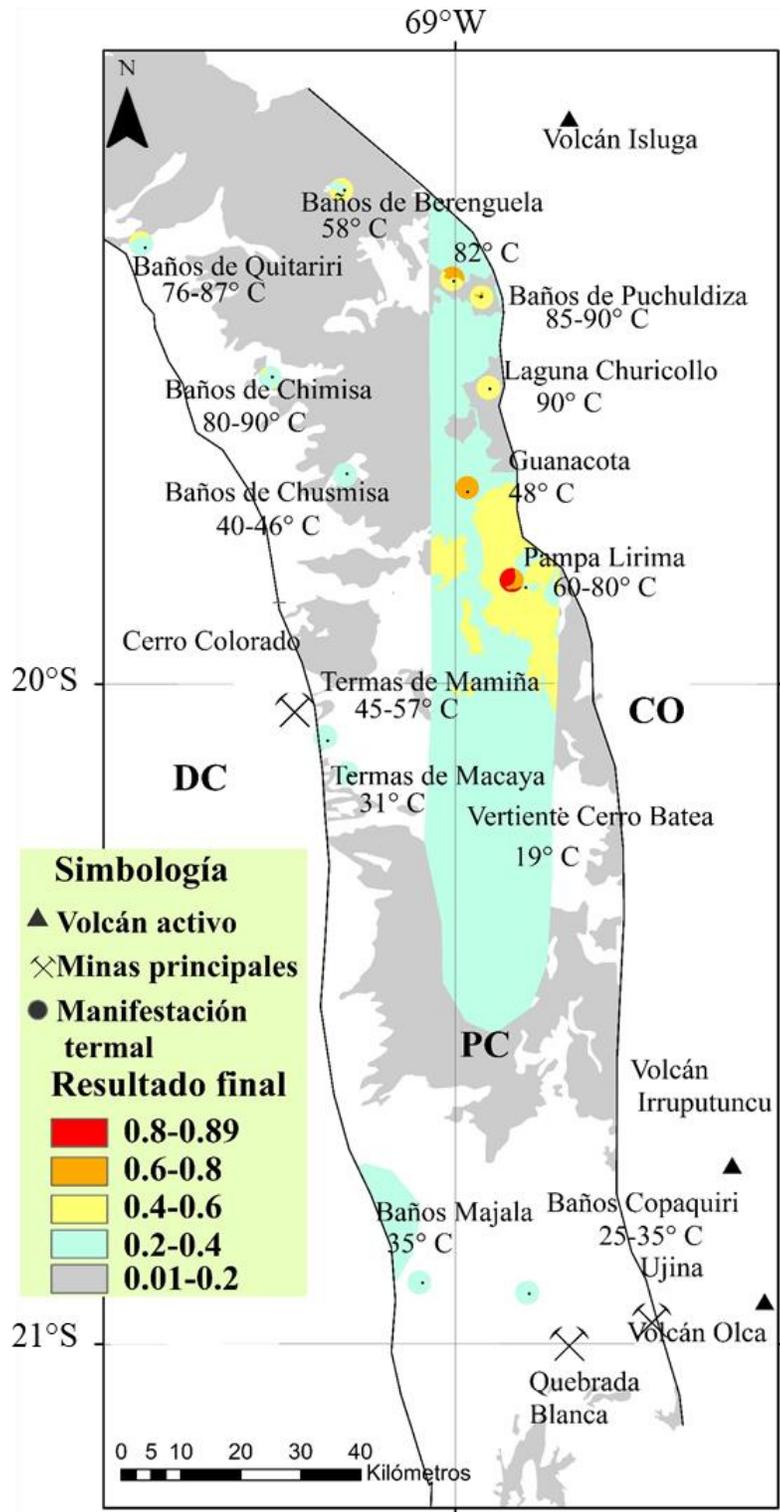


Figura 6.2: Resultado final (superposición ponderada) del modelo de calor.

6.2 Resultados modelo de permeabilidad

Las figuras 6.3 A-D muestran los resultados para cada uno de los atributos del modelo de permeabilidad, obtenidos utilizando los pesos asignados indicados en la tabla 5.10. Las figuras 6.3 E y 6.4 muestran el resultado final del modelo de permeabilidad, obtenido mediante superposición ponderada de los atributos presentados en las figuras 6.3 A-D.

Los valores de superposición ponderada más altos para el modelo de permeabilidad se obtuvieron en el sector de Puchuldiza (80-81%) y Pampa Lirima (60-80%). Destacan también como sectores medianamente favorables (40-60%): área a 6 Km al NW de Puchuldiza, Laguna Churicollo, las cercanías de Guanacota y al sur de Vertiente Cerro Batea.

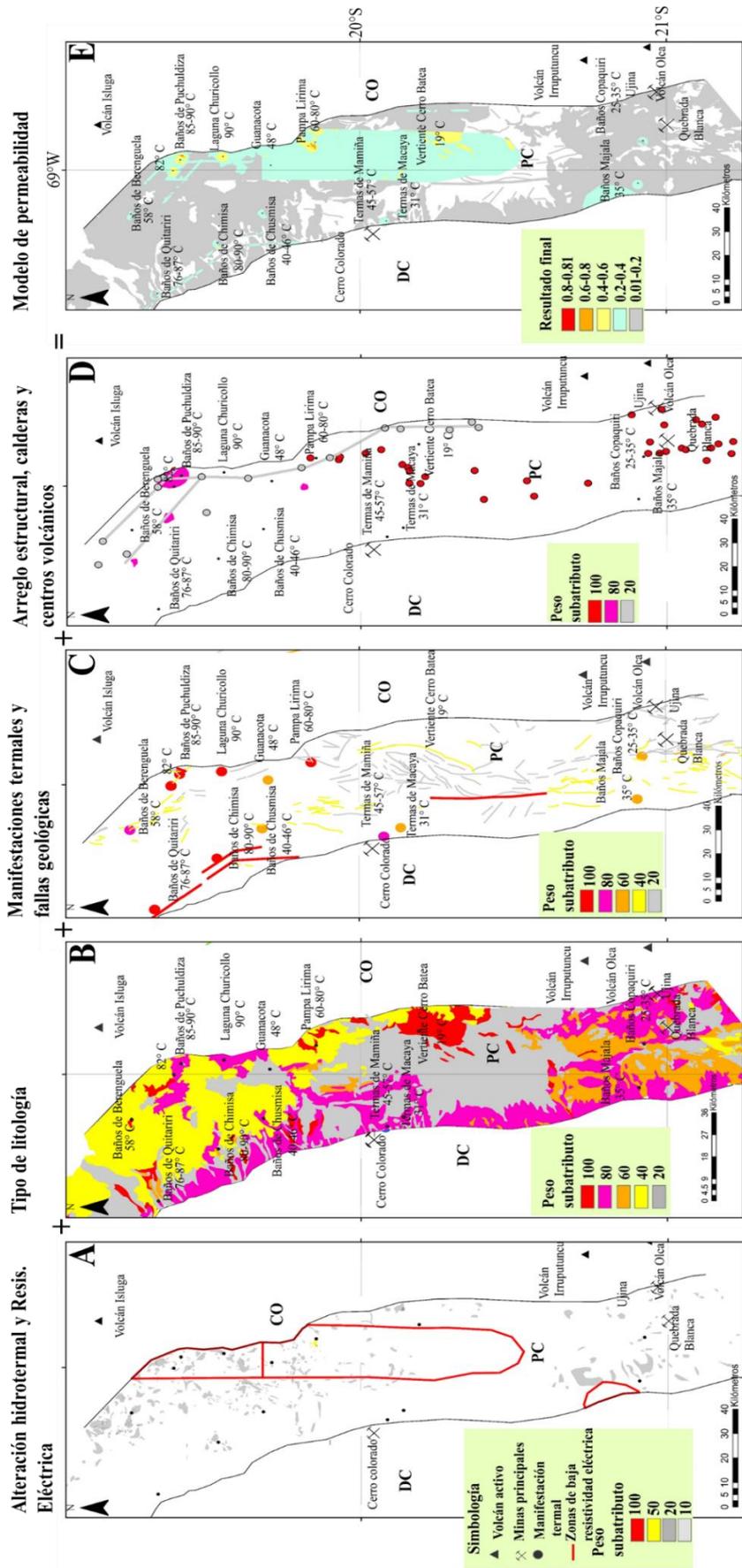


Figura 6.3: Resultado modelo de permeabilidad. A) Resultado del atributo alteraciones hidrotermales y zonas de baja resistividad eléctrica. B) Resultado del atributo tipo de litología. C) Resultado de los atributos manifestaciones termales y fallas geológicas. D) Resultado de los atributos arreglo estructural, calderas y centros volcánicos, donde la intersección de planos de falla presenta un peso de 100, calderas (80), centros volcánicos (20) y lineamientos volcánicos (20) y lineamientos volcánicos (20).

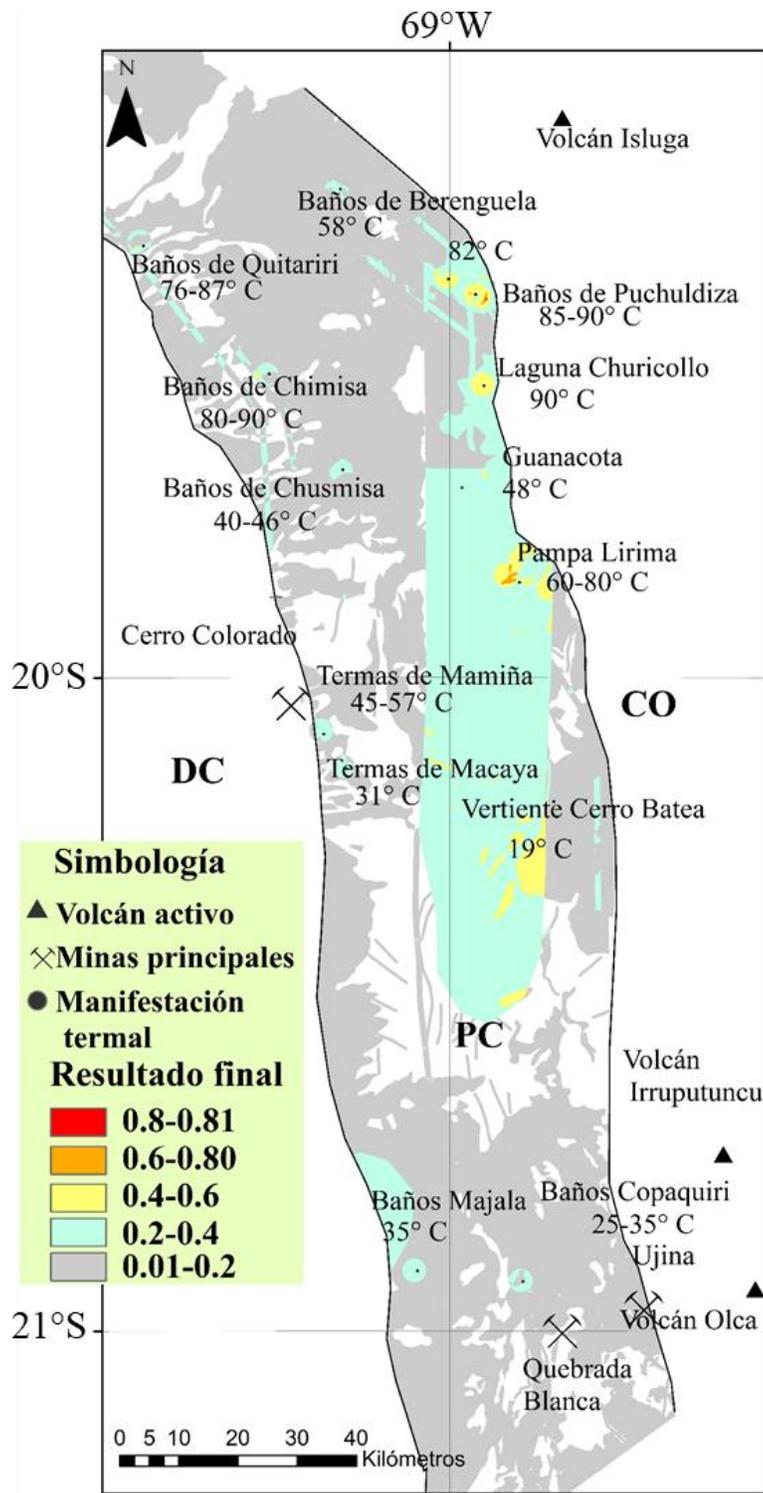


Figura 6.4: Resultado final (superposición ponderada) del modelo de permeabilidad.

6.3 Resultados modelo de fluidos

Las figuras 6.5 A-C muestran los resultados para cada uno de los atributos del modelo de fluidos, obtenidos utilizando los pesos asignados indicados en la tabla 5.16. Las figuras 6.5 D y 6.6 muestran el resultado final del modelo de fluidos, obtenido mediante superposición ponderada de los atributos de presentados en las figuras 6.5 A-C.

Los valores de superposición ponderada más altos para el modelo de fluidos se obtuvieron en el sector de Pampa Lirima (80-91%, muy favorable) (ver figura 6.6). Destacan también valores de 60-80% (zonas favorables) en un área a 6 Km al NW de Puchuldiza, en el sector de Puchuldiza, Laguna Churicollo y en Guanacota. Valores de superposición ponderada entre 40-60% (zonas medianamente favorables) fueron obtenidos en los alrededores del sector de Pampa Lirima, Vertiente Cerro Batea, Baños de Majala, Baños de Quitariri y Baños de Chimisa.

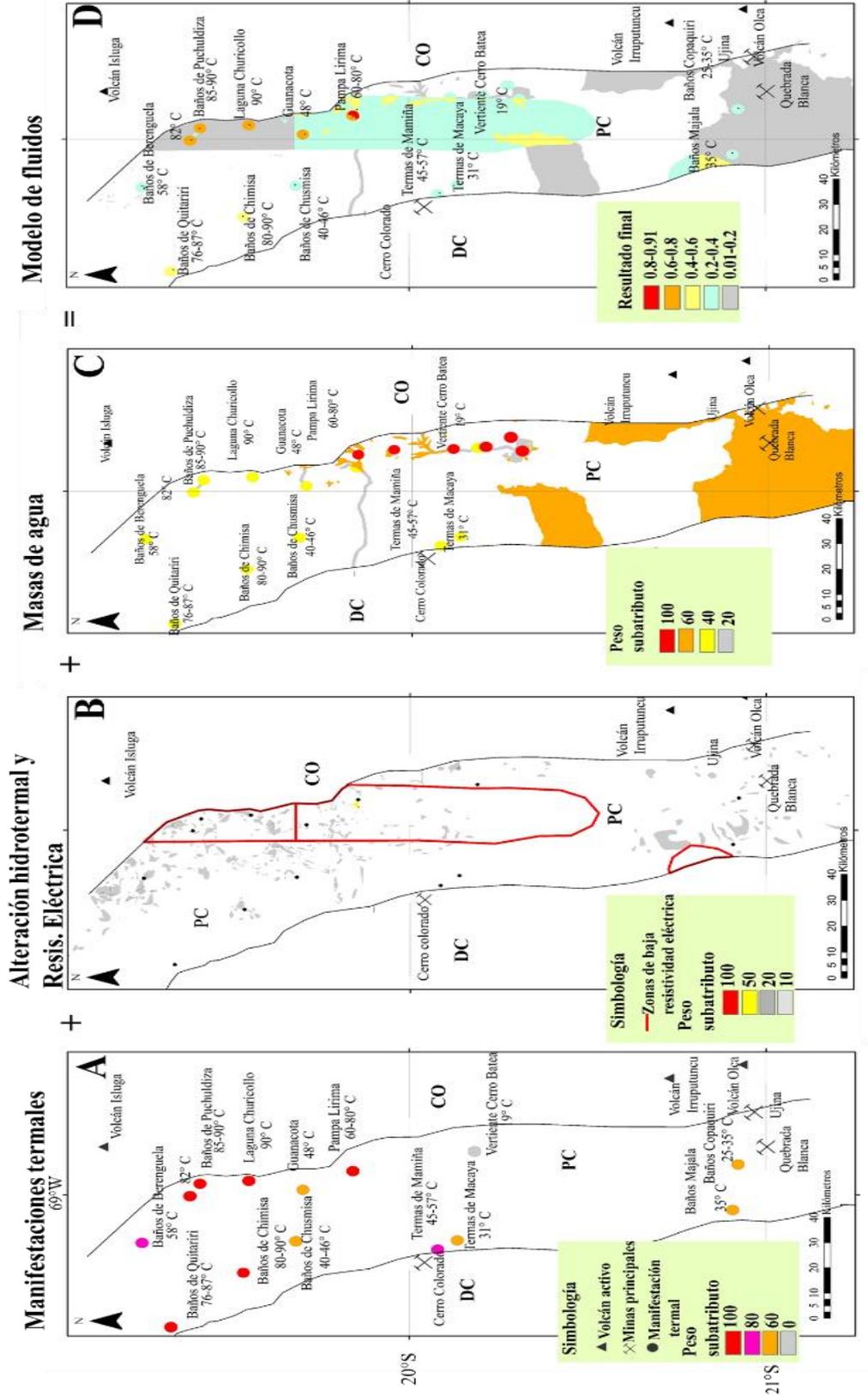


Figura 6.5: Resultado modelo de fluidos. A) resultado del atributo manifestaciones termiales. B) Resultado del atributo alteraciones hidrotermales y zonas de baja resistividad eléctrica. C) Resultado del atributo masas de agua (Peso 100 corresponde a masas de agua, 60 acuíferos, 40 manifestaciones termiales y lagunas, 20 ríos y salares). D) Resultado final modelo de fluidos.

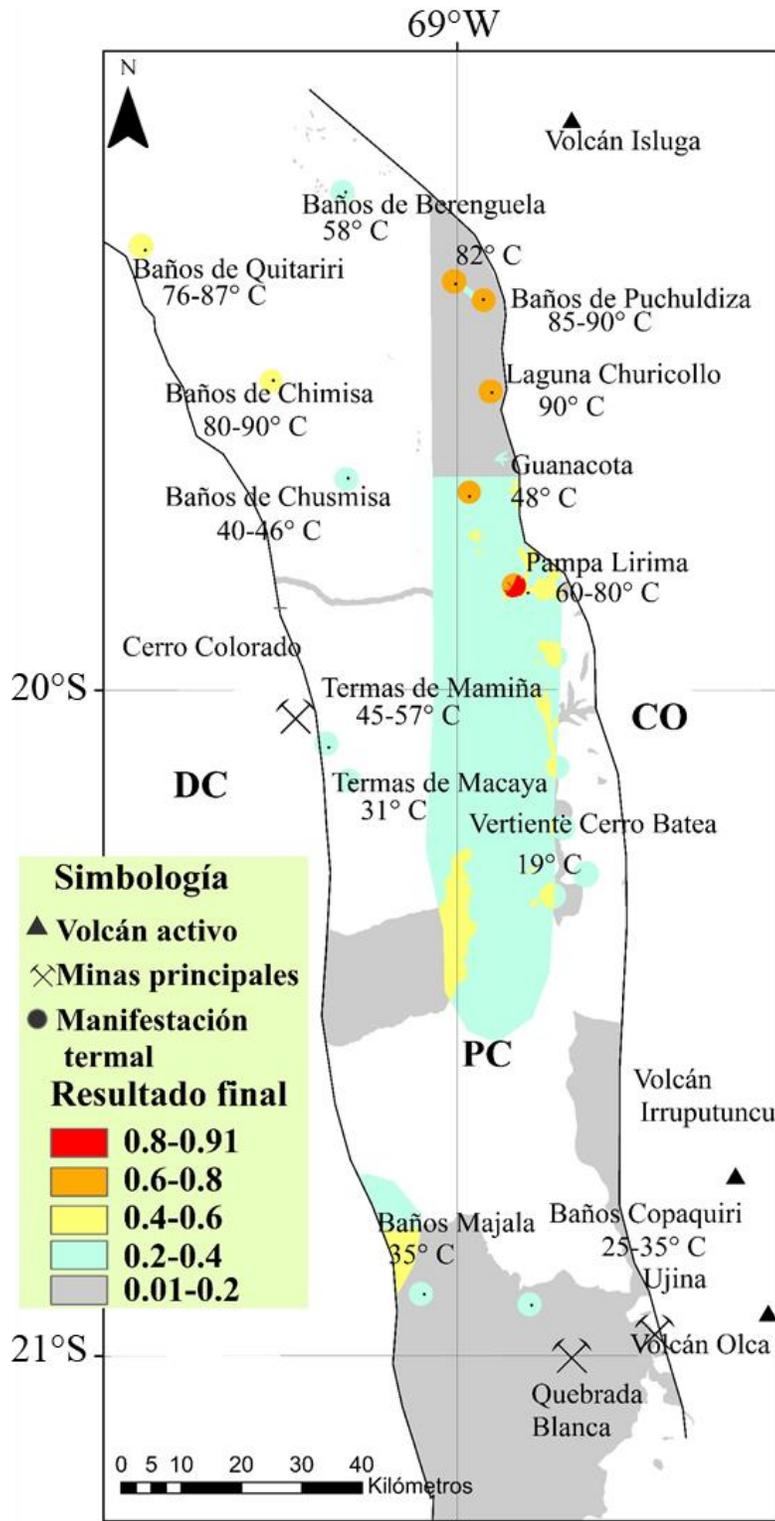


Figura 6.6: Resultado final (superposición ponderada) del modelo de fluidos.

6.4 Resultado final

El resultado final considerando las ponderaciones de los modelos de calor, permeabilidad y fluidos según Lindsey et al. (2021) y ponderación equitativa (ver tabla 5.19) se representan en los modelos finales 1 y 2. Ambos modelos finales se comparan en la figura 6.7.

Los valores de superposición ponderada más altos para el modelo final 1 se obtuvieron en Pampa Lirima con valores entre 80 y 83%, seguido por valores de 60-80% observados a 6 km al NW de Puchuldiza y en el sector de Puchuldiza. Destacan también valores de 40-60% observados en los sectores de Baños de Berenguela, Baños de Quitariri, Baños de Chimisa, Laguna Churicollo, Guanacota, alrededores de Pampa Lirima y Vertiente Cerro Batea (ver figura 6.7 A).

Los valores de superposición ponderada más altos para el modelo final 2 se obtuvieron a 6 Km al NW de Puchuldiza, en el sector de Puchuldiza y en Pampa Lirima (valores 60-79%). Le siguen valores de 40-60% obtenidos en los sectores de Baños de Quitariri, Chimisa, Laguna Churicollo, Guanacota, alrededores de Pampa Lirima y Vertiente Cerro Batea (ver figura 6.7 B).

En la tabla 6.1 se comparan los valores de superposición ponderada obtenidos para los modelos finales 1 y 2 en los sectores más favorables. Como se puede observar en la figura 6.7 y la tabla 6.1, las mayores ponderaciones obtenidas tienen a concentrarse, independiente del modelo, en los sectores de Pampa Lirima, Puchuldiza y un área ubicada a 6 Km al NW de Puchuldiza. Tanto estos tres sectores, como los que les siguen en ponderación, se correlacionan con la presencia de manifestaciones termales.

Resultado final modelo 1

Resultado final modelo 2

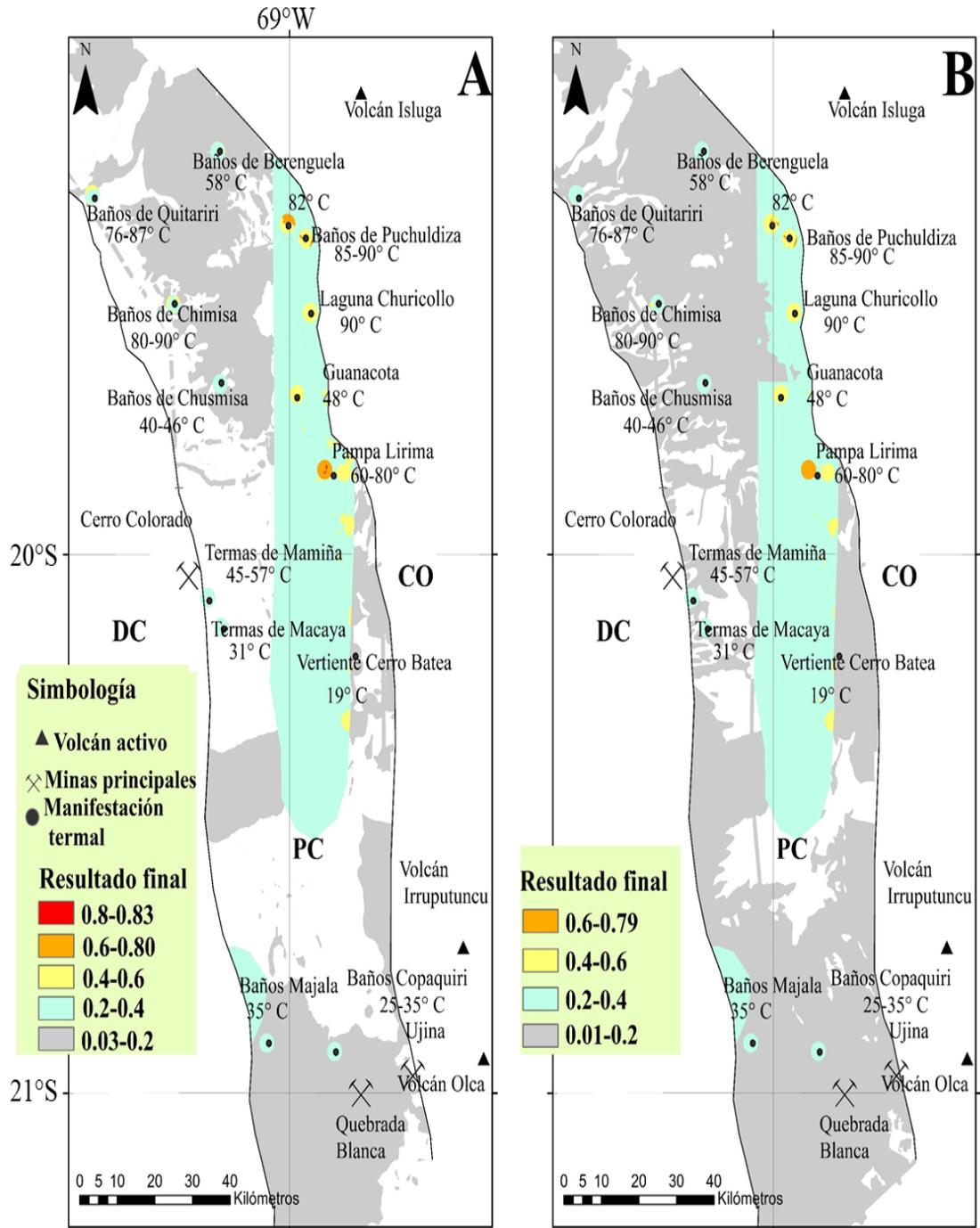


Figura 6.7: Resultado final obtenidos aplicando las ponderaciones de A) Lindsey et al. 2021 (modelo final 1) y B) ponderación equitativa (modelo final 2).

Sector	Valores de superposición ponderada modelo final 1	Valores de superposición ponderada modelo final 2
Pampa Lirima	80-83 %	60-79 %
Puchuldiza	60-80 %	60-79 %
NW de Puchuldiza	60-80 %	60-79 %
Baños de Berenguela	40-60 %	20-40 %
Baños de Quitariri	40-60 %	40-60 %
Baños de Chimisa	40-60 %	40-60 %
Laguna Churicollo	40-60 %	40-60 %
Guanacota	40-60 %	40-60 %
Alrededores de Pampa Lirima	40-60 %	40-60 %
Alrededores de Vertiente Cerro Batea	40-60 %	40-60 %

Tabla 6.1: Comparación de valores de superposición ponderada obtenidos en el modelo final 1 y 2 para los sectores más favorables.

7. Discusión

7.1 Análisis de sensibilidad

Los resultados obtenidos para los modelos finales 1 y 2 (ver figura 6.7) están fuertemente controlados por la distribución de manifestaciones termales y las zonas de baja resistividad eléctrica interpretadas en la corteza superior. Además, cabe notar que la cantidad de información disponible dentro del área de estudio no se distribuye de manera uniforme, concentrándose en sectores como Puchuldiza y Pampa Lirima. Para evaluar que tan dependientes son los resultados obtenidos de la presencia de ciertos atributos, se analizó la sensibilidad de los resultados mediante la repetición del mismo procedimiento seguido para obtener los modelos finales 1 y 2, pero excluyendo ciertos atributos. La tabla 7.1 resume las características de todos los modelos finales adicionales obtenidos, donde se aplicó siempre las ponderaciones de atributos de Lindsey et al. (2021) y ponderación equitativa (ver tabla 5.19). Al momento de crear los modelos anteriormente mencionados, los pesos de los atributos se mantuvieron, con excepción de los atributos que fueron retirados de los modelos, donde su ponderación de atributo es 0 (ver tabla 2 en Anexos).

Para identificar qué sectores tienden a presentar altas ponderaciones (mayor favorabilidad) consistentemente entre todos los modelos finales adicionalmente obtenidos, se generó un modelo (modelo final 13) que combina todos los modelos finales obtenidos utilizando las ponderaciones de atributo de Lindsey et al. (2021). El mismo ejercicio se realizó tomando todos los modelos finales obtenidos utilizando la ponderación equitativa (modelo final 14). Los modelos finales 13 y 14 fueron utilizados como guías en la selección de zonas favorables para realizar exploración geotérmica. Las figuras 7.5 a 7.10 comparan los modelos finales 1 y 2 con los restantes modelos generados en el análisis de sensibilidad (ver tabla 7.1).

Ponderación de Lindsey et al. (2021): 47% C, 18% P, 35% F	Ponderación equitativa	Descripción
Modelo final 1	Modelo final 2	Modelos obtenidos utilizando todos los atributos descritos en el capítulo 6.
Modelo final 3	Modelo final 4	Modelos obtenidos excluyendo el atributo de manifestaciones termales de todos los modelos (calor, permeabilidad y fluidos)
Modelo final 5	Modelo final 6	Modelos obtenidos excluyendo el atributo de zonas de baja resistividad eléctrica de todos los modelos.
Modelo final 7	Modelo final 8	Modelos obtenidos excluyendo de todos los modelos: (1) manifestaciones termales y (2) zonas de baja resistividad eléctrica.
Modelo final 9	Modelo final 10	Modelos obtenidos excluyendo: (1) alteraciones hidrotermales de todos los modelos y (2) calderas y centros volcánicos del modelo de permeabilidad.

Modelo final 11	Modelo final 12	Modelos obtenidos considerando los atributos solo dentro de un modelo: (1) manifestaciones termales y tipos de rocas volcánicas dentro del modelo de calor. (2) Tipo de litología, arreglo estructural, fallas geológicas, calderas y centros volcánicos dentro del modelo de permeabilidad. (3) Zonas de baja resistividad eléctrica, masas de agua y alteraciones hidrotermales dentro del modelo de fluidos.
Modelo final 13	Modelo final 14	Modelos obtenidos a partir de calcular un promedio de todos los modelos finales anteriores.

Tabla 7.1: Características de los modelos obtenidos.

7.1.1 Influencia del atributo de manifestaciones termales en los resultados

Las manifestaciones termales son los indicadores más directos de la presencia de fluidos calientes en el subsuelo, y por lo tanto se le asignó un peso significativo a este atributo (ver capítulo 5). Como consecuencia de esto, los resultados finales de los modelos 1 y 2 están fuertemente influenciados por la distribución de manifestaciones termales. En términos cuantitativos, el atributo de manifestaciones termales tiene en general un peso superior al 30% en los modelos finales que las incluyen (modelos 1, 2, 5, 6, 9, 10, 11 y 12; ver tabla 7.2).

A pesar de la fuerte influencia de las manifestaciones termales en los resultados, es importante destacar que las zonas más favorables obtenidas en los modelos 1 y 2 no

desaparecen al excluir las manifestaciones termales. Prueba de esto son los resultados de los modelos donde se excluyó el atributo de manifestaciones termales (modelos 3, 4, 7 y 8; ver tablas 7.1 y 7.2), donde las zonas más favorables de los modelos finales 1 y 2 siguen apareciendo como sectores con superposición ponderada superior al 40%:

- En el modelo final 3 y 4 (ver tabla 7.1) los sectores al NW de Puchuldiza, Puchuldiza, Guanacota y Pampa Lirima presentan valores de superposición ponderada superior al 40 % (ver figura 7.5 C y D). Al excluir el atributo de manifestaciones termales, el atributo de zonas de baja resistividad eléctrica adquiere una relevancia superior al 40% en los modelos finales 3 y 4 (ver figura 7.1), coincidiendo espacialmente con los sectores al NW de Puchuldiza, Puchuldiza, Guanacota y Pampa Lirima, sugiriendo que posiblemente la principal fuente de calor y fluidos proviene de estas zonas altamente conductoras (ver figura 7.5).
- En el modelo final 7 y 8 (ver tabla 7.1) los sectores de Baños de Berenguela, NW de Puchuldiza, Puchuldiza y Pampa Lirima presentan valores de superposición ponderada superior al 40 %, coincidiendo espacialmente con las manifestaciones termales registradas para estas zonas (ver figura 7.7). En el modelo final 7 y 8, el atributo de rocas volcánicas adquiere una mayor relevancia (ver figura 7.1), sugiriendo que posiblemente la fuente de calor para las zonas mencionadas proviene de cámaras magmáticas en proceso de enfriamiento.

	Influencia máxima del atributo de manifestaciones termales			
Modelos finales	Modelo calor (%)	Modelo de permeabilidad (%)	Modelo de fluidos (%)	Influencia total (%)
Modelo 1	17.86	3.24	13.3	34.4
Modelo 2	12.92	5.94	12.54	31.4
Modelo 3	0	0	0	0
Modelo 4	0	0	0	0
Modelo 5	26.32	4.14	19.6	50.06
Modelo 6	19.04	7.59	18.48	45.11
Modelo 7	0	0	0	0
Modelo 8	0	0	0	0
Modelo 9	19.74	3.6	14.7	38.04
Modelo 10	14.28	6.6	13.86	34.74
Modelo 11	29.61	0	0	29.61
Modelo 12	21.42	0	0	21.42

Tabla 7.2: Influencia máxima del atributo (manifestaciones termales) en los 12 modelos finales.

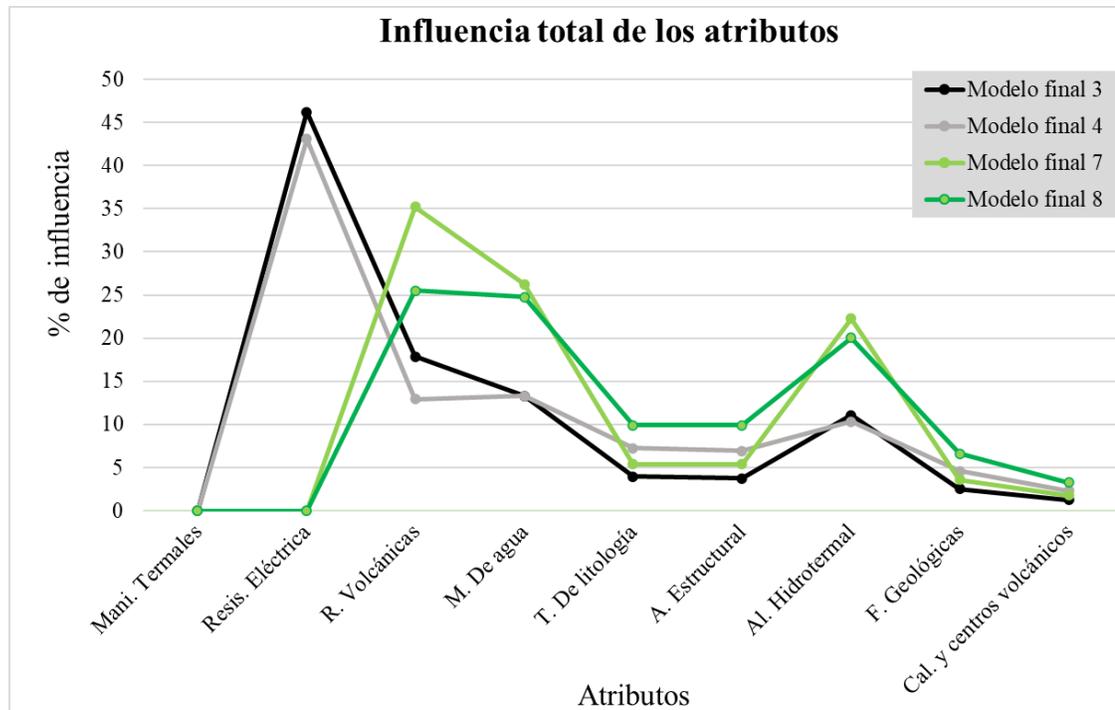


Figura 7.1: Influencia máxima de todos los atributos considerados en los modelos finales 3-4 y 7- 8.

7.1.2 Influencia del atributo de zonas de baja resistividad eléctrica en los resultados

El atributo de zonas de baja resistividad eléctrica se le asignó un peso significativo en los modelos de calor, permeabilidad y fluidos (ver capítulo 5). Como consecuencia de esto, los resultados finales de los modelos 1 y 2 están influenciados por la distribución de las zonas interpretadas como altamente conductoras. En términos cuantitativos, el atributo de zonas de baja resistividad eléctrica tiene en general un peso cercano o superior al 20% en los modelos finales que las incluyen (modelos 1, 2, 3, 4, 9, 10, 11 y 12; ver tabla 7.3).

A pesar de la fuerte influencia del atributo de zonas de baja resistividad eléctrica en los resultados, es importante destacar que las zonas más favorables obtenidas en los modelos 1 y 2 no desaparecen al excluir este atributo. Prueba de esto son los resultados de los modelos donde se excluyó el atributo de zonas de baja resistividad eléctrica (modelos 5, 6, 7 y 8; ver tablas 7.1 y 7.3), donde las zonas más favorables de los modelos finales 1 y 2 siguen apareciendo como sectores con superposición ponderada superior al 40%:

- En el modelo final 5 y 6 (ver tabla 7.1) los sectores al NW de Puchuldiza, Puchuldiza y Pampa Lirima presentan valores de superposición ponderada superior al 60 % (ver figura 7.6 C y D). Los valores de superposición ponderada superior al 60 % se deben al que el atributo de manifestaciones termales adquiere una relevancia mayor al 45% en los modelos finales 5 y 6 (ver figura 7.2), concentrando los valores más altos de superposición ponderada en los sectores donde se registran manifestaciones termales.
- Los atributos que presentan una mayor relevancia en los modelos finales 7 y 8 (ver figura 7.2) se ven agudizados en comparación a los modelos finales 1, 2, 3, 4, 5 y 6. Esto es debido a que al excluir los atributos de mayor relevancia en los modelos finales 1, 2, 3, 4, 5 y 6 (ver tabla 7.1), los atributos que le siguen en relevancia adquieren un mayor peso dentro de los modelos finales 7 y 8 (ver figura 7.2).

Modelo final	Influencia máxima del atributo de zonas de baja resistividad eléctrica			Influencia total (%)
	Modelo de calor (%)	Modelo de permeabilidad (%)	Modelo de fluidos (%)	
Modelo 1	14.57	4.32	10.57	29.74
Modelo 2	10.54	7.92	10.23	28.69
Modelo 3	23.5	5.22	17.5	46.22
Modelo 4	17	9.57	16.5	43.07
Modelo 5	0	0	0	0
Modelo 6	0	0	0	0
Modelo 7	0	0	0	0
Modelo 8	0	0	0	0
Modelo 9	15.51	4.86	11.55	31.92
Modelo 10	11.22	8.91	10.89	31.02
Modelo 11	0	0	17.5	17.5
Modelo 12	0	0	16.5	16.5

Tabla 7.3: Influencia máxima del atributo (zonas de baja resistividad eléctrica) en los 12 modelos finales.

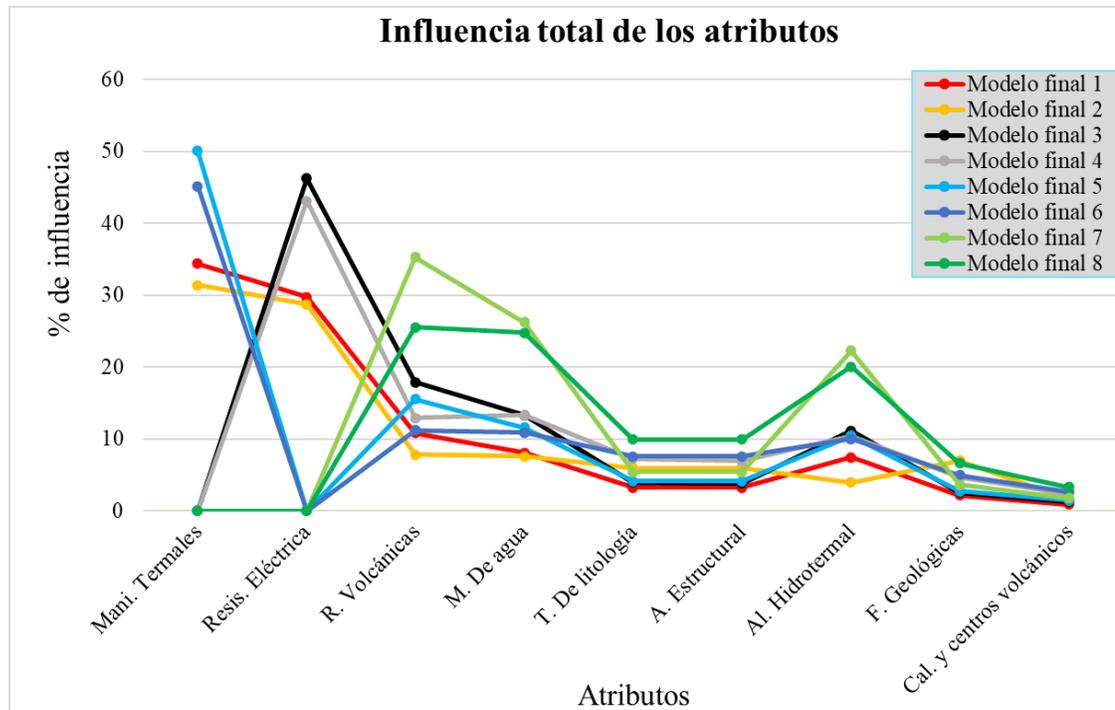


Figura 7.2: Influencia máxima de todos los atributos considerados en los modelos finales 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 y 8.

7.1.3 Influencia del atributo alteración hidrotermal, calderas y centros volcánicos en los resultados

Los atributos de alteración hidrotermal, calderas y centros volcánicos, se le asignó un peso relativamente bajo en los modelos de calor, permeabilidad y fluidos (ver capítulo 5). Como consecuencia de esto, los resultados finales de los modelos 1, 2, 9 y 10 están poco influenciados por estos atributos (ver figura 7.3 y tabla 7.1). En términos cuantitativos, estos atributos presentan un peso cercano o superior al 10% en los modelos finales que las incluyen (modelos 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 11 y 12; ver tabla 7.4).

Las zonas más favorables obtenidas en los modelos finales 1 y 2 no desaparecen en los modelos finales 9 y 10 (ver figura 7.8), al contrario, sus valores de superposición ponderada aumentan (ver tabla 7.5). Prueba de esto son los resultados de los modelos donde se excluyó estos atributos (modelos 9 y 10; ver tablas 7.1 y 7.4), donde las zonas más favorables de los modelos finales 1 y 2 siguen apareciendo como sectores con superposición ponderada superior al 60%:

- En el modelo final 9 (ver tabla 7.1) los sectores de Pampa Lirima, Laguna Churicollo y Guanacota aumentan sus valores de superposición ponderada en comparación al modelo final 1 (ver tabla 7.5). El modelo final 10 (ver tabla 7.1) los sectores de Pampa Lirima, Baños de Berenguela y Laguna Churicollo aumentan sus valores de superposición ponderada en comparación al modelo final 2 (ver tabla 7.5). El aumento de los valores de superposición ponderada en las zonas favorables de los modelos finales 9 y 10 en comparación a los modelos finales 1 y 2 se debe a que los atributos excluidos presentan información muy localizada y al excluirlos aumentan los valores de superposición ponderada en zonas donde no se contaba con información de estos atributos.

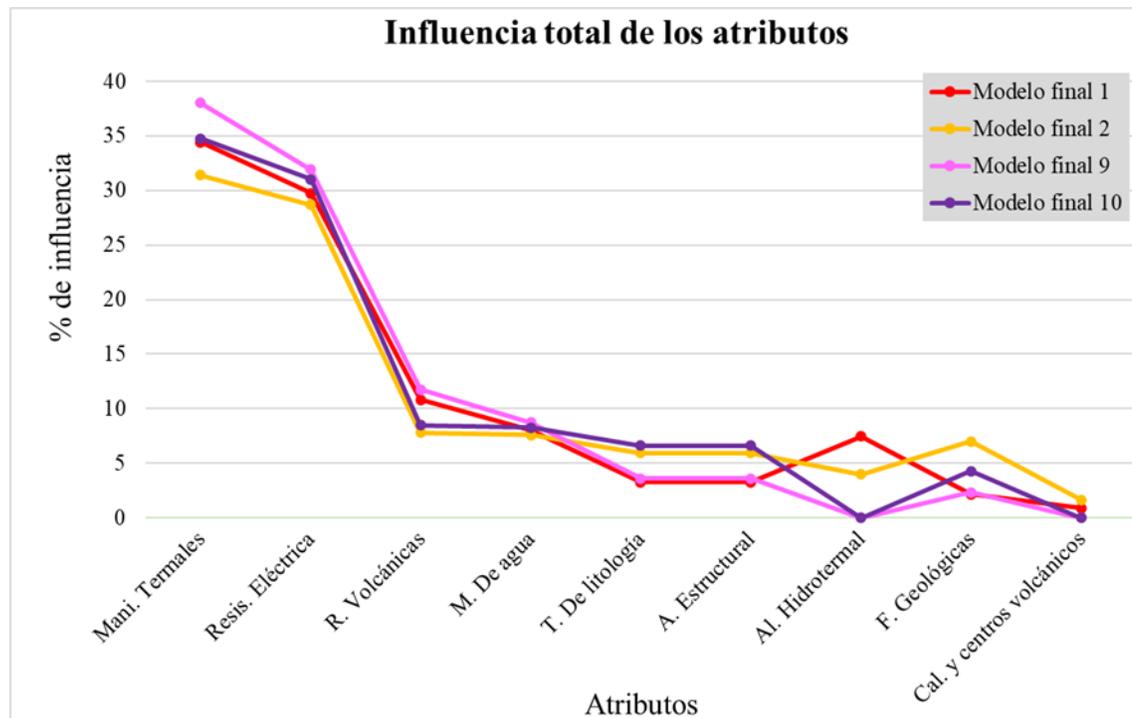


Figura 7.3: Influencia máxima de todos los atributos considerados en los modelos finales 1-2 y 9- 10.

	Influencia máxima de los atributos: alteraciones hidrotermales, calderas y centros volcánicos			
Modelo final	Modelo de calor (%)	Modelo de permeabilidad (%)	Modelo de fluidos (%)	Influencia total (%)
Modelo 1	3.76	1.8	2.8	8.36
Modelo 2	2.72	3.3	2.64	8.66
Modelo 3	5.64	2.52	4.2	12.36
Modelo 4	4.08	4.62	3.96	12.66
Modelo 5	5.17	2.88	3.85	11.9
Modelo 6	3.74	5.28	3.63	12.65
Modelo 7	11.75	3.6	8.75	24.1
Modelo 8	8.5	6.6	8.25	23.35
Modelo 9	0	0	0	0
Modelo 10	0	0	0	0
Modelo 11	0	1.98	4.2	6.18
Modelo 12	0	3.63	3.96	7.59

Tabla 7.4: Influencia máxima de los atributos (alteraciones hidrotermales, calderas y centros volcánicos) en los 12 modelos finales.

Sector	Valores de superposición ponderada: modelo final 1	Valores de superposición ponderada: modelo final 9
Pampa Lirima	80-83 %	80-86 %
Laguna Churicollo	40-60 %	60-80 %
Guanacota	40-60 %	60-80 %
Sector	Valores de superposición ponderada: modelo final 2	Valores de superposición ponderada: modelo final 10
Pampa Lirima	60-79 %	80-82 %
Baños de Berenguela	20-40 %	40-60 %
Laguna Churicollo	40-60 %	60-80 %

Tabla 7.5: Comparación de valores de superposición ponderada entre el modelo final 1-9 y 2-10.

7.1.4 Influencia de dejar un atributo solo dentro de un modelo (calor, permeabilidad o fluidos) en los resultados

En este escenario solo se consideró un atributo dentro del modelo calor, permeabilidad o fluidos (ver tabla 7.1). Dentro del modelo de calor se consideró el atributo de rocas volcánicas y manifestaciones termales, ya que este último es un indicador directo de calor bajo el subsuelo. En el modelo de permeabilidad se incluyó el atributo del tipo de litología, arreglo estructural, fallas geológicas, calderas y centros volcánicos. En el modelo de fluidos se incluyó el atributo de zonas de baja resistividad eléctrica, masas de agua y alteraciones hidrotermales, este último se incluyó dentro del modelo de fluidos ya que las alteraciones hidrotermales corresponden a un indicador directo de circulación (actual o pasada) de fluidos.

Al incluir un atributo solo dentro de un modelo (tabla 7.1), independiente del grado de influencia en los modelos finales 1 y 2, su influencia en los modelos finales 11 y 12 se vio reducida, ya que solo se incluyó dentro de un modelo (calor, permeabilidad o fluidos; ver tablas 7.2, 7.3 y 7.4), aun así, las zonas más favorables de los modelos finales 1 y 2 siguen apareciendo como sectores con superposición ponderada superior al 40%:

En el modelo final 11 (ver tabla 7.1) los sectores al NW de Puchuldiza, Puchuldiza, Baños de Quitariri, Baños de Chimisa, Baños de Berenguela, Laguna Churicollo, Guanacota y Pampa Lirima presentan valores de superposición ponderada superior al 40%, al igual que el modelo final 1 (ver figura 7.9 A y C). En el modelo final 12 (ver tabla 7.1) los sectores al NW de Puchuldiza, Puchuldiza, Baños de Quitariri, Laguna Churicollo, Guanacota y Pampa Lirima presentan valores de superposición ponderada superior al 40%, al igual que el modelo final 12 (ver figura 7.9 B y D). Esta semejanza en los modelos finales (1-11 y 2-12) es debido a que, en términos cualitativos, el orden de importancia de los atributos considerados en el modelo final 11 y 12 son muy similares a los modelos finales 1 y 2 (ver figura 7.4 y tabla 7.6)

Atributos	Influencia máxima del atributo en el modelo final 11	Influencia máxima del atributo en el modelo final 1
Manifestaciones termales	29.61 %	34.4 %
Zonas de baja resistividad eléctrica	17.5 %	29.74 %
Rocas volcánicas	17.39 %	10.81 %
Masas de agua	13.3 %	8.05 %
Tipo de litología	6.12 %	3.24 %
Arreglo estructural	5.94 %	3.24 %
Alteración hidrotermal	4.2 %	7.46 %
Fallas geológicas	3.96 %	2.16 %
Calderas y centros volcánicos	1.98 %	0.9 %
Atributos	Influencia máxima del atributo en el modelo final 12	Influencia máxima del atributo en el modelo final 2
Manifestaciones termales	21.42 %	31.4 %
Zonas de baja resistividad eléctrica	16.5 %	28.69 %
Rocas volcánicas	12.58 %	7.82 %
Masas de agua	12.54 %	7.59 %
Tipo de litología	11.22 %	5.94 %
Arreglo estructural	10.89 %	5.94 %
Fallas geológicas	7.26 %	3.96 %
Alteración hidrotermal	3.96 %	7.01 %
Calderas y centros volcánicos	3.63 %	1.65 %

Tabla 7.6: Comparación de valores de superposición ponderada entre el modelo final 11-1 y 12-2.

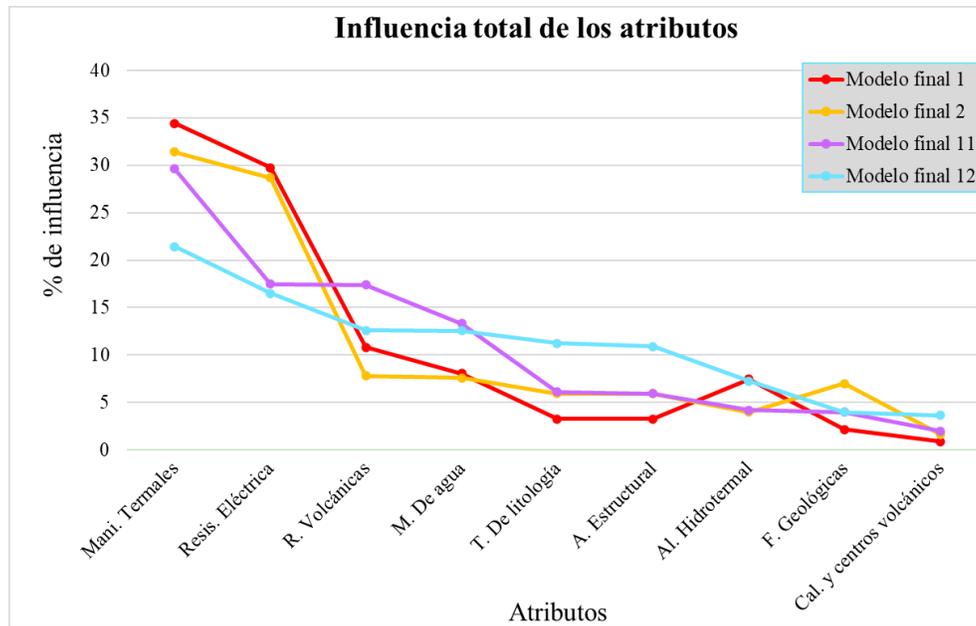


Figura 7.4: Influencia máxima de todos los atributos considerados en los modelos finales 1-2 y 11- 12.

7.1.5 Obtención del modelo final 13 y 14

Para crear el modelo final 13 se utilizaron todos los modelos finales obtenidos empleando las ponderaciones de atributos de Lindsey et al. (2021) (modelo final $(1+3+5+7+9+11)/6$), mientras que para crear el modelo final 14 se utilizaron todos los modelos finales obtenidos empleando las ponderaciones de atributo equitativa (modelo final $(2+4+6+7+8+10)/6$). La comparación visual de los modelos finales 1, 2, 13 y 14 se muestran en la figura 7.10. Los valores de superposición ponderada del modelo final 13 son muy similares a los obtenidos en el modelo final 1, con excepción en el sector de Puchuldiza donde el modelo final 13 obtuvo valores inferiores al modelo final 1 (40-60% versus 60-80%, ver tabla 7.7). Los valores de superposición ponderada del modelo final 14 son muy similares a los obtenidos en el modelo final 2 con excepción del sector NW de Puchuldiza y Puchuldiza, ya que el modelo final 14 presentan valores de superposición ponderada inferiores al modelo final 2 (40-60% versus 60-79%, ver tabla 7.7). Estos resultados sugieren que los sectores más favorables de los modelos finales 1 y 2 son robustos, ya que, en promedio (modelos 13 y 14), persisten como sectores favorables a pesar de sacar atributos y cambiar ciertos criterios.

Sector	Valores de superposición ponderada modelo final 1	Valores de superposición ponderada modelo final 13
Pampa Lirima	80-83 %	60-74 %
Puchuldiza	60-80 %	40-60 %
NW de Puchuldiza	60-80 %	60-74 %
Baños de Berenguela	40-60 %	40-60 %
Baños de Quitariri	40-60 %	40-60 %
Baños de Chimisa	40-60 %	40-60 %
Laguna Churicollo	40-60 %	40-60 %
Guanacota	40-60 %	40-60 %
Alrededores de Pampa Lirima	40-60 %	40-60 %
Alrededores de Vertiente Cerro Batea	40-60 %	40-60 %
Sector	Valores de superposición ponderada modelo final 2	Valores de superposición ponderada modelo final 14
Pampa Lirima	60-79 %	60-68 %
Puchuldiza	60-79 %	40-60 %
NW de Puchuldiza	60-79 %	40-60 %
Baños de Berenguela	20-40 %	20-40 %
Baños de Quitariri	40-60 %	20-40 %
Baños de Chimisa	40-60 %	20-40 %
Laguna Churicollo	40-60 %	40-60 %
Guanacota	40-60 %	40-60 %
Alrededores de Pampa Lirima	40-60 %	40-60 %
Alrededores de Vertiente Cerro Batea	40-60 %	40-60 %

Tabla 7.7: Comparación de valores de superposición ponderada entre los modelos finales 1-13 y 2-14.

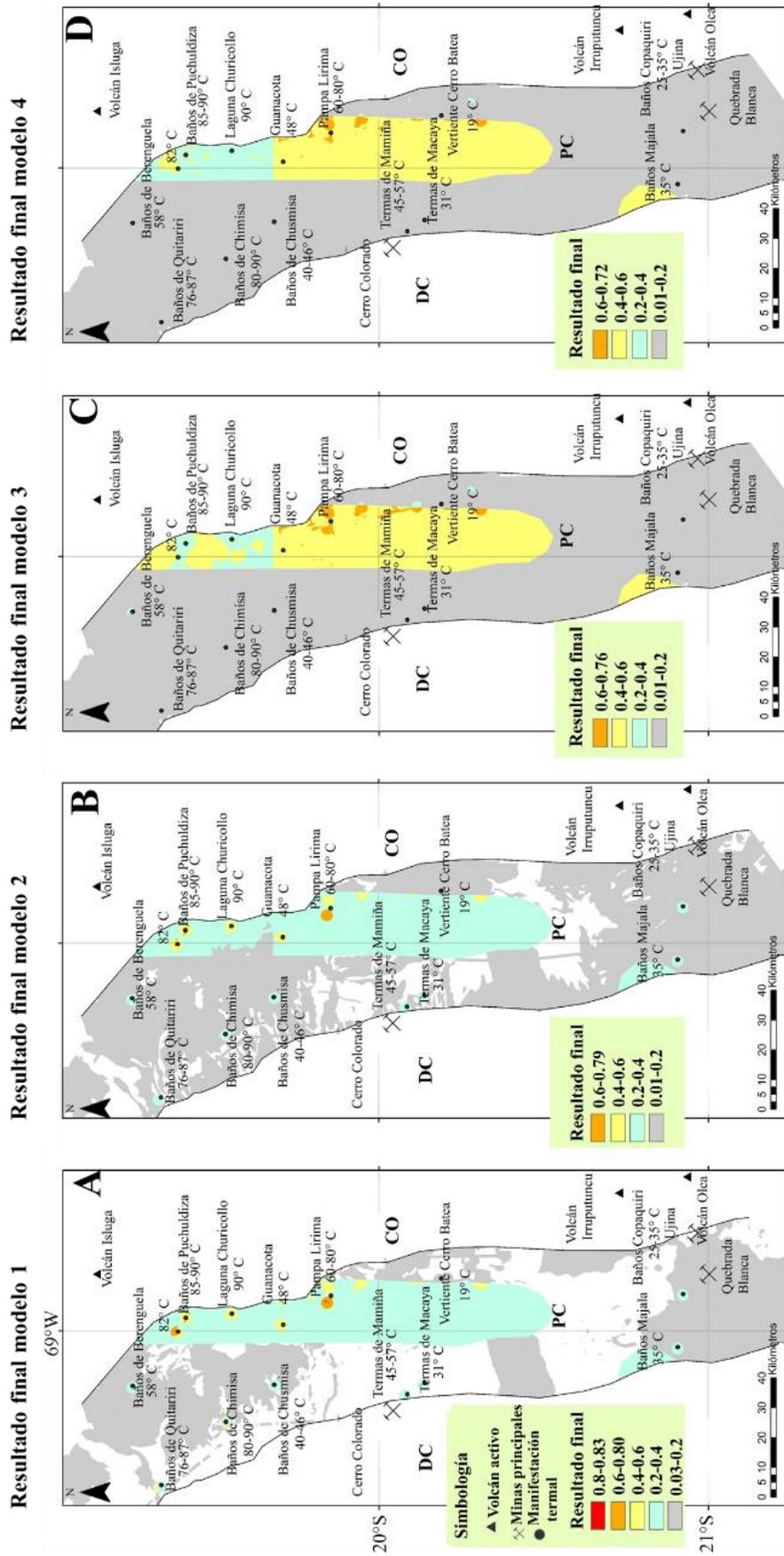


Figura 7.5: Comparación visual modelo final 1, 2, 3 y 4.

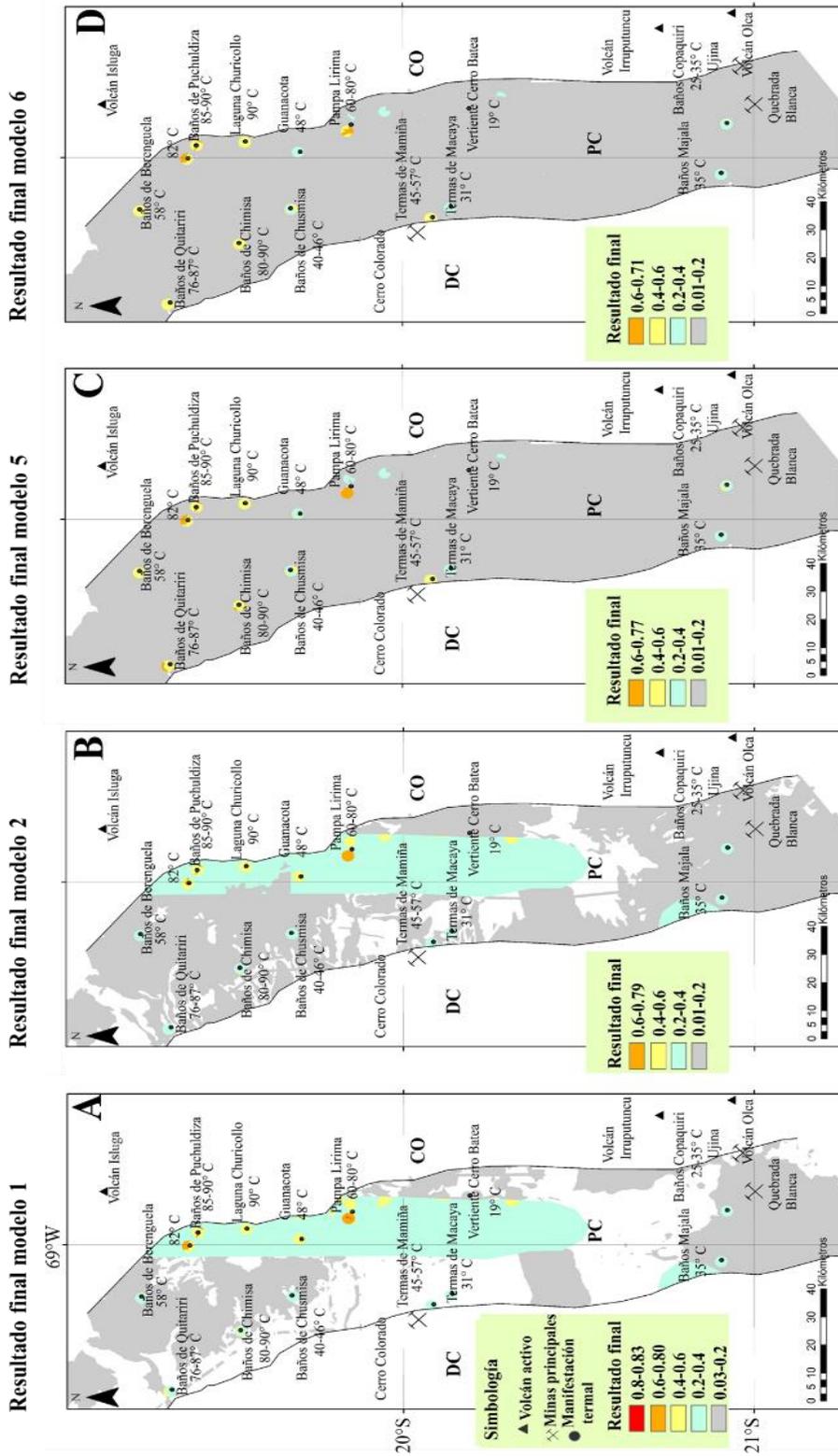


Figura 7.6: Comparación visual modelo final 1, 2, 5 y 6.

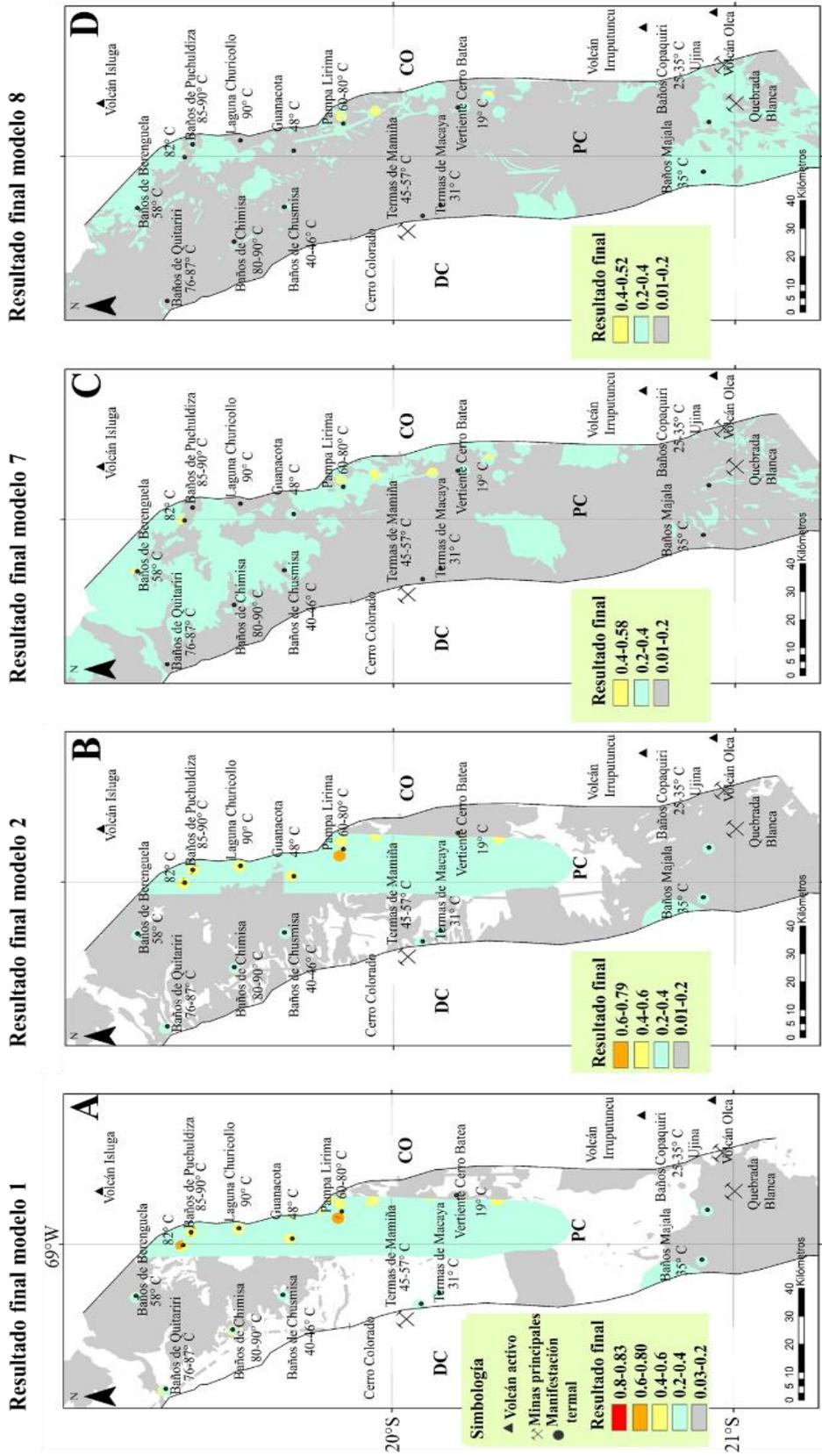
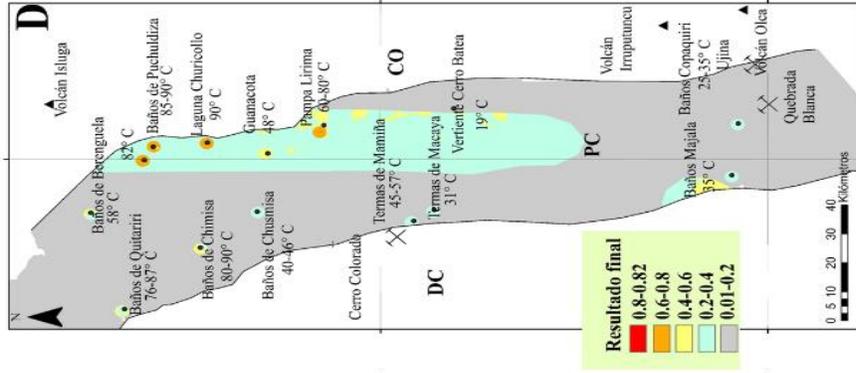
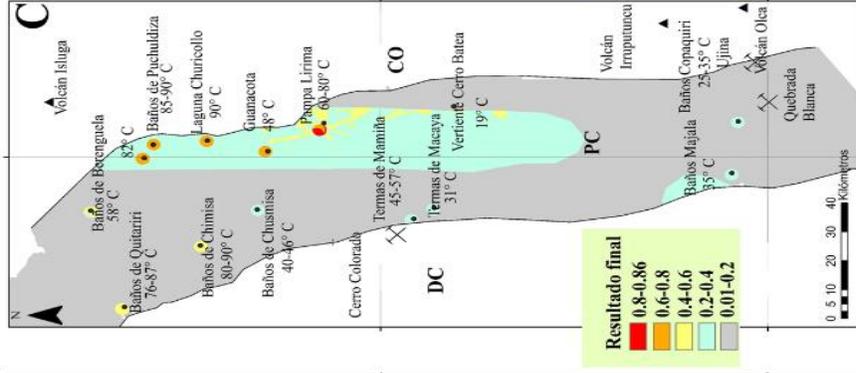


Figura 7.7: Comparación visual modelo final 1, 2, 7 y 8.

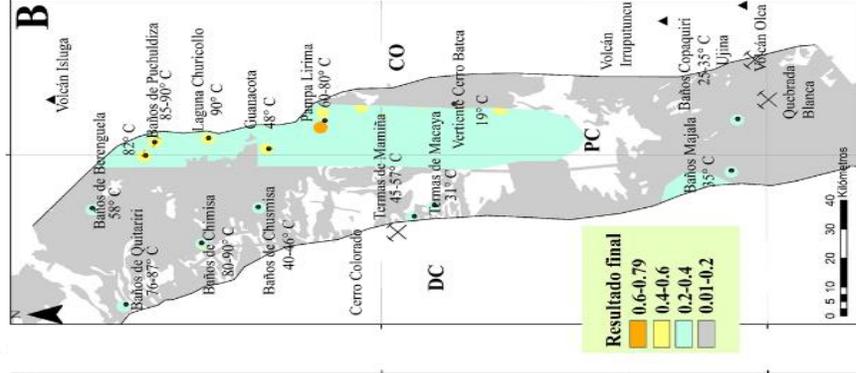
Resultado final modelo 10



Resultado final modelo 9



Resultado final modelo 2



Resultado final modelo 1

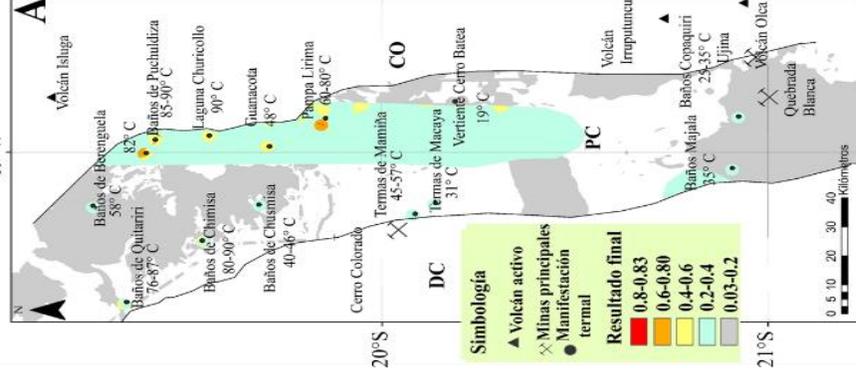
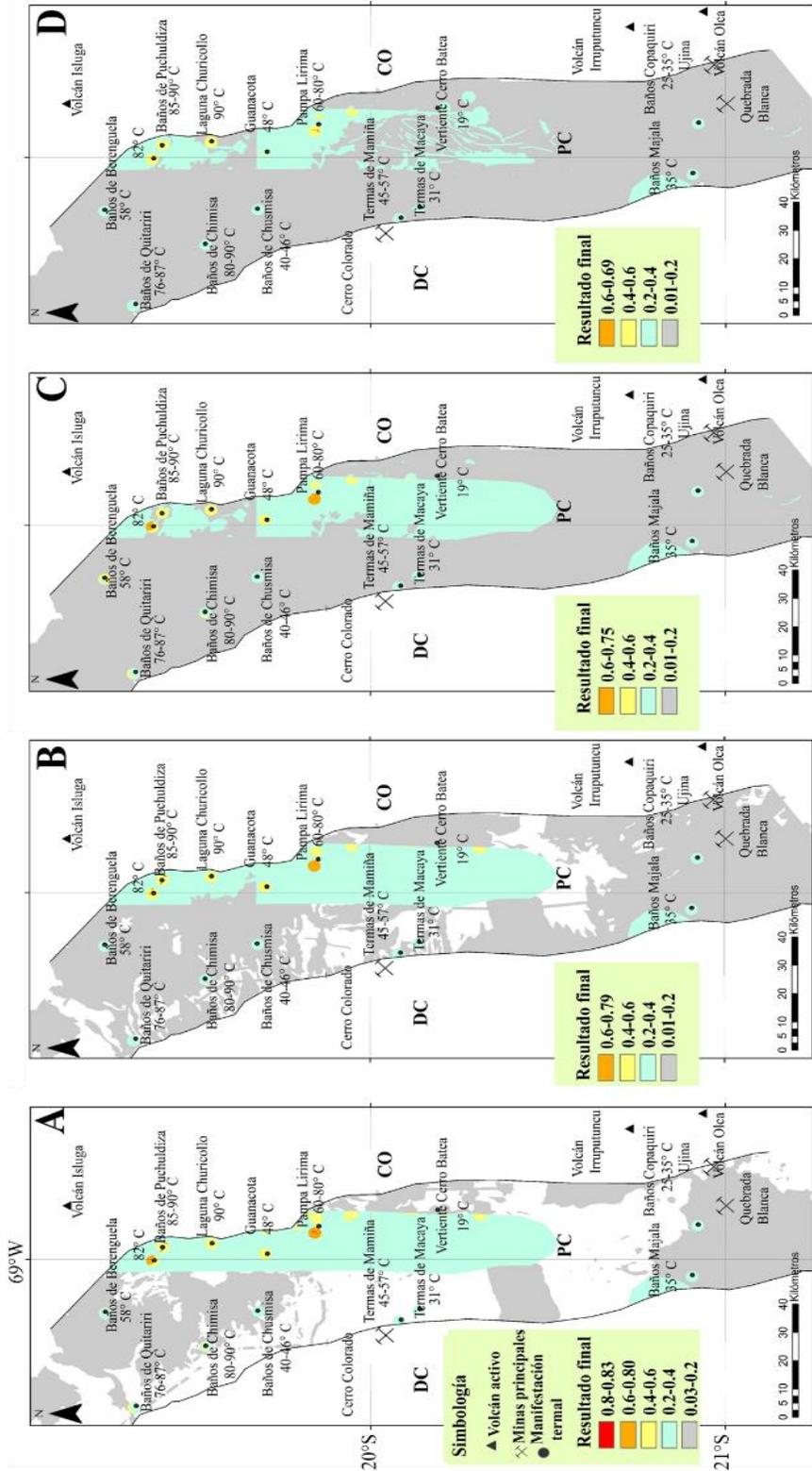
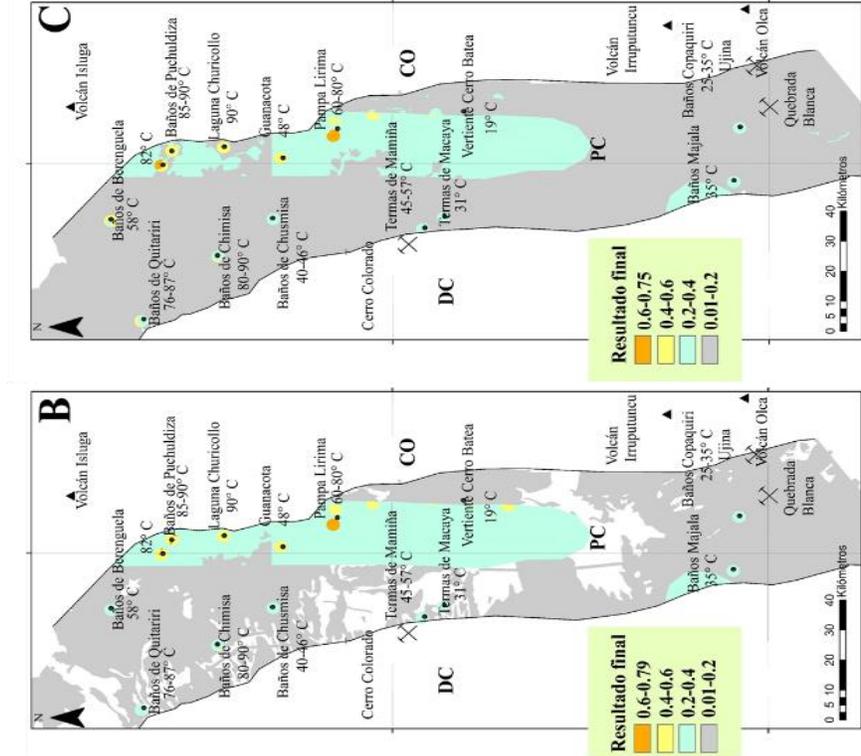


Figura 7.8: Comparación visual modelo final 1, 2, 9 y 10.

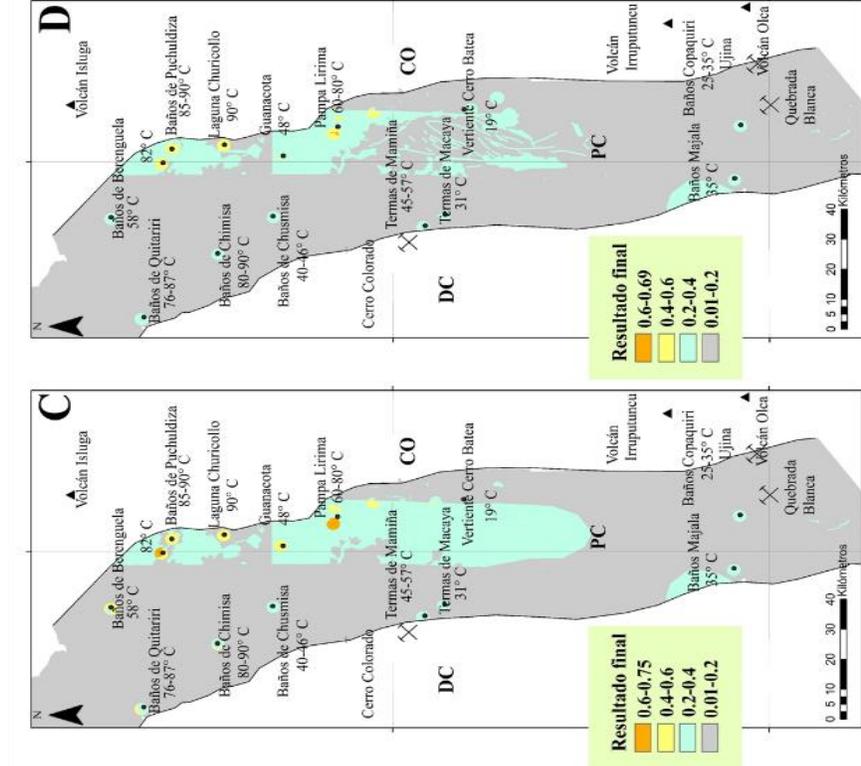
Resultado final modelo 1



Resultado final modelo 2



Resultado final modelo 11



Resultado final modelo 12

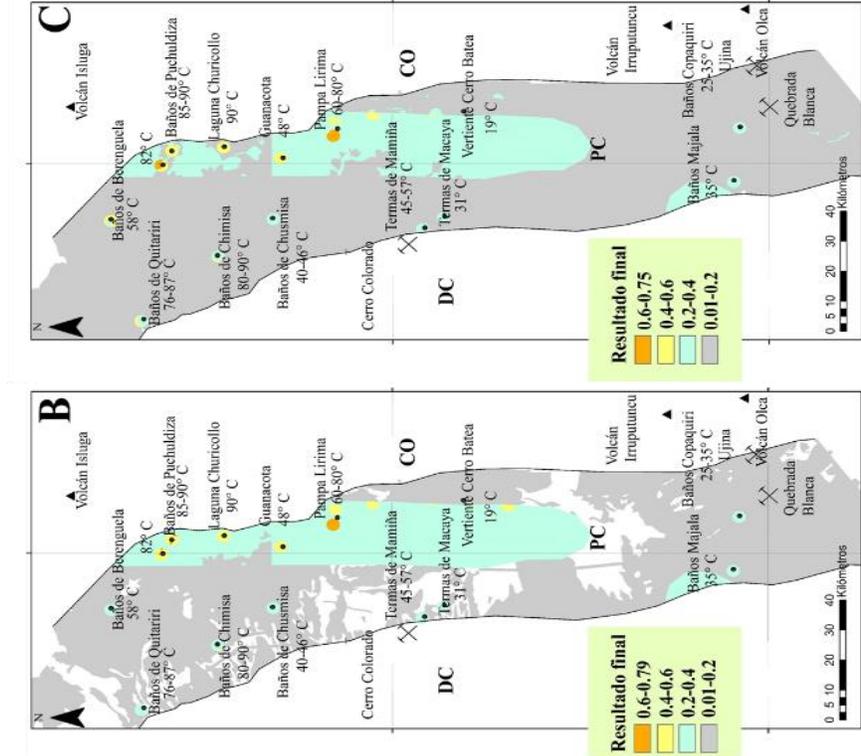


Figura 7.9: Comparación visual modelo final 1, 2, 11 y 12.

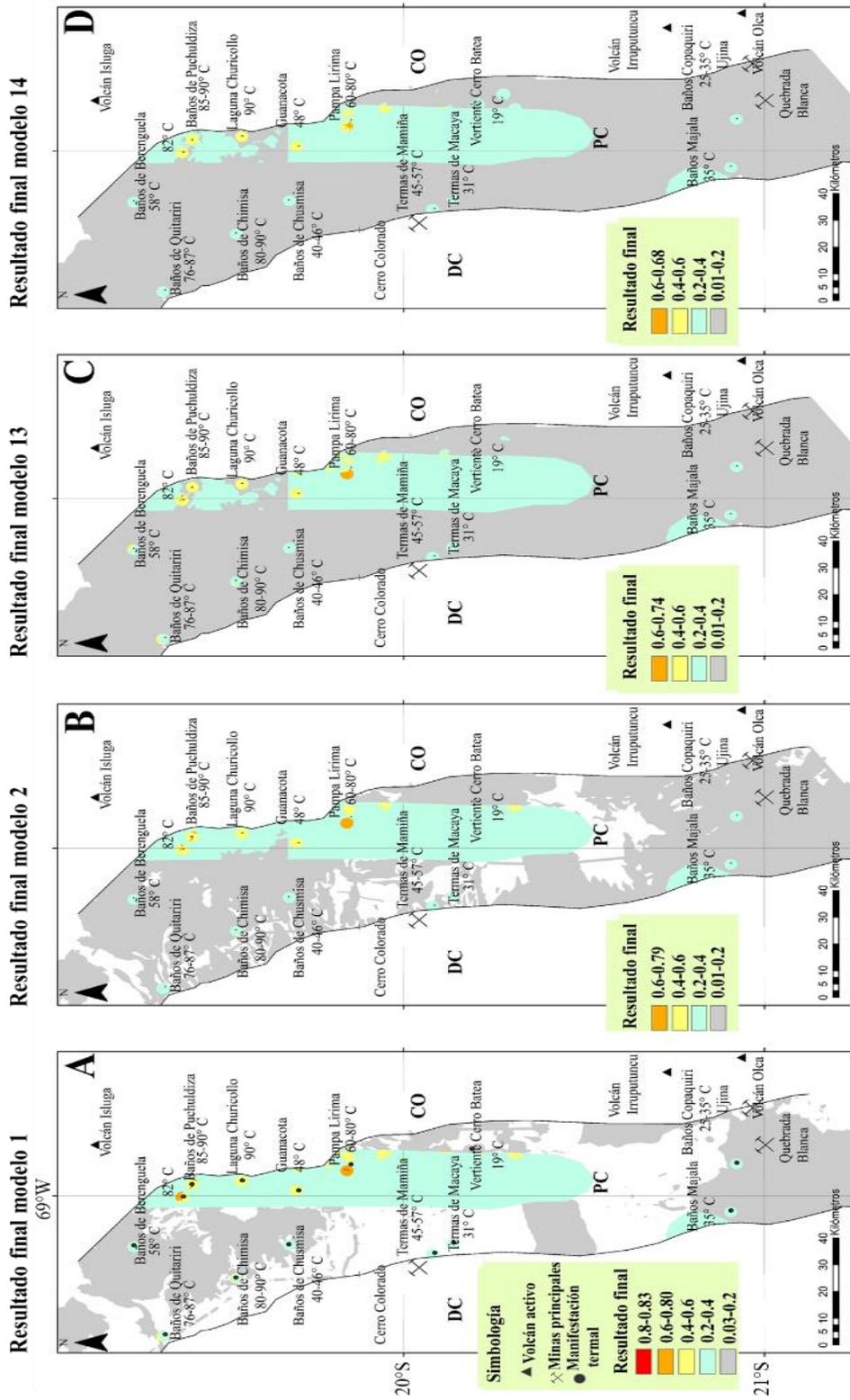


Figura 7.10: Comparación visual modelo final 1, 2, 13 y 14.

7.2 Ranking de prioridad de zonas favorables

La selección de zonas favorables para realizar estudios de exploración geotérmica se obtuvo comparando el modelo final 1 y 13. Se seleccionaron aquellas zonas que presentan valores de superposición ponderada superior a 40% (ver figura 7.11 y tabla 7.7). El modelo final 2 y 14 fueron descartados del análisis ya que conceptualmente el modelo de calor y fluidos son elementos de primer orden, mientras que el modelo de permeabilidad juega un papel secundario (Lindsey et al., 2021). El modelo final 1 es el modelo principal y el modelo final 13 es utilizado como una referencia para identificar que tan robustos son los sectores favorables obtenidos en el modelo final 1. La justificación en el criterio de prioridad para zonas favorables se muestra en la tabla 7.8, donde A es la zona con mayor prioridad, y D la de menor prioridad. En la tabla 7.9 se muestra la extensión areal de las zonas que presentan una mayor favorabilidad geotérmica mientras que en la figura 7.12 se muestra la ubicación de estas zonas.

Zona	Justificación
A	Esta zona presenta los valores máximos de superposición ponderada en el modelo final 1 (80-83%) y 13 (60-74%), además, posee múltiples zonas con valores de superposición ponderada superior al 40% (ver figura 7.11).
B	Esta zona presenta valores máximos de superposición ponderada en el rango de 60-80% en el modelo final 1, además, presenta los valores máximos de superposición ponderada en el modelo final 13 (60-74%).
C	Esta zona presenta valores máximos de superposición ponderada en el rango de 40-60%. Se prioriza esta zona a otras que presentan el mismo rango de valores ya que el catálogo sísmico de Sippl et al. (2018) muestra para este sector una gran cantidad de sismos superficiales (< 2 Km) entre los años 2007-2014 (ver figura 7.7). Se interpreta que esta actividad sísmica podría estar vinculada a la circulación de fluidos geotérmicos en profundidad, ya que la circulación de fluidos puede facilitar el fallamiento del macizo rocoso y facilitar la generación de actividad sísmica (Sibson, 1982).
D	Esta zona presenta como valores máximos de superposición ponderada en el rango de 40-60%. Se prioriza esta zona a otras que posee los mismos rangos de superposición ponderada ya que posee manifestaciones termales con temperaturas superiores a 76°C.

Tabla 7.8: Zonas favorables prioritarias y sus características.

Zona	Sector	Punto (ver Figura 7.12)	Valor de superposición ponderada	Coordenadas (U.T.M)	Km²
A	Pampa Lirima	P1	60-83 %	Norte: 7805917 Este: 509258	12.56
	Alrededor de Pampa Lirima	P2	40-60 %	Norte: 7805857 Este: 515118	15.76
	Alrededor de Pampa Lirima	P3	40-60 %	Norte: 7794747 Este: 515569	11.24
	Alrededor de Pampa Lirima	P4	40-60 %	Norte: 7787925 Este: 513446	1.22
	Alrededor de Vertiente Cerro Batea	P5	40-60 %	Norte: 7775705 Este: 516143	2.63
	Alrededor de Vertiente Cerro Batea	P6	40-60 %	Norte: 7765276 Este:	0.86

				515960	
	Alrededor de Vertiente Cerro Batea	P7	40-60 %	Norte: 7754412 Este: 515079	7.43
B	NW de Puchuldiza	P8	60-80%	Norte: 7856237 Este: 499440	12.56
	Puchuldiza	P9	60-80%	Norte: 7853251 Este: 504334	12.56
C	Laguna Churicollo	P10	40-60%	Norte: 7838137 Este: 505361	12.56
	Concentración de sismos superficiales	P11	20-40%	Norte: 7827559 Este: 507718	30.31
	Guanacota	P12	40-60%	Norte: 7821085 Este: 501669	12.56

D	Baños de Quitariri	P13	20-60%	Norte: 7862126 Este: 447082	12.56
	Baños de Chimisa	P14	20-60%	Norte: 7839942 Este: 468674	12.56

Tabla 7.9: Ubicación de los sectores seleccionados en cada zona.

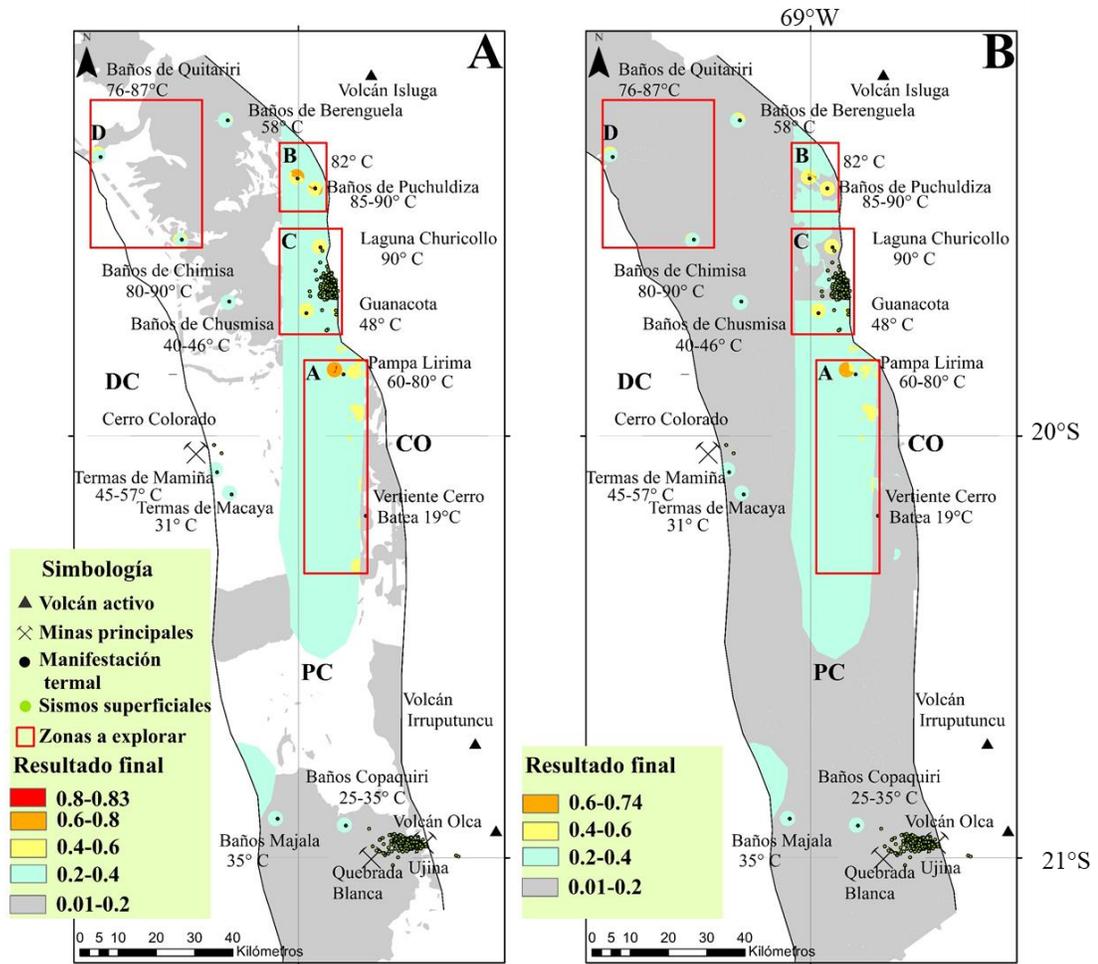


Figura 7.11: Ranking de prioridad de zonas favorables. A) Modelo final 1. B) Modelo final 13.

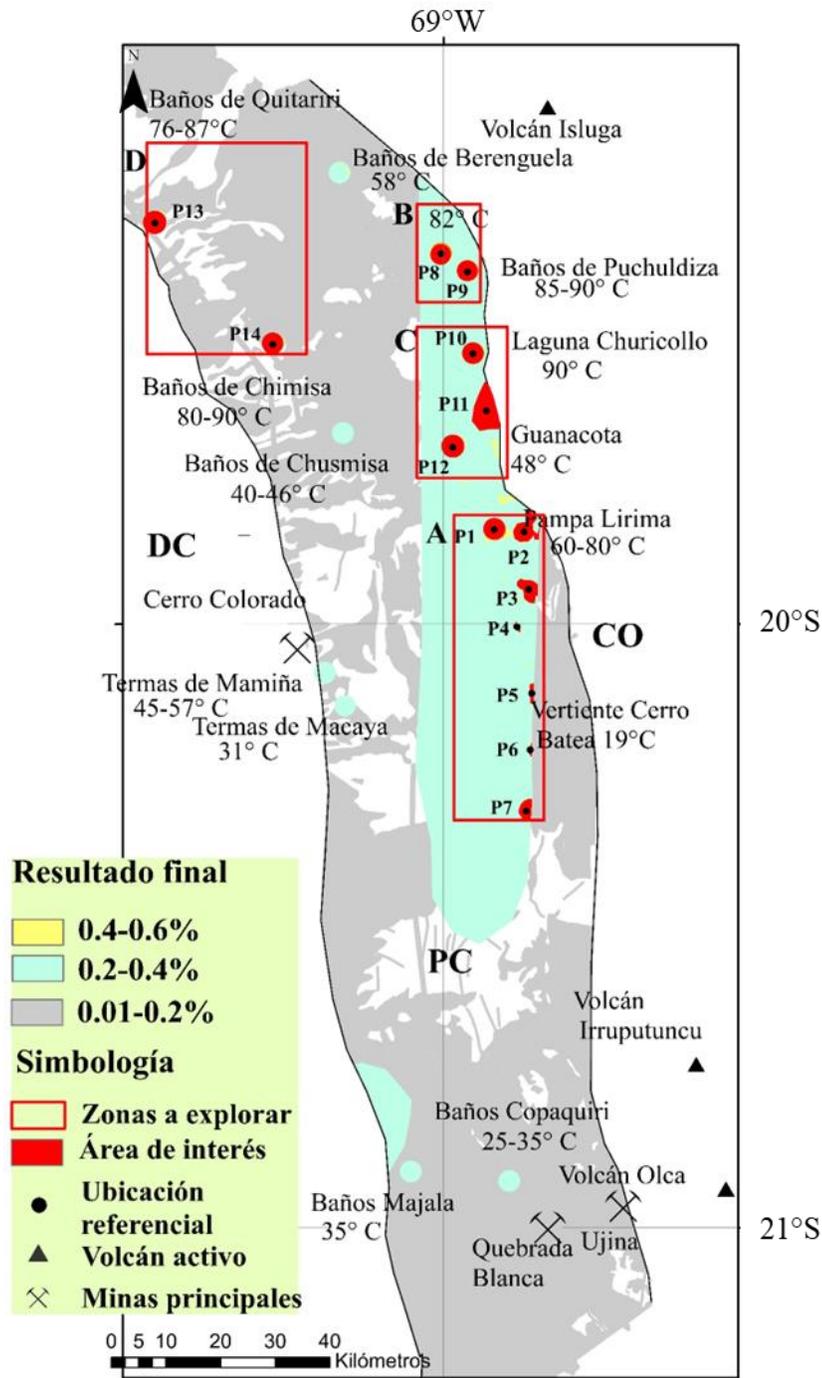


Figura 7.12: Ubicación de las zonas con mayor favorabilidad geotérmica.

7.3 Plan de exploración

Las actividades propuestas en el plan de exploración buscan resolver las principales interrogantes que existirían sobre la presencia de ciertos elementos favorables para la existencia de un reservorio geotérmico en las zonas seleccionadas. Las metodologías propuestas se explican brevemente en la tabla 7.10. Se recomienda realizar lo siguiente en cada zona seleccionada:

Zona A

- Sector de Pampa Lirima: si bien estudios previos indican la presencia de un reservorio geotérmico entre los 700-800 m de profundidad, la ubicación y profundidad estimada del reservorio geotérmico es interpretada por Legault et al. (2012) en base a información geofísica (ver sección 4.5.2), por lo que no se tienen evidencias directas (al menos publicadas) de la temperatura, profundidad y dimensiones del reservorio. Por lo tanto, para determinar la temperatura del reservorio, estimar su profundidad, ubicación y dimensiones, se recomienda realizar sondajes diamantinos hasta una profundidad de 800 m para comprobar la ubicación y profundidad del reservorio geotérmico. Además, se deberá medir de forma directa la temperatura de los fluidos geotermales en donde los resultados obtenidos deberán presentarse a través de modelamiento geológico explícito, complementado con información de magnetotelúrica.
- Escala regional: En este trabajo de investigación se proyectó hacia el norte e interpretó las zonas altamente conductoras del mapa magnetotelúrico de Kühn et al. (2014) como una fuente de calor y fluidos de forma continua a los 3.2 Km de profundidad, en donde se incluyen las zonas A, B y C. Basado en lo anterior, se recomienda realizar estudios de magnetotelúrica de mayor detalle a escala regional (zonas A, B y C) hasta una profundidad de 4 Km para dilucidar la continuidad y ancho de las zonas altamente conductoras, ya que podrían corresponder fuentes de calor y/o fluidos.

Zona B

- Sector de Puchuldiza: No se tiene una claridad de cuál es la extensión areal que presenta la actividad geotermal, ya que estudios geofísicos previos (sondeos eléctricos verticales) indican que en esta zona la actividad geotermal presenta una extensión areal máxima de 28 Km² (Lahsen et al., 2010) mientras que a través de pozos poco profundos (< 600 m) la extensión mínima es de 10 Km² (Aravena et al., 2016). Montenegro (2008) en base a información geofísica (magnetotelúrica y transiente electromagnético) menciona que entre 200 y 1800 metros de profundidad se encuentran zonas con resistividades menores a 10 Ohm-m, las cuales interpreta como diferentes reservorios geotérmicos someros de menor entalpía asociados a tobas y un reservorio geotérmico profundo de mayor entalpía (> 200°C) albergado en rocas andesíticas. Sin embargo, Montenegro (2008) no muestra los resultados geofísicos en que se basó (magnetotelúrica y transiente electromagnético), además, tampoco especifica la ubicación y las dimensiones de dichos reservorios. La CORFO y JICA realizaron 6 pozos de exploración geotérmica en el área, pero solo uno de ellos superó los 600 m de profundidad, alcanzando los 1.157 m (Montenegro, 2008). Dentro del reservorio se registró una temperatura mínima de 200° C (Aravena et al., 2016). Lo anterior sugeriría que los sondajes no llegaron al centro del reservorio geotérmico, en donde se esperaría temperaturas cercanas a los 250-270°C (Ortiz et al., 2008), además, la información del mapeo geológico y las temperaturas registradas en los pozos exploratorios no se encuentran publicadas. Por lo tanto, se recomienda conseguir todos los resultados geofísicos que se han publicado en esta zona (p.ej.: los reportados en Montenegro, 2008) para hacer una reinterpretación de la extensión areal de la actividad geotermal, dimensionando la cantidad y volumen de los reservorios geotérmicos a través de modelamiento geológico explícito. Además, se recomienda conseguir el mapeo geológico y las temperaturas registradas en los pozos de exploración realizados por la CORFO y JICA, ya que esta información puede ser utilizado en el modelamiento geológico explícito

(litología, alteración y temperatura). Por último, Montenegro (2008) recomienda realizar un sondaje diamantino hasta los 1500 m de profundidad en las coordenadas N 7.859.300 y E 504.900 ya que menciona que perfiles magnetotelúricos detectaron zonas con resistividades menores a (3 Ohm-m) hasta los 1500 metros de profundidad. Esta información puede ser utilizada para detectar las temperaturas máximas y el posterior mapeo geológico que confirme el tipo de litología que alberga el reservorio geotérmico principal.

- Escala regional: La principal interrogante a resolver consiste en encontrar la ubicación y profundidad de la fuente de calor para el sector de Puchuldiza, ya que Montenegro (2008) interpretó que la fuente de calor proviene de la intrusión de magmas ácidos del Plioceno, mientras que Ortiz et al. (2008) menciona que la fuente de calor se ha relacionado a calor relicto de cuerpos subvolcánicos ligados a la actividad Pleistocena del Complejo Latarani-Macurquima. Además, tampoco se sabe si la zona favorable obtenida 6 km al NW de Puchuldiza y Puchuldiza comparten la misma fuente de calor. Por lo tanto, se recomienda realizar estudios de magnetotelúrica para encontrar la ubicación de la fuente de calor para el sector de Puchuldiza. Con esta información, se debe analizar si Puchuldiza y la zona ubicada al NW de Puchuldiza comparten la misma fuente de calor.

Zona C

- Sector de Guanacota y Laguna Churicollo: Montenegro (2008) interpretó los resultados del geotermómetro de cationes (Na-K-Mg) y relaciones molares (Cl/Li y Cl/F) de las manifestaciones termales del sector de Guanacota como diferentes reservorios geotérmicos de baja entalpía (<150°C), pero no profundiza en la cantidad o ubicación de ellos. Por otro lado, en el sector de laguna Churicollo se registran temperaturas de manifestaciones termales cercanas a 90°C (Aravena et al., 2016) pero no se han realizado estudios de geoquímica de aguas (geotermometría) para estimar la temperatura del reservorio geotérmico o si existe más de uno. Por lo tanto, se recomienda realizar estudios magnetotelúricos en el sector de Guanacota para detectar los reservorios geotermales mencionados

por Montenegro (2008), mientras que en el sector de Laguna Churicollo se recomienda realizar un estudio geoquímico de las muestras de agua para estimar la temperatura del reservorio geotérmico asociado.

- Escala regional: En este sector no se sabe la ubicación, profundidad y dimensiones de la fuente de calor, además, tampoco se sabe si el sector de Guanacota y Laguna Churicollo comparten la misma fuente calor. Por otra parte, se infiere que la gran cantidad de sismos superficiales (< 1.5 Km) que cubren una extensión aproximada de 10 Km^2 al NE de Guanacota (ver figura 7.11) podría estar vinculada a la circulación de fluidos geotérmicos hospedados en rocas volcánicas impermeables, pero no se tiene evidencia que confirme dicha hipótesis. Por lo tanto, se recomienda realizar estudios de magnetotelúrica para encontrar la posible conexión y ubicación de la fuente de calor para el sector de Guanacota y Laguna Churicollo. Además, se recomienda realizar estudios de magnetotelúrica en el sector donde se concentran sismos superficiales para identificar un posible Clay Cap y reservorio geotérmico, si los resultados indican la existencia de un reservorio geotérmico en profundidad, se recomienda realizar un sondaje de 1.5 Km para comprobar la existencia de dicho reservorio.

Zona D

- Sector de Baños de Quitariri y Chimisa: Hauser (1997) presenta registros de temperatura para las manifestaciones termales de Baños de Quitariri y Chimisa, pero hasta el momento no se han realizado estimaciones de la temperatura de los reservorios geotérmicos de donde provienen estas manifestaciones termales (geotermómetros de Na-K o geotermómetros de Sílice). Por esto, se recomienda realizar estudios de geoquímica de aguas para estimar la temperatura de los reservorios geotérmicos bajo estas manifestaciones termales.
- Escala regional: En esta zona no se tiene información del control estructural para las manifestaciones termales (Baños de Quitariri y Baños de Chimisa). Se infiere un posible control estructural en la migración de fluidos debido a las flexuras

mapeadas por trabajos previos, pero no se tienen evidencias de terreno para respaldar esta hipótesis. Además, se desconoce la profundidad, ubicación de la fuente de calor y reservorio geotérmico para las manifestaciones termales en superficie (Baños de Quitariri y Baños de Chimisa). Considerando lo anterior, para dilucidar el posible control estructural en la migración de fluidos geotermales dentro del área de estudio se recomienda realizar estudios geológicos estructurales a escala 1:100.000, luego un estudio más localizado 5 kilómetros alrededor de las manifestaciones termales de Baños de Quitariri y Baños de Chimisa a una escala 1:1.000. Además, se recomienda realizar perfiles de magnetotelúrica en las cercanías del sector de Baños de Quitariri y Baños de Chimisa orientada perpendicular al rumbo de las flexuras para identificar la posible fuente de calor, ubicación de los reservorios geotérmicos y la posible conexión entre las flexuras con las manifestaciones termales.

Método	Utilidad
Magneto telúrica (MT)	<p>Es una técnica geofísica que permite estimar la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo, a profundidades que pueden variar entre 500 m y varias decenas de kilómetros.</p> <p>Esta técnica es utilizada por ejemplo para estimar la profundidad del basamento rocoso, nivel freático, identificación de zonas fracturadas y discontinuidades. En exploración geotérmica es utilizada para identificar el Clay Cap y reservorios geotérmicos en profundidad, ya que se asocian a zonas altamente conductoras o de baja resistividad eléctrica (Geodatos, 2022).</p>
Transiente electromagnético (TEM)	<p>El método TEM es una técnica geofísica utilizada para estimar la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo, a profundidades que varían entre 10 a 500 m.</p>

	<p>Este método es utilizado como por ejemplo en la determinación de la geometría y propiedades de los acuíferos (techo, muro, salinidad, permeabilidad). En geotermia es utilizado para interpretar estructuras geológicas que contienen alteraciones o fluidos hidrotermales ya que estas zonas se asocian a una baja resistividad eléctrica (Montecinos, 2019).</p>
Perfiles eléctricos verticales	<p>Es una técnica geofísica que permite estimar la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo mediante la inyección de corriente eléctrica en el subsuelo y la medición del potencial resultante. Esta técnica permite alcanzar profundidades máximas de 50-100 m.</p> <p>En exploración geotérmica es utilizado en zonas donde existe evidencia de manifestaciones termales en superficie para identificar estructuras bajo el subsuelo que contienen fluidos hidrotermales, ya que existe una correlación directa entre zonas de baja resistividad eléctrica y fluidos salinos de alta temperatura (Jensen, 2011).</p>
Modelamiento geológico explícito	<p>El modelamiento geológico explícito consiste en utilizar diferentes capas de información (mapas geológicos, plantas de información geofísica, leyes minerales de sondajes, etc.) para modelar un cuerpo geológico en 3D. La principal desventaja de este método es que requiere una gran cantidad de tiempo ya que el modelamiento se realiza de forma manual (Batista, 2015).</p>
Perforación de sondajes	<p>La perforación de sondajes es utilizada para diferentes fines, ya sea para motivos exploratorios y/o productivos. Es posible definirla como un proceso que interviene el subsuelo con el objetivo de descubrir y proyectar el conocimiento geológico que se dispone en profundidad, para determinar, expandir y/o descubrir un potencial prospecto, con el</p>

	objetivo de comprobar la existencia de algún recurso de interés económico y posterior extracción de los recursos minerales (Rivera, 2018).
Análisis geoquímico de aguas	Para la determinación de la temperatura de un reservorio geotérmico se utilizan técnicas de geotermometría clásica, mediante la aplicación de diferentes geotermómetros químicos, estos geotermómetros consisten en diferentes ecuaciones teóricas basadas en reacciones químicas heterogéneas, dependientes de la temperatura y que controlan algunos de los contenidos elementales de las aguas. Para su aplicación se asume que dichos contenidos no han sufrido cambios durante el ascenso de las aguas termales a la superficie y que las aguas se encuentran en equilibrio dentro del reservorio geotérmico (Blasco et al., 2016).

Tabla 7.10: Algunos métodos utilizados en la exploración geotérmica y su descripción.

8. Conclusiones

En este trabajo de tesis se utilizó el análisis geoespacial y el método de superposición ponderada para identificar sectores de la Precordillera de la región de Tarapacá que presenten condiciones favorables para la ocurrencia de sistemas geotermales de alta entalpía. El modelo de exploración, que reúne los factores considerados como favorables, se obtuvo luego de analizar las características de los sistemas geotermales de Puchuldiza, Pampa Lirima, El Tatio-La Torta y Cerro Pabellón.

Las principales evidencias que se interpretaron para la presencia de fuente de calor fueron: manifestaciones termales superficiales y una zona de baja resistividad eléctrica de extensión regional ubicada a 3 km de profundidad interpretada por un estudio magnetotelúrico (Kühn et al., 2014). Las principales evidencias que se interpretaron para la presencia de permeabilidad favorable fueron: la zona de baja resistividad eléctrica de escala regional, tipo de litología, manifestaciones termales superficiales y el arreglo estructural. Las principales evidencias que se interpretaron para la presencia de fuente de fluidos fueron: manifestaciones termales superficiales, la zona de baja resistividad eléctrica de escala regional y masas de agua.

Utilizando el método de superposición ponderada para calcular la coincidencia espacial de factores geológicos favorables, se obtuvo un mapa o modelo donde se indica la favorabilidad de cada sector de la Precordillera para encontrar condiciones necesarias para la ocurrencia de un sistema geotermal. Los valores de superposición ponderada varían entre 0 y 100%, donde 0% es muy desfavorable y 100% es muy favorable. La confiabilidad de este modelo se evaluó analizando la sensibilidad de sus valores de superposición ponderada a las capas de información utilizadas. Este análisis sugiere que los resultados del modelo son robustos. El modelo muestra que los sectores más favorables (valores de superposición ponderada superior al 60%) corresponden al sector de Pampa Lirima (80-83%), un sector localizado 6 Km al NW de Puchuldiza, y el área de Puchuldiza (60-80%). Los sectores que presentan favorabilidad intermedia corresponden al sector de Baños de Berenguela (40-60%), Baños Quitariri (40-60%),

Baños de Chimisa (40-60%), Laguna Churicollo (40-60%), Guanacota (40-60%) y los alrededores de vertiente Cerro Batea (40-60%) y Pampa Lirima (40-60%).

Para cada una de las zonas más favorables identificadas se recomendó un plan de exploración. Las actividades propuestas para cada zona buscan estimar si existen ciertos factores favorables cuya presencia está en duda. En términos generales, se recomienda:

- En sectores donde se tienen evidencias claras de la existencia de un sistema geotermal, realizar sondajes para estimar la temperatura, profundidad y extensión del reservorio. Se recomienda esto para los sectores de Pampa Lirima y Puchuldiza.
- En sectores donde se desconoce la ubicación y profundidad de la posible fuente de calor, realizar estudios magnetoteléuticos. Se recomienda esto para los sectores 6 km al NW de Puchuldiza, Puchuldiza, Guanacota, Laguna Churicollo, Baños de Quitariri y Baños Chimisa.
- En sectores donde existen manifestaciones termales en superficie y se desconoce la temperatura estimada del reservorio geotérmico asociado se recomienda realizar análisis geoquímico de aguas. Se recomienda esto para los sectores de Laguna Churicollo, Baños de Quitariri y Chimisa.
- En sectores donde no se presenta información sobre el control estructural de las manifestaciones termales superficiales, realizar estudios geológicos estructurales. Se recomienda esto para los sectores de Baños de Chimisa y Baños de Quitariri.

9. Referencias

Achurra, L. (2010). Estudio hidrogeoquímico sobre la interacción de aguas subterráneas profundas y someras en Pampa Lirima, Norte de Chile , Tesis de Máster en Hidrología Subterránea, Universidad Politécnica de Cataluña, Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartografía y Geofísica (Inédito): 107 pp. Barcelona.

Achurra, L., Custodio Gimena, E., Aguirre, I., Mayorga, C., Arcos, R., & Clavero, J. (2013). Interacción agua-roca y mezcla de aguas mediante el estudio de la razón $87\text{Sr}/86\text{Sr}$, Pampa Lirima, Altiplano I Región, Chile. In *Congreso Geológico Chileno* (pp. 777-779).

Aedo Sanhueza, L. S. (2007). Predicción de Resistencia a la Carga Puntual y RQD Mediante Kriging Ordinario en la Mina Cerro Colorado. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile.

Allmendinger, R. W., Jordan, T. E., Kay, S. M., & Isacks, B. L., 1997, The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25,(139-174).

Amberg A. (2011) NI 43-101 Technical Report, Puchuldiza Project, I Region Chile.

Amilibia, A., Sàbat, F., McClay, K. R., Muñoz, J. A., Roca, E., & Chong, G. (2008). The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology*, 30(12), 1520-1539.

Aravena, D., Muñoz, M., Morata, D., Lahsen, A., Parada, M. Á. & Dobson, P. (2016). Assessment of High Enthalpy Geothermal Resources and Promising Areas of Chile. *Geothermics*, 59, 1-13.

Araya Vargas, J., Meqbel, N.M., Ritter, O., Brasse, H., Weckmann, U., Yáñez, G. & Godoy, B. (2019). Fluid Distribution in the Central Andes Subduction Zone imaged with magnetotellurics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124 (4), 4017–4034. <https://doi.org/10.1029/2018JB016933>.

Assato, G., Seggiaro, R., Conde, N., Larcher, N., Azcurra, D., Castro, S., Carballo, F., Marquetti, C., Naón, V., Lindsey, Cary., Bridget, A., Faulds, J. & Coolbaugh, M. (2020). Mapa de favorabilidad geotérmica aplicando el método de análisis geotermal play fairway. *Servicio geológico minero argentino*.

Biblioteca del Congreso Nacional. SIIT. (2011, enero 24). *Mapas vectoriales*. Recuperado el 22 de mayo de 2022, de: Bcn.Cl.https://www.bcn.cl/siit/mapas_vectoriales/index_html

Batista, J. (2015). *Análise compatativa entre métodos de modelamiento geológico. Río Grande do sul, Cacapava do Sul*.

Blanco, N., Vásquez, P., Sepúlveda, F.A., Tomlinson, A.J., Quezada, A., & Ladino, M., (2012). Levantamiento geológico para el fomento de la exploración de recursos minerales e hídricos de la Cordillera de la Costa, Depresión Central y Precordillera de la Región de Tarapacá (20°-21°S). Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-12-50, 246 p., 7 mapas escala 1:100.000, Santiago.

Blasco, M., Auqué, L., Gimeno, M., Acero, P. & Asta, P. (2016): Aplicación de geotermómetros químicos a un sistema termal de baja temperatura. *Sociedad Geologica de España*.

Cecioni, G., 1961, El Titónico inferior marino en la provincia de Tarapacá y consideraciones sobre el arqueamiento central de los Andes. Santiago, Univ. Chile, Esc. Geol., año 1, No 3, 19 pp.

Cecioni, G.; García, F. 1960. Observaciones geológicas en la Cordillera de la Costa de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, No. 6, 28 p. Santiago.

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, Northern Chile. *Tectonophysics* 400(1-4), 105-125.

Collettini, C. Sibson, R. (2001). Normal faults, normal friction? *Geology*, 29 (10), 927-930.

Comeau, M. J., Unsworth, M. J., Ticona, F., & Sunagua, M. (2015). Magnetotelluric images of magma distribution beneath Volcán Uturuncu, Bolivia: Implications for magma dynamics. *Geology*, 43(3), 243-246.

Correa, N. (2011). Evolución geológica y petrológica del complejo volcánico Quimsachata–Aroma, Región de Tarapacá, Andes Centrales del Norte de Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile.

Cortés Hernández, J. I. (2011). Evolución Depositacional y Tectónica Neógena del Altiplano Chileno Entre los 19° 22'S y 19° 42'S. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile.

Cortés Ramírez, E. A. (2017). Importancia de la formación cerro Empexa en el emplazamiento de depósitos tipo pórfido cuprífero entre los 20° 30'-21° S'. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile.

Cortés, J., Del Real, I., Pinto, L., Farías, M., Herrera, S., & Castruccio, A. (2012a). Primeros resultados de la geología regional de la Precordillera y Cordillera Occidental entre los 19 15'y 19 30'S (I Región de Tarapacá, Chile). In Congreso Geológico Chileno (No. 13).

Cortés, J., Farías, M., Comte, D., & Charrier, R. (2012b). Estructuras y depósitos neógenos de la región de Cariquima (Altiplano chileno): Implicancias en el origen de la Cordillera Occidental a los 19 30'S. In Congreso Geológico Chileno (No. 13, pp. 229-231).

Cortés, R., Ortiz, M., Vivallos, J., Achurra, L., Silva, C., Fonseca, A., & Arancibia, M. (2009). Exploración geológica para el fomento de la energía geotérmica en el área Puchuldiza Sur. *Santiago*, 22, S6_019.

De Silva, S. (1989): Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*, 17, 1102–1106.

DGA MOP. (s/f). *Gob.cl*. Recuperado el 22 de mayo de 2022, de <https://dga.mop.gob.cl/estudiospublicaciones/mapoteca/Paginas/Mapoteca-Digital.aspx>.

Earth Data - Google Search. (s/f). Google.com. Recuperado el 10 de mayo de 2022, de: https://www.google.com/search?q=earth+data&rlz=1C1CHZN_esCL925CL925&oq=EAR&aqs=chrome.1.69i57j69i59j0i27113j69i6112.2478j0j7&sourceid=chrome&ie=UTF-8.

Farías, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., & Hérail, G. (2005). Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19 300S). *Tectonics*, 24(4).

Fuentes, G., García, M., Sepúlveda, F., Vásquez, P., & Meffre, S (2015). Sedimentación continental del Cretácico Inferior (Formación Atajaña) en la Cordillera de la Costa, Norte de Chile (19, 3°S).

Fuentes, G., Martínez, F., Bascuñan, S., Arriagada, C., & Muñoz, R. (2018). Tectonic architecture of the Tarapacá Basin in the northern Central Andes: New constraints from field and 2D seismic data. *Geosphere*, 14(6), 2430-2446.

Gallardo, F.E. (2015). Geología y estructura de la Precordillera altiplánica entre 19°45'S y 20°00'S, Región de Tarapacá, Chile. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias, mención Geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 120 pp., Santiago.

Galli, C. & Dingman, R. (1962). Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas (IIG), Carta Geológica de Chile N° 2-5: 125 pp. 4 mapas escala 1:50.000. Santiago.

Galli, C., (1957). Las formaciones geológicas en el borde occidental de la puna de Atacama, sector de Pica, Tarapacá: *Minerales* v. 56, p. 14-26.

Galli, C. (1968). Carta Geológica de Chile 18: Cuadrángulo Juan de Morales. Provincia de Tarapacá. Escala 1:50.000. Instituto de investigaciones Geológicas de Chile. 53 p. Santiago.

García, F. (1967). Geología del Norte Grande de Chile. Sociedad Geológica de Chile, 3. 138 p. Santiago.

García, M, Fuentes, G., Riquelme, F. (2013). Carta Miñimiñi, Regiones de Arica y Parinacota y de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 157: 49 p. 1 mapa escala 1:100.000.

García, M. (1996). Geología y estructura del borde del Altiplano occidental, en el área de Belén (Chile). Tesis (Memoria de Título), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Gardeweg, M. & Sellés, D. (2013). Geología del área Collacagua Rinconada, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 148: 82 p. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Gardeweg, M. & Sellés, D. (2015). Estratigrafía y evolución estructural del área Collacagua-Rinconada, alta cordillera de Iquique, 20 00'-20 30'S, Región de Tarapacá. Congreso Geológico Chileno N° 14. Actas: 718-721. La Serena.

Gardeweg, M. & Sellés, D. (2017). Characterization of the last volcanic products erupted in the Pica Gap (Northern Chile). In Actas XX Congreso Geológico Argentino, Sesión Técnica 7, 60–67.

Geodatos. Geofísica, exploración, ingeniería, método ReMi. (s/f). *Geodatos.cl*. Recuperado el 28 de noviembre de 2022, de <http://www.geodatos.cl>.

González, G., Allmendinger, R. W., Casanova, C., & Carrizo, D. (2003). Procesos tectónicos de antearco que intervienen en la deformación Neógeno–cuaternaria de la Cordillera de la Costa, norte de Chile. In *X Congreso Geológico Chileno S* (Vol. 4, p. 10ara).

González, G., & Carrizo, D. (2003). Segmentación, cinemática y cronología relativa de la deformación tardía de la Falla Salar del Carmen, Sistema de Fallas de Atacama (23 40'S), norte de Chile. *Revista geológica de Chile*, 30(2), 223-244.

Hauser, A. (1997). Catastro y caracterización de las fuentes minerales y termales de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín N° 50.

Herrera, S., Pinto, L., Deckart, K., Cortés, J., & Valenzuela, J. I. (2017). Cenozoic tectonostratigraphic evolution and architecture of the Central Andes in northern Chile based on the Aquine region, Western Cordillera (19-19°30'S). *Andean Geology*, 44(2), 87-122.

Hervé, M. (1987). Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior de la Zona de Falla de Atacama al norte de Paposo (24°S), Chile. *Andean Geology*, (31), 37-42.

Jensen, E. (2018). Efectos de fluidos hidrotermales en el desarrollo de fallas: Petrografía y propiedades mecánicas. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias Mención Geología. Universidad Católica del Norte.

Khosroshahizadeh, S., Pourkermani, M., Almasiyan, M., Arian, M., & Khakzad, A. (2015). Evaluation of Structural Patterns and Related Alteration and Mineralization Zones by Using ASAR-ASTER Imagery in Siyahrood Area (East Azarbaijan—NW Iran). *Open Journal of Geology*, 5(09), 589.

Kühn, C., Küster, J., & Brasse, H. (2014). Three-dimensional inversion of magnetotelluric data from the Central Andean continental margin. *Earth, Planets and Space*, 66(1), 112. <https://doi.org/10.1186/1880-5981-66-112>.

Labbé, N., García, M., Simicic, Y., Contreras-Reyes, E., Charrier, R., De Pascale, G., & Arriagada, C. (2018). Sediment fill geometry and structural control of the Pampa del Tamarugal basin, northern Chile. *GSA Bulletin*, 131(1-2), 155–174.

Lahsen, A. (1973). Geología de Puchuldiza. Corporación de Fomento de la Producción (CORFO): 49 pp. Santiago.

Lahsen, A. (1976). La actividad geotermal y sus relaciones con la tectónica y el volcanismo en el norte de Chile. Primer Congreso Geológico Chileno, Santiago de Chile.

Lahsen, A. (1978). Evaluación de los resultados de la exploración del campo geotérmico de Puchuldiza I Región Tarapacá. Informe inédito para Comité para el Aprovechamiento de la Energía Geotérmica, CORFO.

Lahsen, A., Sepúlveda, F., Rojas, J., y Palacios, C. (2005). Present status of geothermal exploration in Chile. In *World Geothermal Congress* (Vol. 2005, pp. 24-29). Antalya.

Lahsen, A., Munoz, N., Parada, M.A., (2010). Geothermal development in Chile. In: *World Geothermal Congress*, Bali, pp. 25–29.

Legault, J., Lombardo, S., Zhao, S., Clavero, J., Aguirre, I., Arcos, R., Lira, E. (2012). ZTEM airborne AFMAG EM and ground geophysical survey comparisons over the Pampa Lirima geothermal field in northern Chile – a) Z-axis tipper electromagnetic system. *Geothermal Resources Council Transactions*, vol. 36. California, pp. 1001–1008.

Lemus, M., Pérez, Y., Honores, C., Aguilera, F (2015). Favorabilidad Geotérmica en ambientes de media a alta entalpía de la Región de Los Lagos. Congreso Geológico Chileno.

Letelier, J. A., O’Sullivan, J., Reich, M., Veloso, E., Sánchez-Alfaro, P., Aravena, D., y Morata, D. (2021). Reservoir architecture model and heat transfer modes in the El Tatio-La Torta geothermal system, Central Andes of northern Chile. *Geothermics*, 89, 101940.

Maksaev, V. 1978. Cuadrángulo Chitigua y sector occidental del cuadrángulo Cerro Palpana, Región de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas (IIG), Carta Geológica de Chile N°31: 55 pp. 1 mapa escala 1:50.000. Santiago

Maureira, G. (2013). Alteración hidrotermal y geoquímica de las aguas termales en el área de la concesión geotérmica Licancura III, I Región de Tarapacá, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile.

Maza, S., Collo, G., Morata, D., Lizana, C., Camus, E., Taussi, M., Rivera, G. (2018). Clay mineral associations in the clay cap from the Cerro Pabellón blind geothermal system, Andean Cordillera, Northern Chile. *Clay Minerals*, 53(2), 117-141. doi:10.1180/clm.2018.9.

Maza, SN, Collo, G., Morata, D., Cuña-Rodríguez, C., Taussi, M., & Renzulli, A. (2021). The Hydrothermal Alteration of the Cordón de Inacaliri Volcanic Complex in the Framework of the Hidden Geothermal Systems within the Pabelloncito Graben (Northern Chile). *Minerals* , 11 (11), 1279.

Mellado Ilabaca, E. (2015). Origen del complejo metaturbidítico de Quebrada Aroma y sus implicancias en la evolución paleozoica del norte de Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile.

Montecinos, F. 1963. Observaciones de Geología en el Cuadrángulo Campanani, Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá. Memoria de Título (Inédito). Universidad de Chile.

Montenegro, C. (2008). Actualización de los antecedentes geoquímicos y geofísicos del campo geotérmico de Puchuldiza y su comparación con el área de exploración geotérmica de Guanacota, Región de Tarapacá. Memoria para optar el Título de Geólogo. Universidad de Chile.

Montenegro, C. & Deckart, K. (2009). Interpretaciones geoquímicas y geofísicas del campo Geotérmico de Puchuldiza, Región de Tarapacá. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 12).

Morata, D., Maza, S., Vidal, J., Taussi, M., Renzulli, A., Mattioli, M., & Rivera, G. (2020). Hydrothermal Alteration in Cerro Pabellón Geothermal Field: from Surface and Drill Core Data to Conceptual Model. In *Proceedings World Geothermal Congress* (p. 1).

Morelli Roa, P. F. (2008). Estudio geológico del sistema de alteración hidrotermal de Pajonales, Provincia de Vallenar, Región de Atacama. Memoria para optar el Título de Geólogo. Universidad de Chile.

Mpodozis, C. (2006). Marco tectónico de los grandes sistemas geotérmicos de los Andes Centrales. XI Congreso Geológico Chileno.

Muñoz-Saez, C., Manga, M., Hurwitz, S., (2018). Hydrothermal discharge from the El Tatiobasin, Atacama, Chile. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 361, 25–35. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.07.007>.

Muñoz Mardones, R. J. (2017). Configuración estructural de la vertiente occidental del Altiplano entre los 21° 00'-21° 15', región de Tarapacá, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad Andrés Bello.

Muñoz, N., & Charrier, R. (1996). Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9, no. 3-4, p. 171-181.

Muñoz, N., Elgueta, S., & Harambour, S. (1988). El Sistema Jurásico (Formación Livilcar) en el curso superior de la quebrada Azapa, I Región: implicancias paleogeográficas. In *Actas V Congreso Geológico Chileno, Santiago (Vol. 1, pp. A403-A415)*.

Nalpas, T., Townley, B., & Sanhueza, D. (2011). Influencia de un bloque rígido en un sistema de fallas de rumbo: modelamiento análogo. *Andean Geology*, 38(1), 23-36.

Naranjo, J. A., & R. Paskoff (1985), Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampadel Tamarugal, norte de Chile (18°–21°S), paper presented at 4th Congreso Geológico Chileno, Dep. de Geociencia., Univ. Católica del Norte, Antofagasta, Chile.

Nasjuan Torres, V. (1974). Generalidades sobre geotermia: Seminario sobre los recursos energéticos de Chile. Santiago de Chile, 16-19 abril 1974.

Niemeyer, H., & Urrutia, C. (2009). Transcurrencia a lo largo de la Falla Sierra de Varas (Sistema de fallas de la Cordillera de Domeyko), norte de Chile. *Andean Geology*, 36(1), 37-49.

Núñez, P., Sáez, D. D., & Espinoza, P. V. (2013). Geotermia. P. 6-80.

Ortiz M., Achurra L., Cortés R., Fonseca A., Silva C. & Vivallos J. (2008) Exploración Geológica para el fomento de la energía geotérmica. Estudio Geológico, Geofísico e Hidroquímico del Sector Puchuldiza Sur., Santiago, Chile.

Pedroza, V., Gutierrez, M., Le Roux, J., Hernández, E., & Vasquez, J. P (2015). Estudio comparativo del coeficiente de permeabilidad K en muestras de la Formación Río Pedregoso. XIV Congreso Geológico Chileno.

Peña, M., & Arriagada, C. (2013) Estudio paleomagnético- estructural del antearco del norte de Chile entre los 18°-23°S. Primeros resultados. *Latinmag Letters*, (V. 3, pp. 1-4)

Pérez, D. J., D'odorico Benites, P. E., & Godeas, M. C. (2010). Reconocimiento de alteración hidrotermal con el sensor ASTER, en el curso medio del Río Santa Cruz (31° 40's), provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66(4), 623-633.

Pinto, L., Hérail, G., & Charrier, R. (2004). Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en la Precordillera de la zona de Moquella, Tarapacá (19° 15'S, norte de Chile). *Revista geológica de Chile*, 31(1), 19-44.

Pirajno, F., (2009), Hydrothermal processes and wallrock alteration, En Hydrothermal processes and mineral systems, *Springer*, Berlín.

Placencia, G. (2020). Las aguas subterráneas del oasis de pica: patrones de circulación y procesos de contaminación en el Desierto de Atacama (norte de Chile). Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias, mención Geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 80 pp., Santiago.

Poblete, C., (2020). Estudio de los procesos hidrogeoquímicos en las aguas superficiales de la Precordillera y Cordillera Occidental (19°30'- 20°40' s), Región de Tarapacá, Chile. Memoria para optar al Título de Geóloga. Universidad de Concepción.

Polanco, E., & Gardeweg, M. (2000). Antecedentes preliminares de la estratigrafía volcánica del Cenozoico Superior en los cuadrángulos Pampa Lirima y Cancosa, altiplano de la I Región, Chile (19°45'–20°00'S y 69°00–68°30'W). In IX Congreso Geológico Chileno, actas (Vol. 2, pp. 324-328).

Pous, J., & Marcuello, A. (2003). El método magnetotelúrico: descripción y aportaciones en investigaciones de ámbito regional. *Boletín Geológico y Minero, de España*, 114.

Procesi, M. (2014). Geothermal Potential Evaluation for Northern Chile and Suggestions for New Energy Plans. *Energies*, 7(8), p. 5444-5459.

Quezada, J., & Cerda, J. (2003). Incisiones transversales profundas en la Cordillera de la Costa del Norte grande de Chile: ¿erosión de un alto topográfico al oeste del gran acantilado costero. In Congreso Geológico Chileno (No. 10).

Quezada, J., Cerda, J. L., & Jensen, A. (2010). Efectos de la tectónica y el clima en la configuración morfológica del relieve costero del norte de Chile. *Andean geology*, 37(1), p. 78-109.

Reutter, K. J., Scheuber, E. & Wigger, P. J. (eds.): Tectonics of the Southern Central Andes: Structure and Evolution of an Active Continental Margin. *Springer, Berlin*, p. 77–91.

Reutter, K.; Scheuber, E.; Helmcke, D. 1991. Structural evidence of originparallel strike-slip displacements in the North Chilean Precordillera. *Geologische Rundschau*, 80, p. 135-153.

Risacher, F., Fritz, B., & Hauser, A. (2011). Origin of components in Chilean thermal waters. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(1), 153-170.

Rivera, E. (2018). Clasificación en base al comportamiento geomecánico de las rocas en las perforaciones de sondajes diamantinos. *Tesis para optar al título de geólogo, Universidad de Concepción*.

Román, N., Reich, M., Leisen, M., Morata, D., Barra, F., & Deditius, A. P. (2019). Geochemical and micro-textural fingerprints of boiling in pyrite. *Geochimica et Cosmochimica*, 246, p. 60-85.

Rosenbaum, G., Giles, D., Saxon, M., Bett, P. G., Weinberg, R. F. & Duboz, C. (2005). Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 239 (1-2), 18-32.

Salas, R., Kast, R., Montecinos, F., Salas, I. (1966). Geología y recursos minerales del Departamento de Arica. Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, No. 21, 119 p. Santiago.

Sánchez Yáñez, C. E. (2016). Geoquímica de metales preciosos y metaloides en depósitos de sínter silíceo: implicancias en la incorporación de elementos a fases silíceas. Tesis para optar al Título de Geólogo y grado de Magíster en Ciencias, mención geología. Universidad de Chile.

Scheuber, E. & González, G. (1999). Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26°S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18(5), 895-910.

Scheuber, E., & Reutter, K.-J. (1992). Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25°S. *Tectonophysics*, 205(1-3), 127-140.

Seguel Cárdenas, M. A. (2020). Geotermometría multicomponente de las manifestaciones termales del sistema geotermal El Tatio-La Torta, II Región de Antofagasta, Chile. Memoria para optar el Título de Geólogo. Universidad de Chile.

Sellés, D., Gardeweg, M. & Garibaldi, N. (2016) Geología del Área Pampa Lirima Cancosa, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N°182: 115 pp. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Sepúlveda, F., & Vásquez, P. (2012). El Grupo Huantajaya: Nuevo esquema estratigráfico para las unidades de la cuenca de trasarco jurásica en la Cordillera de la Costa del área de Iquique (20-21 S). In XIII Congreso Geológico Chileno. Actas.

SERNAGEOMIN (2003). Mapa geológico de Chile. Escala 1:1.000.000. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Sibson, R.H., Robert, F., & Poulsen, K. H. (1988). High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 16(6), 551-555.

Sibson, R.H. (1994). Estrés cortical, fallas y flujo de fluidos. *Sociedad Geológica, Londres, Publicaciones especiales*, 78 (1), 69-84.

Tassi, F., Aguilera, F., Darrah, T., Vaselli, O., Capaccioni, B., Poreda, R., & Delgado-Huertas, A., (2010), Fluid geochemistry of hydrothermal systems in the Arica-Parinacota, Tarapacá and Antofagasta regions (northern Chile), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 192, p. 1–15.

Thomas, A. (1970). Cuadrángulos Iquique y Caleta Molle, Provincia de Tarapacá. Carta Geológica de Chile, Nos 21 y 22, IIG (actual Sernageomin), 52 p.

Tolorza, V., Marquardt, C., & Vargas, G. (2009). Sobre la edad del Gran Escarpe Costero. XII Congreso Geológico Chileno. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

Tolorza, V., Marquardt, C., & Vargas, G. (2009). Sobre la edad del Gran Escarpe Costero. secuencias, 22, S10_040.

Tomlinson, A.J.; Blanco, N.; MaksaeV, V.; Dilles, J.H.; Grunder, A.L.; Ladino, M. (2001). Geología de la Precordillera Andina de Quebrada Blanca – Chuquicamata, Regiones I y II (20°30' - 22°30' S). Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile), Informe Registrado IR-01-20, 2 Vols., 44 p., 20 mapas escala 1:50.000. Santiago.

Trujillo, P., (1998). Recursos Geotérmicos de Tarapacá. En: I Encuentro Minero del Cono Sur. 10 pags.

Urzúa, L., Powell, T., Cumming, W., Dobson, P. (2002). Apacheta, a new geothermal prospect in northern Chile. *Geothermal Resources Council Transactions*, vol. 26., pp. 65–69.

Vergara, H. & Thomas, A. 1984. Hoja Collacagua. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 59: 79 pp.1 mapa escala 1:250.000. Santiago

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(4).

Walk, J., Lehmkuhl, F., & Brückner, H. (2020). Alluvial fans along the coastal Atacama Desert-landforms, processes, and evolution (No. RWTH-2020-06003). Lehrstuhl für Physische Geographie und Geoökologie.

Ward, K.M., Zandt, G., Beck, S.L., Christensen, D.H., & McFarlin, H. (2014). Seismic imaging of the magmatic underpinnings beneath the Altiplano-Puna volcanic complex from the joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 404, 43–53. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.022>.

Worner, G., Moorbath, S., Entenmann, Davidson, J. D. & Lópezescobar, L. (1994). Large geochemical variations along the Andean Arc of northern Chile (17.5–22°S).

Anexo

Cantidad de imágenes Aster descargadas	Id	Fecha (día, mes, año)	% Nubocidad	Número de bandas
1	AST_L1T_00312252002145442_20150426123721_31334	25-12-2002	<10%	14 bandas incluidas
2	AST_L1T_00302262006145831_20150513081710_40634	26-02-2006	<10%	14 bandas incluidas
3	AST_L1T_00312252002145451_20150426123722_45025	25-12-2002	<10%	14 bandas incluidas
4	AST_L1T_00311012000150659_20150412170145_107979	01-11-2000	<10%	14 bandas incluidas
5	AST_L1T_00302222007145411_20150518093501_35829	22-02-2007	<10%	14 bandas incluidas
6	AST_L1T_00311122004145239_20150507004738_57455	12-11-2004	<10%	14 bandas incluidas
7	AST_L1T_00302022008144747_20150522211437_122032	02-02-2008	<10%	14 bandas incluidas
8	AST_L1T_00311122004145247_20150507004742_25318	12-11-2004	<10%	14 bandas incluidas
9	AST_L1T_00311052007145302_20150521232801_48510	05-11-2007	<10%	14 bandas incluidas
10	AST_L1T_00311122004145221_20150507004744_25381	12-11-2004	<10%	14 bandas incluidas
11	AST_L1T_00311122004145230_20150507004744_25379	12-11-2004	<10%	14 bandas incluidas
12	AST_L1T_00311122007145913_20150522012320_113083	12-11-2007	<10%	14 bandas incluidas
13	AST_L1T_00311202001145738_20150420200452_16692	20-11-2001	<10%	14 bandas incluidas
14	AST_L1T_00311202001145747_20150420200452_16694	20-11-2001	<10%	14 bandas incluidas

Tabla 1: imágenes satelitales Aster utilizadas en este estudio. Id= código de la imagen, Fecha= fecha de subida a la plataforma.

Modelos finales	Ponderaciones de atributo modelo de calor	Ponderaciones de atributo modelo de permeabilidad	Ponderaciones de atributo modelo de fluidos
3 y 4	Zonas de baja resistividad eléctrica (50 %), rocas volcánicas (38 %), alteración hidrotermal (12 %).	Zonas de baja resistividad eléctrica (29 %), tipo de litología (22 %), arreglo estructural (21 %), fallas geológicas (14 %), calderas y centros volcánicos (7 %), alteración hidrotermal (7 %).	Zonas de baja resistividad eléctrica (50 %), masas de agua (38 %), alteración hidrotermal (12 %).
5 y 6	Manifestaciones termales (56 %), rocas volcánicas (33 %), alteración hidrotermal (11 %).	Tipo de litología (23 %), manifestaciones termales (23 %), arreglo estructural (23 %), fallas geológicas (15 %), calderas y centros volcánicos (8 %), alteración hidrotermal (8 %).	Manifestaciones termales (56 %), masas de agua (33 %), alteración hidrotermal (11 %).
7 y 8	Rocas volcánicas (75 %), alteración hidrotermal (25 %).	Tipo de litología (30 %), arreglo estructural (30 %), fallas geológicas (20 %), calderas y centros volcánicos (10 %), alteración hidrotermal (10 %).	Masas de agua (75 %), alteración hidrotermal (25 %).
9 y 10	Manifestaciones termales (42 %), zonas de baja resistividad eléctrica (33 %), rocas volcánicas (25 %).	Zonas de baja resistividad eléctrica (27 %), tipo de litología (20 %), manifestaciones termales (20 %), arreglo estructural (20 %), fallas geológicas (13 %).	Manifestaciones termales (42 %), zonas de baja resistividad eléctrica (33 %), masas de agua (25 %).
11 y 12	Manifestaciones termales (63%), rocas volcánicas (37%).	Tipo de litología (34 %), arreglo estructural (33 %), fallas geológicas (22 %), calderas y centros volcánicos (11 %).	Zonas de baja resistividad eléctrica (50 %), masas de agua (38 %), alteraciones hidrotermales (12 %).

Tabla 2: Ponderaciones de cada atributo dentro del modelo de calor, permeabilidad y fluidos.